

13. Instabilités glaciaires et prédiction

par

Jerome FAILLETTAZ¹ & Martin FUNK¹

Résumé.—FAILLETTAZ J. & FUNK M., 2013. Instabilités glaciaires et prédiction. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 25: 159-174.

Deux types d'instabilités de glaciers Alpins sont à distinguer: les instabilités mécaniques et les instabilités de glissement. Les instabilités dites mécaniques affectent les glaciers suspendus froids où l'accumulation de neige est compensée par la rupture du glacier. Basé sur des données de terrain, alliant mesures de déplacement de surface et d'activité sismique, il est possible de prévoir l'occurrence de telles ruptures. Le cas des instabilités de glissement est plus problématique. Les instabilités de glissement se produisent sur des glaciers tempérés. De telles instabilités sont fortement influencées par l'hydrologie sous-glaciaire: l'eau ruisselant sur le lit permet (i) une meilleure lubrification du lit et (ii) si elle est mise en pression, un décollement du glacier de son lit. Les données montrent une accélération globale de tels glaciers en automne en corrélation directe avec les débits d'eau sous-glaciaire. Cependant, de telles accélérations ne sont pas obligatoirement suivies de la rupture du glacier. Pour étudier ce dernier cas, un modèle numérique développé pour étudier les instabilités gravitaires dans les milieux hétérogènes a été appliqué au cas du glacier d'Allalin (VS) qui s'est déjà rompu en 1965 faisant 88 morts. Il nous permet d'étudier l'influence de l'eau sous-glaciaire sur l'initiation de la rupture.

Mots clés: instabilités gravitaires, glaciers, prédiction.

Abstract.—FAILLETTAZ J. & FUNK M., 2013. Glacier instabilities and prediction. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 25: 159-174.

Two different types of glacier instabilities may be distinguished: mechanical instabilities and sliding instabilities. Mechanical instabilities mainly affect unbalanced cold hanging glaciers (i.e. the snow accumulation is, for the most part, compensated by break-off). Based on field data combining surface displacement measurement and seismic activity, we showed that a prediction of break-off was possible. The case of sliding instability is more problematic. Sliding instabilities occur on temperate glaciers (i.e. glaciers that can slide on their beds). Such instabilities are strongly influenced by the subglacial hydrology: infiltrated melt water allows (i) a better lubrication of the bed and (ii), if water becomes pressurized, an uplift of the glacier which decouples the glacier from its bed. The data show an overall acceleration of the glacier in fall, in direct correlation with the flow of subglacial water. However,

¹Laboratoire d'Hydraulique, d'Hydrologie et de Glaciologie (VAW), Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich; tél.: +41 (0)41 632 4113.
E-mail: faillettaz@vaw.baug.ethz.ch

these accelerations are not necessarily followed by the breaking of the glacier. To study the latter case, a numerical model developed to investigate gravitational instabilities in heterogeneous media was applied to the glacier Allalin (VS), which already experienced a break-off in 1965 killing 88 people. This model allows us to study more precisely the influence of subglacial water on the initiation of rupture.

Keywords: gravitative instabilities, glaciers, prediction.

INTRODUCTION

Les chutes de glacier posent un risque majeur pour les personnes, les habitations et les infrastructures. Le pouvoir de destruction de ce phénomène naturel est encore accru en hiver lorsque l'avalanche de glace initiale peut grossir en entraînant de la neige sur son passage. Dans les Alpes, l'un des événements les plus tragiques s'est produit en 1965 en Suisse, quand la majeure partie du glacier d'Allalin s'est rompue, tuant 88 employés du site de construction du barrage de Mattmark. Suite à cet événement, l'intérêt pour l'étude des instabilités glaciaires a fortement grandi dans la communauté glaciologique. En 1973, la chute du glacier du Weisshorn a pour la première fois pu être prévue de manière précise par FLOTRON (1977) et RÖTHLISBERGER (1981).

Deux types d'instabilités glaciaires sont à distinguer, les instabilités mécaniques (type Weisshorn) et les instabilités de glissement (type Allalin). Les instabilités dites mécaniques affectent les glaciers suspendus froids où l'accumulation de neige est compensée par la rupture du glacier. Les instabilités de glissement se produisent, elles, sur des glaciers tempérés où l'hydrologie sous glaciaire joue un rôle crucial dans leur développement. Ces deux cas sont régis par des phénomènes physiques très différents et la prédiction de leur occurrence nécessite des traitements et des outils très différents.

En nous appuyant sur des exemples d'instabilités glaciaires connus, nous exposerons les différentes approches possibles pour permettre de prévoir les chutes de glaciers.

Nous exposerons tout d'abord le traitement des instabilités mécaniques sur la base de l'exemple du glacier du Weisshorn, puis nous verrons le cas plus problématique des instabilités de glissement, avec l'exemple du glacier de l'Allalin (figure 1).

CAS DES INSTABILITÉS MÉCANIQUES: LE GLACIER DU WEISSHORN

Le glacier du Weisshorn

Le Weisshorn est situé dans les Alpes suisses (Valais) et culmine à 4506m (figure 1). Sa face nord est recouverte de glaciers suspendus. Du fait de l'altitude élevée, ces glaciers sont froids et sont entièrement situés dans la zone d'accumulation. La caractéristique de tels glaciers est qu'ils sont collés à leur lit sous-glaciaire. Leur évolution est cyclique, comportant une phase lente où le glacier s'épaissit et une phase rapide (et catastrophique) où le glacier se rompt provoquant une avalanche de glace (PRALONG & FUNK 2006). Si les conditions sont hivernales, cette avalanche grossit en reprenant de la neige du manteau neigeux sur son trajet, ce qui peut permettre à l'avalanche ainsi formée de franchir le premier replat

