

6.1 Les crues glaciaires

Certains glaciers sont caractérisés par de fortes variations de leur vitesse d'écoulement : ils alternent des phases de « repos » avec des phases de crues.

Les **crues glaciaires** (*surge*) sont déterminées par une forte variation de la dynamique entre des périodes de faible activité et des périodes de crise durant lesquelles le glacier avance à grande vitesse. Des mesures effectuées au Variegated Glacier (Alaska) montrent des vitesses passant de moins de 1 m par jour pendant la période de « repos » à plus de 50 m par jour durant la crue. Le glacier peut ainsi avancer de plusieurs kilomètres en quelques mois. Il s'ensuit un affaissement dans la zone d'accumulation et un transfert chaotique de glace dans la partie basse du glacier, qui prend un aspect complètement disloqué. La marge proglaciaire est fortement modifiée par cette avancée subite. Ce type de glaciers est visible en Alaska, au Spitzberg ou en Himalaya par exemple ([fig. 1](#)). Dans les Alpes, ils sont peu fréquents. Le glacier du Belvedere (flanc sud du Mont-Rose) a eu une crue significative entre 2001 et 2002 ([fig. 2 et 3](#)). Un autre exemple se rapprochant d'une crue est l'avancée rapide (84 m en une année) du glacier de Findelen en 1980 ([fig. 4](#)) ou les avancées de l'Oberer Grindelwaldgletscher entre 1910-1925 et entre 1955-1985 ([fig. 5](#)).

Les raisons de ces crues ne sont pas claires. Il ne s'agit pas d'une cause purement climatique, des glaciers avec et sans crues catastrophiques pouvant se côtoyer dans une même région climatique. « *Il est probable que la phase de crue se déclenche lorsque la fonte augmente la pression dans un réseau hydraulique bouché par l'hiver et favorise le glissement. La crue se termine par un relâchement de l'eau lorsque le réseau s'est reformé* » (Zryd 2001 : 109).



Fig. 1 – Glacier en crue

Partie frontale d'un glacier en crue au Spitzberg (Norvège).



Fig. 2 – Glacier en crue

La crue du [glacier du Belvedere](#) en 2002 (Valle Anzasca, Italie) ; le glacier est en train de surmonter la moraine latérale du Petit Age Glaciaire. Notez la petite crête morainique (flèche jaune) en formation entre la moraine historique (végétalisée, au centre de l'image) et le glacier.

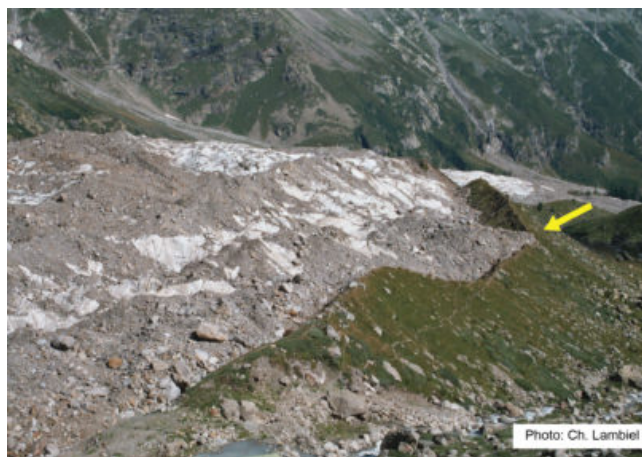


Fig. 3 – Glacier du Belvedere (It) en crue

Lors de la crue de 2002, le [glacier du Belvedere](#) (It) a surmonté la moraine latérale du Petit Age Glaciaire (flèche jaune).



Fig. 4 – Longueur du glacier de Findelen (VS)

Graphique montrant la variations de longueur du [glacier de Findelen](#) (Mattertal, VS). Notez l'avancée de 84 m au cours de l'année hydrologique 1979-1980. [Voir schéma interactif](#).



Fig. 5 – Longueur du Oberer Grindelwaldgletscher (BE)

Graphique montrant les variations de longueur du [Oberer Grindelwaldgletscher](#) (Oberland Bernois, BE). Notez l'ampleur des avancées glaciaires entre 1910-1925 et entre 1955-1985. [Voir schéma interactif](#).

6.2 Les débâcles et avalanches glaciaires

Le 16 juin 1818 la rupture d'un barrage de glace provoque une débâcle entre Mauvoisin et Martigny.