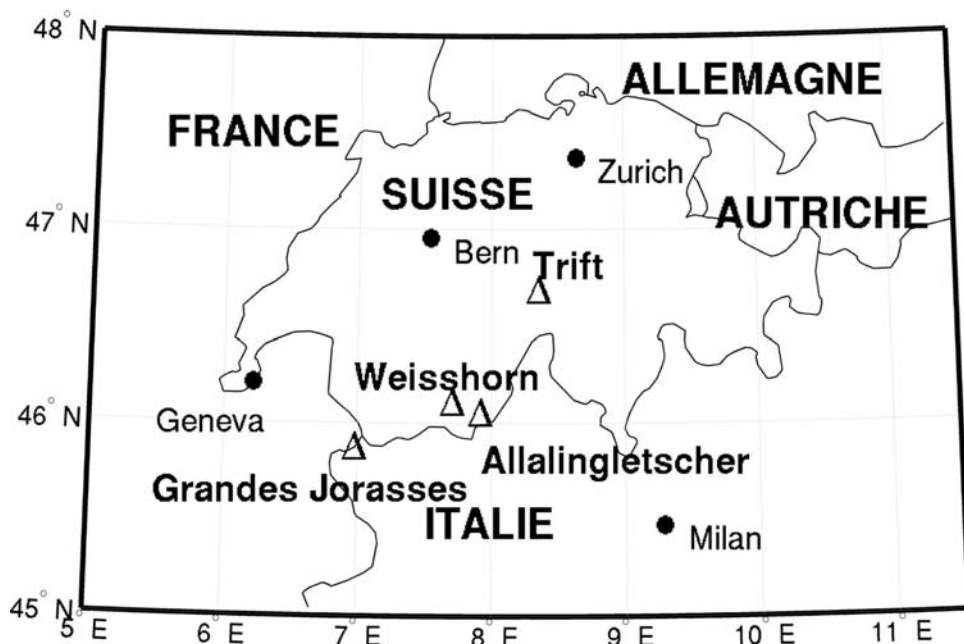


Figure 1.—Localisation des différents glaciers décrits dans cet article.

Location of the different glaciers studied in this article.

situé sous la face et d'atteindre la vallée de Randa. Cette situation catastrophique s'est déjà produite à 6 reprises dans le passé (RAYMOND *et al.*, 2003).

En 1973, les guides locaux ont repéré une situation dangereuse puisque une crevasse transversale s'est rapidement formée dans la partie supérieure du glacier, indiquant une situation instable.

Flotron (géomètre à Meiringen) et Röthlisberger du laboratoire de glaciologie de l'ETH Zürich ont alors mesuré les déplacements de la surface du glacier. Pour la première fois, FLOTRO (1977) a repéré une accélération du glacier avant sa chute. Cette accélération suit une loi empirique de type «loi puissance» qui permet, par l'ajustement de paramètres, de prévoir l'occurrence de la rupture. Cette découverte a permis à Flotron de déterminer la chute du glacier à la semaine près. Par la suite, le glacier a régulièrement été surveillé par le biais de photographies aériennes.

En 2005, le glacier s'était complètement reformé et la situation paraissait à nouveau instable. Notre laboratoire a alors entrepris, comme en 1973, de mesurer les déplacements de surface en quelques points du glacier. Nous avons également installé un géophone pour mesurer l'activité sismique générée par le glacier avant sa rupture.

Déplacements de surface

Les déplacements de surface ont été mesurés à l'aide d'un théodolite et de réflecteurs placés sur des perches enfoncées dans le glacier (figure 2). Ce type de mesure permet d'obtenir

des données uniquement lorsque les réflecteurs sont visibles par le théodolite, c'est-à-dire lorsque les conditions météorologiques sont clémentes. Après traitement, il a été possible d'obtenir le déplacement de chacune des balises avec une précision de l'ordre du centimètre, bien plus précisément que lors de l'étude de 1973 (FAILLETTAZ *et al.* 2008). Ces résultats sont montrés sur la figure 3.

On constate une accélération des déplacements de surface avant la rupture du glacier. Cette accélération suit une loi empirique de type loi de puissance, qui s'exprime:

$$s \sim a \cdot (t - t_c)^{-b} \quad (\text{Equation 1})$$

où s est le déplacement mesuré, t le temps, t_c le temps critique et a et b des paramètres.

Cette loi permet donc d'évaluer, par l'ajustement des différents paramètres, un temps critique pour lequel le déplacement est théoriquement infini. Dans la pratique, la rupture se produit forcément avant le temps critique.

La figure 3 montre également le résidu entre la loi puissance obtenue et les mesures. On constate que des oscillations de très faibles amplitudes apparaissent superposées à cette accélération. Ces oscillations ont une fréquence qui augmente logarithmiquement lorsqu'on se rapproche du temps critique. De tels types d'oscillations sont appelées oscillations log-périodiques et ont pu être mises en évidence dans d'autres domaines scientifiques (SORNETTE, 2006) comme par exemple dans les ruptures de matériaux composites (ANIFRANI *et al.*, 1995), la dynamique des populations, en finance (IDE & SORNETTE, 2002) Cette loi s'exprime:

$$s \sim (t_c - t)^m \cdot \left[1 + c \sin \left(2\pi \frac{\ln(t_c - t)}{\ln(2)} + D \right) \right] \quad (\text{Equation 2})$$

où s est le déplacement mesuré, t_c le temps critique, t le temps, m l'exposant de la loi puissance, c l'amplitude relative des oscillations, D le retard de phase de l'oscillation.

Lorsque le glacier se déforme, la glace s'endommage (de petites ruptures apparaissent). Cet endommagement est tout d'abord diffus. Lorsque la densité de l'endommagement atteint un seuil critique, les petites ruptures commencent à fusionner ce qui crée une «saccade». Cette saccade est à l'origine de telles oscillations.

Cette loi nous permet de déterminer, par l'ajustement optimal des différents paramètres, le temps critique avec une meilleure précision qu'avec l'aide de la loi puissance (FAILLETTAZ *et al.* 2008).

Analyse de l'activité sismique

Pour la première fois, un géophone a également été installé dans la glace, au-dessus de la crevasse sommitale (figure 2). Cette technique permet de s'affranchir des conditions climatiques puisque les données sismiques sont enregistrées en continu, indépendamment de la visibilité.

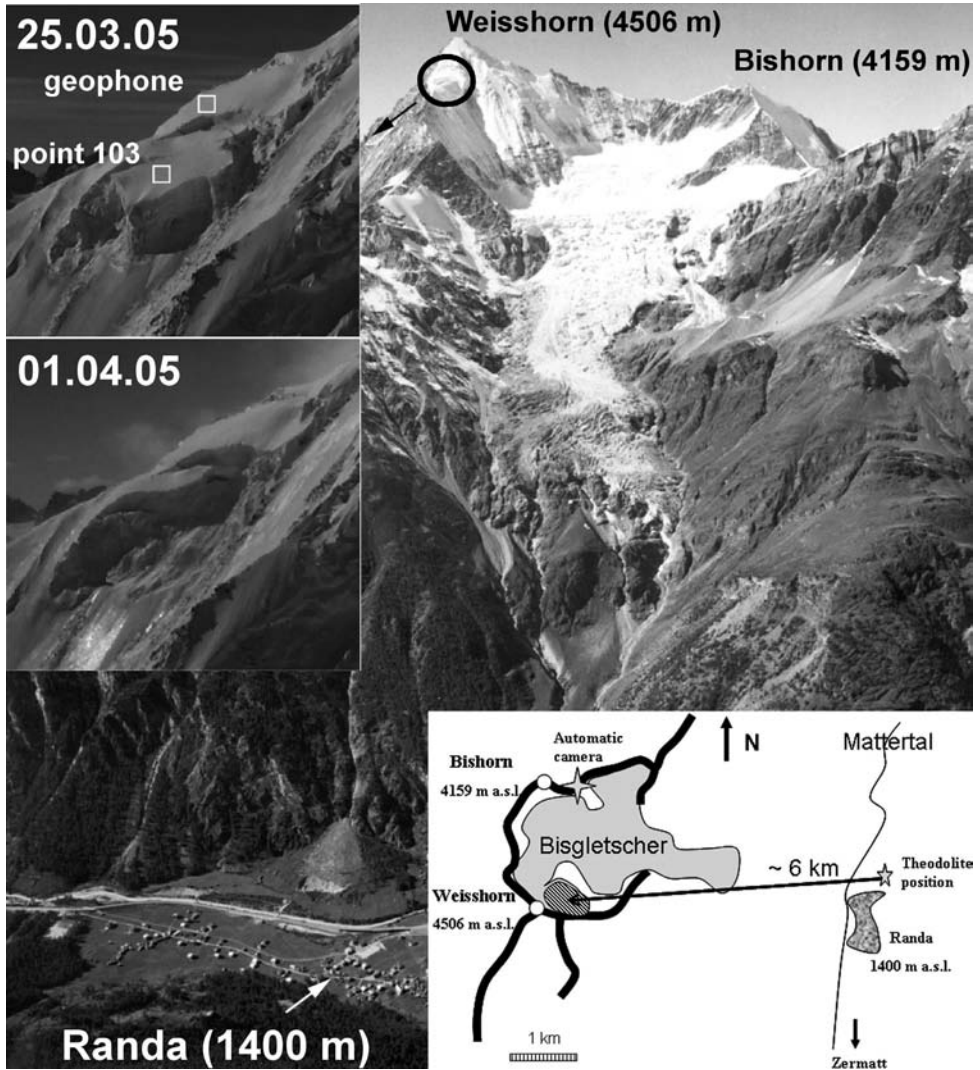


Figure 2.—Situation générale du glacier du Weisshorn. En encart à gauche est montré une vue rapprochée du glacier avant et après sa rupture, ainsi que les emplacements d'un réflecteur et du géophone. Une vue schématique de la situation géographique est exposée dans l'encart en bas à droite (les lignes tracées en gras représentent les crêtes et la ligne fine représente la vallée). (FAILLETATZ *et al.* 2011a).

The east face of Weisshorn with the hanging glacier. The left insets shows a closer frontal view of the hanging glacier on March, 25th 2005 before the second break-off (upper), and on April 1st, 2005 after the break-off (lower), including the positions of the geophone and stake 103 used for displacement measurements. The bottom right inset shows the general schematic view of the Weisshorn hanging glacier (dashed zone), and the monitoring setting (theodolite and automatic camera). Thick black lines indicate the mountain ridges, and the thin line represents the bottom of the valley. (FAILLETATZ *et al.* 2011a).

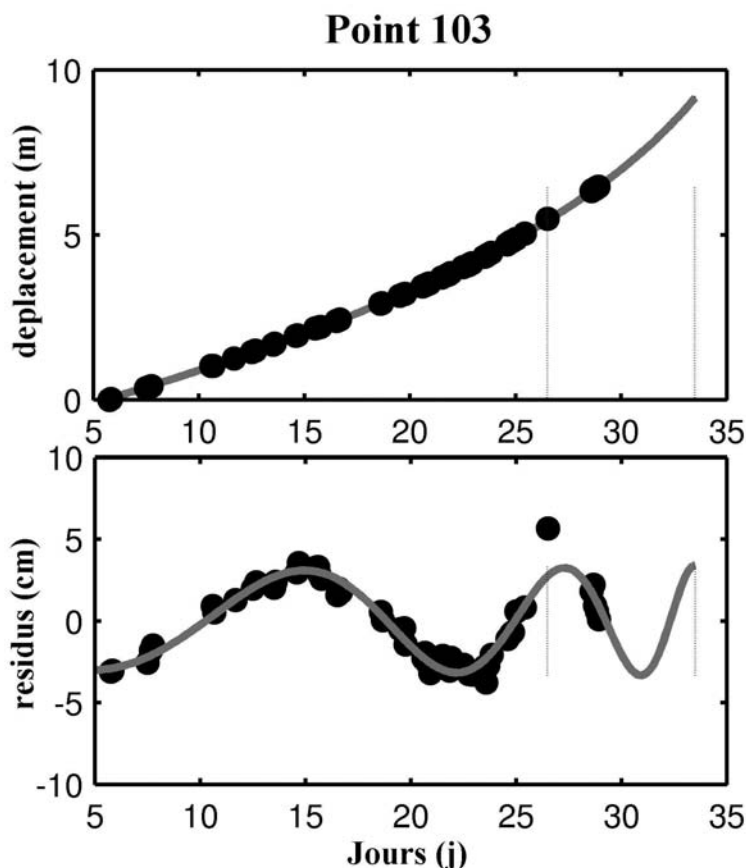


Figure 3.—Haut: Déplacements mesurés au niveau du réflecteur 103 (figure 2), la ligne grise représente la loi puissance permettant de reproduire au mieux les déplacements mesurés. Bas: Ecart entre les déplacements mesurés et la loi puissance exprimés en centimètres. Des oscillations de type log-périodique (voir texte) peuvent être mis en évidence (ligne grise).

Up: Surface displacements of Weisshorn glacier at point 103 (figure 2). The gray curve represents the power law fit. Bottom. Residual of the power law fit. Logperiodic oscillations could be evidenced (gray curve).

Nous avons analysé les données sismiques obtenues sur la période d'observation d'environ un mois avant la rupture. Les ondes sismiques émises par le glacier sont générées par des micro-ruptures qui se produisent au sein du glacier pendant le développement de l'instabilité. L'activité sismique caractérise donc l'évolution de l'endommagement du glacier. Nous avons pu mettre en évidence 1731 tremblements de glace provenant du glacier. En utilisant les données d'occurrence des tremblements de glace et leurs énergies, nous avons pu mettre en évidence trois phases (FAILLETZ *et al.* 2011a):

1. Du début des mesures jusqu'à 15 jours avant la chute: l'activité sismique émanant du glacier est constante, le glacier est dans une phase «stable». La distribution statistique des

énergies des tremblements de glace suit une loi de puissance, comme la loi de Gutenberg-Richter pour les tremblements de terre. L'endommagement est diffus. En d'autres termes, le glacier a le temps de s'adapter à la déformation.

2. De 15 jours à 5 jours avant la chute: l'activité sismique décroît légèrement. Le glacier entre dans un régime de transition où le processus d'endommagement continue et où les micro-ruptures commencent à fusionner. Le comportement statistique des distributions d'énergie ne suit alors plus une loi puissance. Des oscillations log-périodiques (figure 4) commencent à apparaître révélant une organisation hiérarchique des structures d'endommagement (HUANG *et al.* 1997).