La dernière recrudescence du Petit Age Glaciaire a débuté dans les Alpes suisses sud-occidentales vers le début du XIX^e siècle, causant une importante augmentation de la masse glaciaire. Cette période est caractérisée par une avancée généralisée de tous les glaciers des Alpes suisses ([cf. fiche glaciers 4.6](#)). Aux causes climatiques est venue se rajouter l'impact de l'éruption du volcan Tambora en Indonésie en 1815 qui a perturbé le climat mondial, notamment en 1816, qualifié en Europe «d'année sans été»

Le glacier du Giétro était déjà connu dans le haut Val de Bagnes pour ses avalanches de glace, liées au détachement de séracs lorsque le glacier débouchait sur le précipice donnant sur l'actuel lac de Mauvoisin ([fig. 1](#)). Le glacier régénéré qui se forma au cours des années du début du XIX^e siècle obstrua complètement la vallée ; son volume est estimé à 10 millions de m³. Le lac qui se forma à l'arrière du barrage (35 millions de m³ d'eau, pour une longueur de 3,5 km et 60 m de profondeur) commença à inquiéter les habitants de la vallée. Afin d'en diminuer la pression, l'ingénieur de l'Etat du Valais, Ignace Venetz, ordonna le percement d'un tunnel dans la masse de glace pour favoriser l'écoulement des eaux. Les travaux eurent pour effet d'évacuer une partie de l'eau, d'abaisser le niveau du lac et de diminuer la masse du grand cône de glace. Malgré tous ses efforts, Venetz n'arriva pas à conjurer la catastrophe : sous l'effet de l'érosion exercée par l'eau sous pression et par son amincissement, le barrage céda. Le 16 juin 1818, à 16 heures 30, 20 millions de m³ se déversèrent en une heure et demie dans le Val de Bagnes, en détruisant des centaines de maisons et d'infrastructures et faisant 34 morts de Mauvoisin à Martigny ([fig. 2](#)).

Ces catastrophes causées par l'effet direct (**avalanche glaciaire**) ou indirect (**débâcle glaciaire**) d'une chute de séracs, ont été relativement fréquentes dans les vallées latérales valaisannes. Déjà en 1595, le glacier du Giétro, à cause d'une rupture de lac de vallée, causa 140 morts et plus de 500 maisons détruites dans le Val de Bagnes ([fig. 3](#)). Nous pouvons encore signaler les 81 morts et la destruction du village d'An der Eggen par une avalanche glaciaire du glacier de Hohmatten dans la région du Simplon en 1597 et les avalanches glaciaires du glacier de Bies, dans le Mattertal, qui toucha le village de Randa en 1636 (37 morts), 1720 (12 morts), 1737 (140 bâtiments détruits), 1819 (2 morts). Plus proche de nous, l'avalanche glaciaire de l'Allalin, dans le Saastal, causa le décès de 88 hommes sur le chantier du barrage de Mattmark en 1965 ([fig. 4](#)). [Vidéo sur la catastrophe de Mattmark.](#)



Fig. 1 – Lac de Mauvoisin (VS)

L'actuel [lac de Mauvoisin](#), au fond du Val de Bagnes (VS).



Fig. 2 – Glacier du Giétro (VS)

Dessin du [glacier du Giétro](#) entre le Mont Pleureur et le Mont Mauvoisin, avec les restes du lac glaciaire (Val de Bagnes, VS), dessiné d'après nature par H. C. Escher von der Linth le 23 juillet 1818. Dessin à plume, aquarelle, 26 x 26,5 cm, Graphische Sammlung, ETH Zurich (n° 223 = Inv. C XII 13b).



Fig. 3 – Glacier du Giétro surplombant le lac de Mauvoisin (VS)

Photo de la paroi rocheuse surmontant le lac de Mauvoisin avec le front du [glacier du Giétro](#) en juin 2006 (Val de Bagnes, VS).



Fig. 4 – Longueur du glacier de l'Allalin (VS)

Graphique de la variations de longueur du glacier de l'Allalin (Saastal, VS). [Voir fiche interactive](#).

6.3 Vidange de poches d'eau en relation avec les glaciers

 geomorphologie-montagne.ch/vidange-de-poches-deau-en-relation-avec-les-glaciers

L'eau de fonte des glaciers ne s'écoule pas toujours tranquillement. Des poches d'eau peuvent se former à l'aval, en marge, sur et sous les glaciers et se déverser brutalement.