3. De 5 jours à l'événement final: L'activité sismique augmente fortement et le glacier entre dans un régime catastrophique où l'endommagement commence à s'organiser dans une direction préférentielle (préparant ainsi la rupture finale). En d'autres termes, les microfissures commencent à s'organiser pour former le faciès de rupture finale. L'agglomération de ces fissures est maintenant suffisamment grande pour former une fissure de la taille du glacier. La rupture finale est sur le point de se produire.

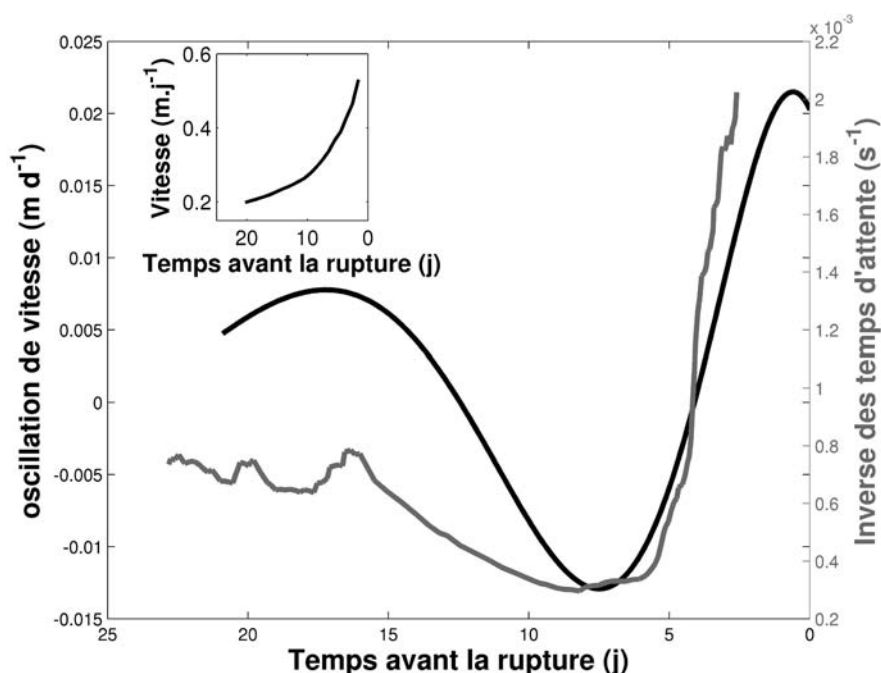


Figure 4.—Activité sismique (en gris) produite par le glacier avant son instabilité. Cette activité est représentée par l'inverse du temps séparant deux événements sismiques successifs produits par le glacier. L'activité sismique est corrélée aux oscillations log-périodiques (en noir). En encart: Illustration de l'augmentation des vitesses avant la rupture. (FAILLETTAZ *et al.* 2011a)

Seismic activity (in gray) produced by the glacier before the break-off event. The activity is represented by the inverse of the time between two consecutive icequakes. Seismic activity is correlated with logperiodic oscillations (in black). Inset: Surface velocity of the glacier before the break-off event. (FAILLETTAZ *et al.* 2011a).

Conclusions sur la prédiction des instabilités mécaniques

Nous avons montré que, grâce à des mesures de déplacements de surface et des mesures de l'activité sismique émise par le glacier avant sa rupture, il était possible de prévoir l'occurrence de l'instabilité mécanique. Ces deux types de mesures sont complémentaires et permettent de comprendre qualitativement le développement de la rupture. Elles permettent de mettre en évidence plusieurs signes précurseurs avant la rupture du glacier qui nous indiquent la proximité de la rupture finale:

- Les déplacements de surface accélèrent en loi puissance, ce qui nous permet de calculer un temps critique où les déplacements sont théoriquement infinis.
- Des oscillations log-périodiques sont détectables environ 2 semaines avant la chute du glacier. Cette propriété nous permet d'affiner les prédictions obtenues.
- Un changement des propriétés statistiques des tremblements de glace se produit deux semaines avant la chute, qui indique un passage progressif d'un régime lent et stable à un régime rapide et catastrophique.
- L'activité sismique augmente brusquement une semaine avant la rupture du glacier, ce qui indique que le glacier entre dans une phase catastrophique menant à sa rupture.

La découverte et l'utilisation de tous ces signes précurseurs de la rupture nous permettent d'affiner la prédiction de l'occurrence de telles instabilités.

Campagne expérimentale en cours: le glacier des Grandes Jorasses

Le glacier des Grandes Jorasses est un glacier suspendu situé sur le côté italien du massif du Mont-Blanc. Il s'est plusieurs fois rompu dans le passé (1952, 1993 et 1999, MARGRETH & FUNK 1999). L'avalanche de glace a déjà atteint à plusieurs reprises le Val Ferret, situé en contrebas. En 2009, le glacier avait repris sa géométrie de 1997, date de la dernière instabilité. Fort de notre expérience du glacier du Weisshorn, des mesures similaires ont été entreprises. Bien que le glacier ne se soit pas encore rompu, il a été possible de prévoir, au jour près, la chute d'un sérac grâce à la loi log-périodique récemment découverte (MARGRETH *et al.* 2011). La chute globale du glacier est attendue prochainement, nous surveillons attentivement l'évolution des déplacements de surface et l'activité sismique.

INSTABILITÉS DE GLISSEMENT: LE CAS DU GLACIER DE L'ALLALIN (VS)

Comme nous l'avons brièvement évoqué en introduction, un autre type d'instabilité glaciaire existe, l'instabilité de glissement. Pour illustrer ce type d'instabilité, nous nous concentrerons sur le cas du glacier de l'Allalin, qui, en 1965, s'est rompu et a provoqué la mort de 88 ouvriers affecté à la construction du barrage hydroélectrique du Mattmark (RÖTHLISBERGER H. & KASSER P., 1978, RÖTHLISBERGER 1981).

Situation

Le glacier de l'Allalin est situé dans le Valais (Suisse) (figure 1). Sa géométrie a beaucoup varié dans les derniers siècles, alternant entre des périodes dans lesquelles sa langue frontale

était située à mi-pente et des périodes pendant lesquelles il obstruait la vallée (figure 5). Un lac s'est plusieurs fois formé en amont du barrage de glace ainsi formé, provoquant, par une vidange rapide, des inondations catastrophiques en aval. En 1965, les autorités ont entrepris de construire le barrage hydroélectrique de Mattmark, pour réduire ce risque. Malheureusement, en août 1965, la langue terminale du glacier s'est rompue, et l'avalanche de glace ainsi produite a atteint les habitations de chantier, faisant 88 victimes (RÖTHLISBERGER & KASSER 1978).

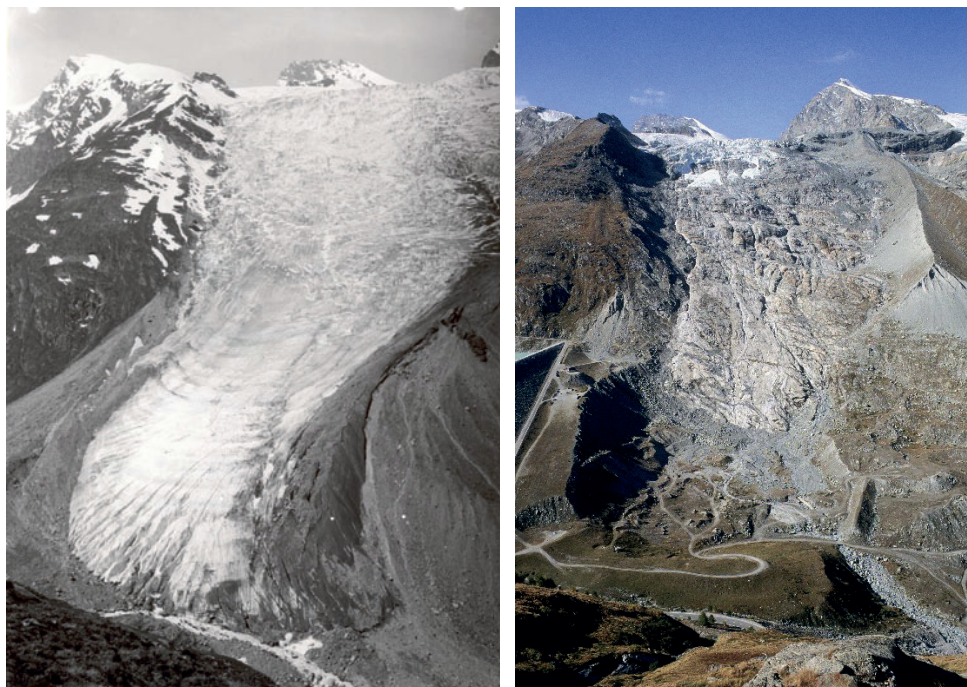


Figure 5.—Extension spatiale de la langue terminale du glacier d'Allalin en 1916 (gauche) et 2004 (droite).

Situation in 1916 (left) and 2004 (right).

Le glacier s'est ensuite reformé et, après être revenu à une géométrie sensiblement équivalente à celle de 1965, s'est à nouveau rompu en 1999 (figure 6). L'avalanche ainsi provoquée a été évaluée à environ 1 million de mètres cubes, ne faisant heureusement aucune victime.

Pour tenter d'expliquer et de prévenir toute nouvelle catastrophe, des mesures ont été entreprises (RÖTHLISBERGER 1981).

Données

Contrairement au glacier froid, de tels types de glacier peuvent glisser sur leur base. La présence d'eau sous le glacier va fortement influencer sa dynamique. En effet, le passage

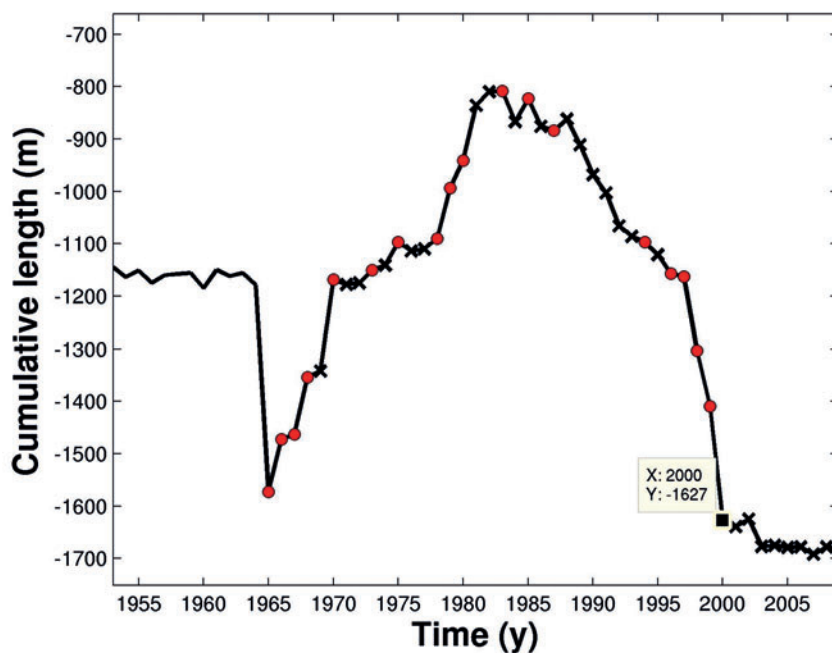


Figure 6.—Évolution de l'extension spatiale de la langue du glacier de 1880 à nos jours.
Spatial extension of the glacier tongue from 1880 up to now.

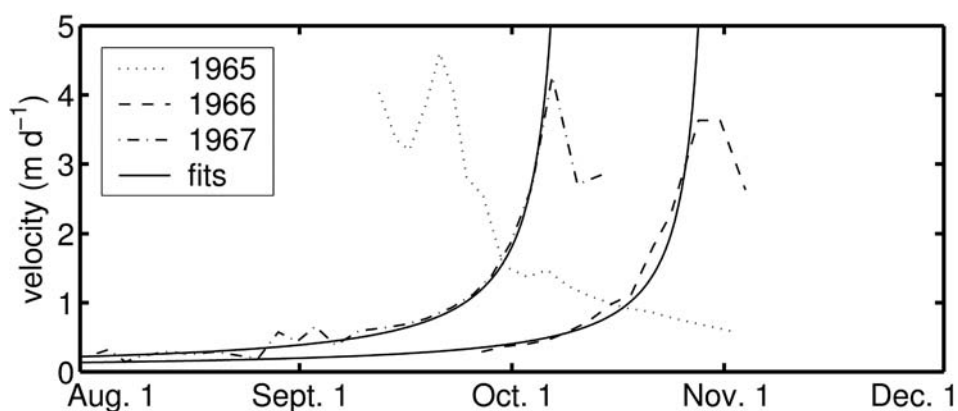


Figure 7.—Évolution annuelle des vitesses en 1965, 1967 et 1968. Une augmentation des vitesses commençant à la fin de l'été est visible. (Redessinée d'après RÖTHLISBERGER 1981).
Annual evolution of glacier velocity in 1965, 1967 and 1968. An increase of velocity is seen in late summer. (Redrawn after RÖTHLISBERGER 1981).

de l'eau sous le glacier agit sur son comportement dynamique de deux façons: Elle permet (i) une meilleure lubrification du lit et (ii) si elle est mise en pression, un décollement du glacier de son lit.