Les risques glaciologiques ne sont pas liés seulement aux crues glaciaires et aux avalanches glaciaires, mais également à la vidange de poches d'eau en relation avec le glacier, qui peuvent engendrer des crues aux effets catastrophiques.

Par rapport à la position du glacier, nous pouvons définir quatre catégories de poches d'eau : les **lacs proglaciaires** se trouvent à l'aval de la langue du glacier et sont souvent barrés par un vallum morainique (exemple du glacier du Mont Miné et du Miage) ([fig. 1 & 2](#)), les **lacs paraglaciaires** se trouvent aux bords du glacier, fréquemment entre celui-ci et ses moraines latérales (exemple du lac de Märjelen, glacier d'Aletsch) ([fig. 3](#)), les **lacs intra- et sous-glaciaires** se forment à l'intérieur du glacier ou à sa base par remplissage des moulins ou des torrents sous-glaciaires (exemple la Tine de Trient), enfin les **lacs supra-glaciaires** se forment au-dessus du glacier (lac de Grindelwald) ([fig. 4](#)) ou par la jonction de deux glaciers (exemple du lac du Gorner) ([fig. 5](#)).

En anglais, la vidange brutale d'un lac glaciaire est connue sous le terme de *Glacial lake outburst flood* (GLOF). Ils se produisent dans toutes les parties du monde et leur caractère imprévisible, les débits d'eau impressionnants et la force érosive de l'écoulement pouvant remanier des lits de rivières et des fonds de vallées sur de longues distances en font un danger naturel redoutable. L'importance de ce phénomène s'est amplifié en raison de l'augmentation de la population en aval et du nombre croissant de lacs glaciaires qui se sont développés en raison du retrait des glaciers. C'est pourquoi les études de ce phénomène et les mesures de surveillance se multiplient, comme par exemple dans la région de l'Himalaya ou dans les Andes.

En Suisse, la débâcle de Giétro ([cf. fiche glaciers 6.2](#)) est un exemple bien connu, tout comme le lac des Faverges (glacier de la Plaine-Morte) ou le lac de Märjelen qui se formait régulièrement dans le passé sur les bords du glacier d'Aletsch et se vidait soudainement en faisant gonfler la Massa et le Rhône ([fig. 6](#)). Entre 1813 et 1913, ce lac a provoqué 38 crues catastrophiques. Le retrait du glacier d'Aletsch a diminué la dangerosité du lac de Märjelen, la dernière rupture importante datant désormais de 1931.

Face au risque de vidange soudain ([fig. 7](#)), certains lacs sont surveillés et vidés artificiellement. Ainsi, la poche d'eau de 60'000m³ sous pression au glacier de la Tête-Rousse (3800 m), à Saint-Gervais en Haute-Savoie, a été drainée par pompage à plusieurs reprises depuis 2010 pour diminuer le volume et les dégâts potentiels. Le lac supra-glaciaire du glacier de Grindelwald a également été placé sous surveillance ([fig. 8](#)

[& 9](#)). Afin d'éviter des inondations importantes par ce dernier, devenant chaque année plus grand, un tunnel de drainage de 2 km de long a été construit en 2009 ([fig. 10](#)). Il permet un écoulement plus régulier et limite le volume du lac à 120'000 m³ (comparé au volume de 2,5 millions de m³ avant les travaux)

Un cas particulier de vidange de poches d'eau sous-glacières est le Jökulhaup, terme islandais signifiant *course de glaciers*. Les Jökulhaup sont provoqués par la chaleur géothermique ou par une éruption volcanique sous-glaciaire qui a pour conséquence l'accumulation d'eau de fonte. Cette dernière se libère soudainement et en grande quantité. Lors du Jökulhaup du 5 au 8 novembre 1996 provoqué par des [éruptions volcaniques du Grimsvötn](#), sous la calotte glaciaire du Vatnajökull, 3 km³ d'eau se sont déversés en une inondation atteignant un pic de 45'000 m³/s (un débit supérieur à celui du Mississippi). Les masses d'eau, des blocs de glace de plusieurs centaines de tonnes provenant du glacier ainsi que les débris charriés par l'eau ont emporté 10 km de la route circulaire d'Islande avec ses ponts et endommagés dix autres kilomètres de la route. En 2010, [l'éruption de l'Eyjafjöll](#) a provoqué plusieurs Jökulhaup entre le 13 et 15 avril avec des débits entre 2000 et 3000 m³/s.