Ce fait est corroboré par les mesures de déplacement de surface effectué après la catastrophe. La figure 7 montre en effet que les vitesses du glacier augmentent fortement à la fin de l'été/début de l'automne. A cette période, le glacier entre dans une phase active.

Ces phases actives se reproduisent environ tous les 2/3 ans. Elles ne sont cependant pas forcément suivies d'instabilités globale du glacier.

De telles phases sont donc *nécessaires mais pas suffisantes* pour provoquer la rupture du glacier. D'autres paramètres géomorphologiques tels que la topographie du lit glaciaire ou la répartition de masse de glace semblent également avoir été réunis pour provoquer la catastrophe de 1965.

Ainsi, contrairement au cas des glaciers froids, une accélération des déplacements de surface du glacier ne mène pas forcément à une instabilité. Il nous faudra donc avoir recours à d'autres méthodes pour tenter de prévoir l'occurrence de l'instabilité.

Vers un outil de prédiction ?

Dans ce but, nous avons développé au sein de notre laboratoire un modèle numérique capable de reproduire les instabilités gravitaires dans les milieux naturels (FAILLETTAZ *et al.* 2010, 2011b). Ce modèle étant très général, il est capable de reproduire tous les types d'instabilités gravitaires naturelles tels que les glissements de terrain, la chute des glaciers, etc.

Ce modèle est basé sur les modèles de type «patin-ressort» où le milieu naturel est discrétisé en un réseau de blocs (capables de glisser sur une surface) reliés entre eux par des liens élasto-fragiles. Il prend donc en compte la compétition entre le glissement le long d'une interface (ici le lit sous-glaciaire) et la rupture en traction des liens. Pour rendre compte du glissement, une loi de friction dépendant de la vitesse de glissement et de l'état de surface a été utilisée. Pour modéliser l'évolution progressive de l'endommagement dans le lien menant finalement à sa rupture, une loi de fluage tertiaire dépendant de l'histoire des contraintes subies par le lien a été utilisée. Le mouvement de chaque bloc est calculé en résolvant les équations de la dynamique. Ainsi, le modèle prend naturellement en compte la friction entre le glacier et son lit, l'hétérogénéité des propriétés basales, la possible rupture en traction par l'accumulation de l'endommagement dans les liens, les interactions dynamiques entre les blocs, la géométrie et les conditions aux limites, ainsi que l'interaction entre le glissement et la rupture des liens.

Nous avons appliqué ce modèle au cas du glacier de l'Allalin (FAILLETTAZ *et al.* 2012). Pour ce faire, nous avons utilisé les données topographiques relevées par une étude photogrammétrique de l'année 2008 pour permettre de déterminer la pente sous chacun des blocs (en 2008, le glacier est pratiquement à son minimum, faisant ainsi apparaître la topographie du lit sous-glaciaire). De plus, pour nous permettre d'évaluer les hauteurs de glace de chaque bloc, nous avons utilisé les relevés photogrammétriques de 1990.

Notre but est, dans un premier temps, de simuler la chute qui s'est produite en 1999. La figure 8 montre un exemple d'instabilité en prenant la géométrie du glacier en 1999. Cette simulation montre qu'il est possible, *qualitativement*, de reproduire l'instabilité avec ce modèle. La forme de la rupture correspond en effet approximativement à celle observée.

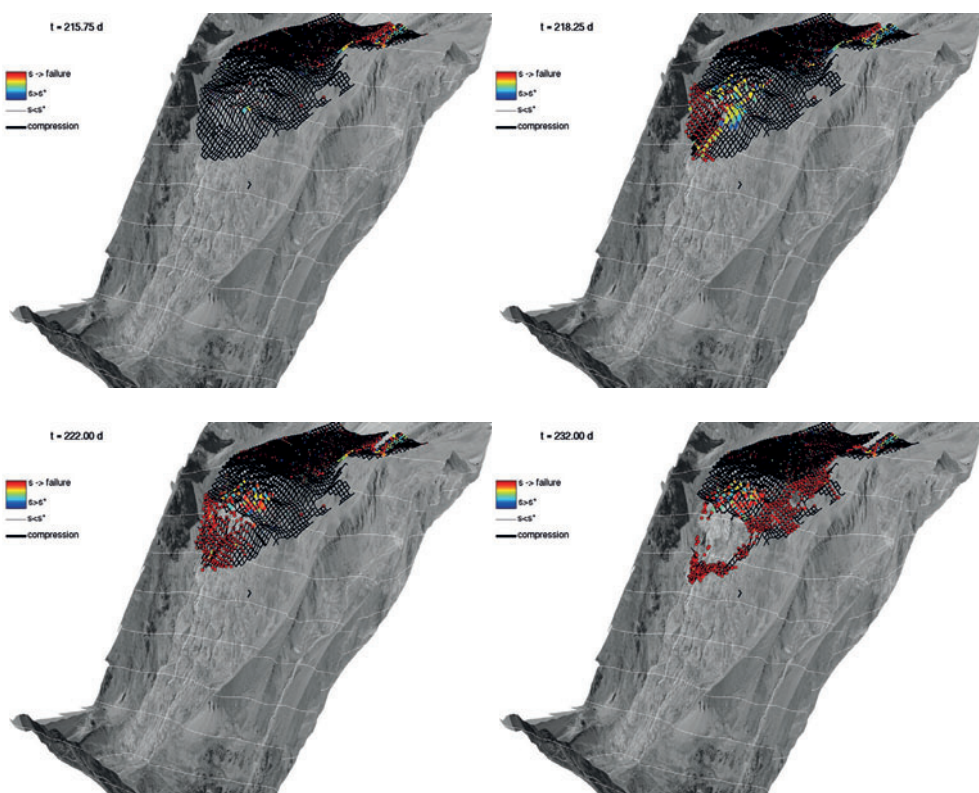


Figure 8.—Evolution de l'instabilité simulée à partir de la situation de 1999. Par soucis de visibilité, les blocs ne sont pas représentés. La couleur des liens est en relation avec la contrainte qu'il subit (en rouge, il est proche de la rupture en traction, en bleu, il commence à subir des contraintes de traction). La forme générale de la rupture réelle est reproduite.

Development of the instability simulated from 1999 geometry. The geometry of the real rupture is recovered.

Pour aller plus loin et pouvoir prédire temporellement ce phénomène, nous travaillons actuellement à l'introduction de l'hydrologie sous-glaciaire dans ce modèle. En effet, l'eau jouant un rôle prédominant dans l'initiation et la propagation de l'instabilité, sa prise en compte permettrait de franchir un pas vers la prédiction de l'occurrence de l'instabilité finale.

D'autres types de données, telles que des données sismiques, pourraient également nous permettre d'améliorer la prédiction de l'instabilité.

Campagne expérimentale en cours: le glacier du Trift (BE)

Le glacier du Trift est situé dans l'Oberland Bernois (Suisse) (figure 1). Il s'étend sur une superficie d'environ 15 km² entre 3380 et 1650 m. Sa partie située entre 2350 et 2000m glisse sur un lit très pentu (supérieur à 35 degré), puis se termine sur un bassin plat. Ce glacier s'est

retiré sur les 15 dernières années laissant apparaître un lac proglaciaire d'environ 6 millions de mètres cubes. Du fait de ce retrait soudain, la partie située dans la forte pente a perdu son appui et risque à tout moment de se rompre. L'avalanche ainsi formée pourrait atteindre le lac et provoquer des inondations catastrophiques dans la vallée (figure 9).

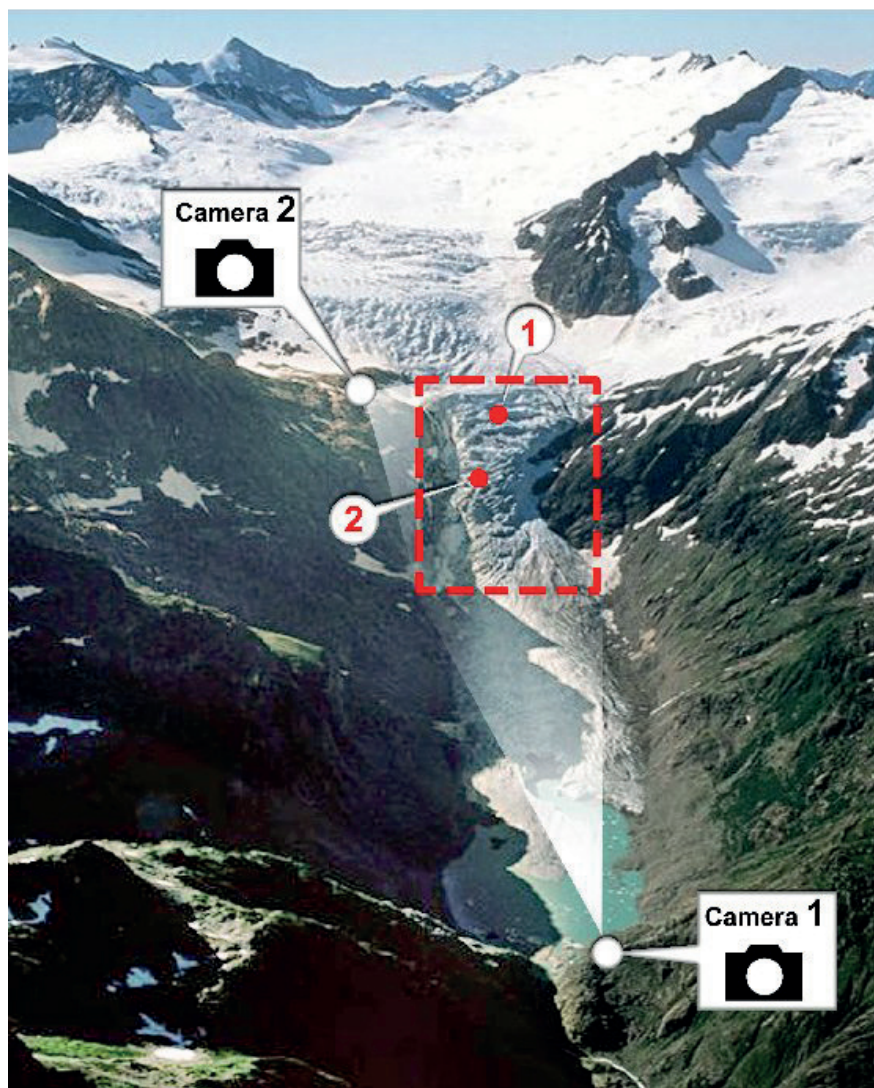


Figure 9.—Glacier du Trift et position des appareils photo installés. Le secteur critique est marqué par le cadre. Des graphiques temporels de déplacement ont été créés pour les points de référence 1 et 2. (DALBAN CANASSY *et al.* 2012).

Trift glacier and location of the installed cameras. The critical steep glacier sector is marked by the box. Time series of surface motion were determined for the point 1 and 2. (DALBAN CANASSY *et al.* 2012).

Le glacier du Trift serait donc sujet à une instabilité de glissement (le glacier est tempéré et sa dynamique est fortement dépendante de l'eau sous-glaciaire). Une étude expérimentale a donc été entreprise dès 2007 pour permettre de caractériser au mieux cette possible instabilité (DALBAN *et al.* 2012). Nous avons vu dans la partie précédente, que la mesure des déplacements de surface aide à caractériser les phases actives.

Malheureusement, vu l'état de fracturation du glacier et la difficulté d'accès, la mise en place de réflecteurs sur des perches n'est pas envisageable. Nous avons donc opté pour des mesures à l'aide de prise de vue photographiques. Un appareil photo de haute définition a été placé au niveau de la chute de sérac (Camera 2; figure 9) afin de caractériser les déplacements de surface en analysant deux paires de photos consécutives (DALBAN *et al.* 2012 pour une description complète de la méthode).

De plus, l'eau jouant un rôle prédominant, nous avons également pu mesurer les variations de hauteurs du lac, ainsi que les variations de hauteurs d'eau dans un trou connecté au réseau hydrologique en amont de la chute de sérac.

L'étude des instabilités glaciaires mécaniques nous ayant montré que l'activité sismique produite par le glacier nous renseigne énormément sur l'initiation et l'évolution de l'instabilité, nous avons également entrepris d'installer un réseau de capteurs sismiques (figure 10). A la différence de l'étude présentée précédemment, les géophones ont été placés

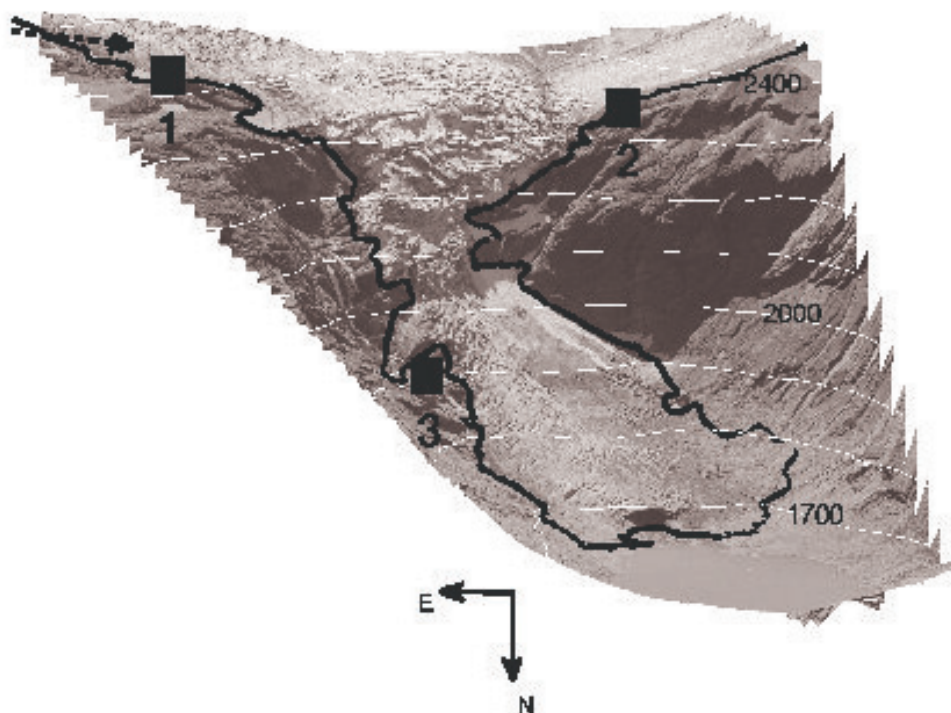


Figure 10—Position des trois géophones installés sur les rochers à proximité du glacier.
Location of the three geophones in the vicinity of the glacier.

sur les bords du glacier, directement sur le sol, le glacier étant trop fracturé pour installer les géophones directement dans la glace. En 2010, nous avons également installé un réseau de capteurs sismiques dans la glace, en amont de la chute de sérac.

Toutes ces données sont en cours d'analyse. D'après les premiers résultats, il semble que:

- la dynamique du glacier soit fortement couplée avec la quantité d'eau passant sous le glacier.

- l'activité sismique soit plus intense dans la partie la plus pentue.

Nous espérons que l'analyse de ces données pourra nous permettre de trouver des signes précurseurs à ce type d'instabilité.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Nous avons montré que deux types d'instabilités glaciaires étaient à distinguer: les instabilités mécaniques et les instabilités de glissement (RÖTHLISBERGER 1981). Nos études ont démontré que les instabilités mécaniques pouvaient être prédictibles par l'analyse des déplacements de surface et par l'analyse de l'activité sismique produite par le glacier avant sa rupture. Des signes précurseurs de la rupture finale sont en effet détectables environ une semaine avant l'instabilité. Les instabilités de glissement sont plus problématiques. Elles concernent les glaciers tempérés qui glissent sur leurs bases. Leur dynamique étant fortement influencée par l'eau sous-glaciaire, l'instabilité se déclenche la plupart du temps en automne. Ces instabilités sont toujours précédées de phase active, où les vitesses du glacier augmentent fortement. Malheureusement, ces phases actives ne sont pas toujours suivies d'une instabilité. L'utilisation d'un modèle capable de reproduire les instabilités gravitaires pourrait nous permettre de mieux comprendre les paramètres clefs et éventuellement de déterminer les signes précurseurs à de telles instabilités.

REMERCIEMENTS

Nous remercions chaleureusement Pr. Didier Sornette (ETH Zürich) pour ses idées et son aide lors de la construction du modèle numérique.

RÉFÉRENCES

- ANIFRANI J.-C., LE FLOC'H C., SORNETTE D. & SOUILLARD B., 1995. Universal log-periodic correction to renormalization group scaling for rupture stress prediction from acoustic emissions. *J. Phys. I*, 5(6), 631–638.
- DALBAN P., FAILLETTAZ J., WALTER F. & HUSS M., 2012. Seismic activity and surface motion of a steep temperate glacier, a study on Triftgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.* 58 (209), 513–528.
- FAILLETTAZ J., PRALONG A., FUNK M. & DEICHMANN N., 2008. Evidence of log-periodic oscillations and increasing icequake activity during the breaking-off of large ice masses. *J. Glaciol.*, 54 (187), 725–737.
- FAILLETTAZ J., SORNETTE D. & FUNK M., 2010. Gravity-driven instabilities: Interplay between state- and velocity dependent frictional sliding and stress corrosion damage cracking. *J. Geophys. Res.*, 115, B03409, doi:10.1029/2009JB006512.
- FAILLETTAZ J., SORNETTE D. & FUNK M., 2011a. Icequakes coupled with surface displacements for predicting glacier break-off. *J. Glaciol.* 57(203), 453–460.

- FAILLETTAZ J., SORNETTE D. & FUNK M., 2011b. Numerical modeling of gravity driven instability of a cold hanging glacier: Reanalysis of the 1895 break off of Altelsgletscher. *J. Glaciol.*, 57 (205), 817-831.
- FAILLETTAZ J., FUNK M. & SORNETTE D., 2012. Instabilities on Alpine temperate glaciers: new insights arising from the numerical modelling of Allalingsletscher (Valais, Switzerland). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2977–2991, 2012.
- FLOTRON A., 1977. Movement studies on hanging glaciers in relation with an ice avalanche, *J. Glaciol.*, 19 (81), 671–672.
- HUANG Y., OUIILLON G., SALEUR H. & SORNETTE D., 1997. Spontaneous generation of discrete scale invariance in growth models. *Phys. Rev. E*, 55(6), 6433–6447.
- IDE K. & SORNETTE D., 2002. Oscillatory finite-time singularities in finance, population and rupture. *Physica A*, 307(1–2), 63–106.
- MARGRETH S. & FUNK M., 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches – two case studies from Swiss and Italian Alps. *Cold Reg. Sc. Tec.*, 30, 159-173.
- MARGRETH S., FAILLETTAZ J., FUNK M., VAGLIASINDI M., DIOTRI F. & BROCCOLATO M., 2011. Safety concept for hazards caused by ice avalanches from Whhymper hanging glacier in the Mont Blanc massif. *Cold Reg. Sc. Tec.*, 69, (2-3), 194-201, doi: 10.1016/j.coldregions.2011.03.006.
- PRALONG A. & FUNK M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. *J. Glaciol.*, 52(176), 31–48.
- RAYMOND M., WEGMANN M. & FUNK M., 2003. *Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz*. Mitt. VAW/ETH, 182.
- RÖTHLISBERGER H. & KASSER P., 1978. The readvance of the Allalingsletscher after the ice avalanche of 1965. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Khronika Obsuzhdeniya*, 33 , 152-164.
- RÖTHLISBERGER H., 1981. Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. In P. Kasser (Ed.), *Gletscher und Klima - glaciers et climat*, Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil 1978, pp 170–212, Birkhäuser Verlag Basel, Boston, Stuttgart.
- SORNETTE D., 2006. Critical phenomena in natural sciences: chaos, fractals, selforganization and disorder: concepts and tools. Second edition. Berlin, etc., Springer-Verlag.