Fig. 1 – Marge proglaciaire du Mont Miné (VS)

La marge proglaciaire du [Mont Miné](#) (Val d'Hérens, VS) au cours de l'été 2014.



Fig. 2 – Lac proglaciaire du glacier du Miage (Italie)

Le lac proglaciaire du [glacier du Miage](#) en 1997 (Val Veni, Massif du Mont Blanc, Italie).



Fig. 3 – Poches d'eau paraglaciaires

Photo de poches d'eau paraglaciaires entre le [glacier d'Aletsch](#) (VS) et ses moraines latérales en juillet 1992.



Fig. 4 – Lac supraglaciaire

Photo du lac supraglaciaire du [Glacier de Grindelwald](#) en 2009.



Fig. 5 – Lac du Gorner (VS)

[Le lac du Gorner](#), à la confluence entre les glaciers du Gorner, du Mont Rose (au-dessus du lac) et du Grenz (sur la droite), pendant l'été 2003 (Mattertal, VS).



Fig. 6 – Longueur du glacier d'Aletsch (VS)

Graphique des variations de longueur du [glacier d'Aletsch](#) (VS) et dates des dernières vidanges catastrophiques du lac de Märjelen. [Voir schéma interactif](#).



Fig. 7 – Panneau d'avertissement

Photo du panneau d'avertissement pour la vidange du lac glaciaire de Grindelwald.



Fig. 8 – Lac supra-glaciaire du Glacier de Grindelwald (BE)

Photo annotée et schéma du lac supra-glaciaire du [Glacier de Grindelwald](#). Derrière la masse de glace morte protégée du rayonnement solaire par les débris de l'éboulement de la paroi de l'Eiger, le retrait du glacier laisse une cuvette qui n'a pas d'écoulement. Depuis 2005, un lac, dont le volume augmente d'année en année, se forme au printemps lors de la fonte des neiges. Durant l'été le lac se vidait brutalement lorsque les eaux du lac trouvent un chemin à travers la glace sous-jacente. En raison des dégâts importants pouvant être causés dans la vallée de Grindelwald, ce lac est constamment surveillé et un tunnel de drainage a été construit en 2009 ([+infos](#)).



Fig. 9 – Entrée du tunnel de drainage d'un lac supra-glaciaire

Photo des travaux en vue de la réalisation du tunnel de drainage du lac supra-glaciaire du [Glacier de Grindelwald](#).



Fig. 10 – Tunnel de drainage d'un lac supra-glaciaire

Le tunnel de drainage du lac supra-glaciaire du [Glacier de Grindelwald](#) une fois terminé.

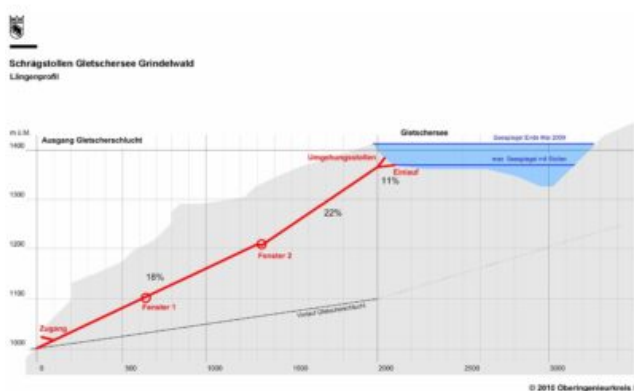


Fig. 11 – Tunnel de drainage du lac supra-glaciaire du Glacier de Grindelwald (BE)

Profil longitudinal du tunnel de drainage réalisé pour vider le lac supra-glaciaire du [Glacier de Grindelwald](#) . Il sert à limiter l'accumulation de l'eau.

6.4 Processus paraglaciaires

Lors du retrait des glaciers suivent des processus de réajustement autour et à l'intérieur des marges anciennement englacées. Ce réajustement est caractérisé par la remobilisation de matériel meuble ou la mise en mouvement des versants suite à la décompression qui peut, dans certains cas, affecter des infrastructures et nécessiter la mise sous surveillance ou en sécurité des zones concernées.

Le terme « paraglaciaire » qualifie des processus non-glaciaires qui sont pourtant directement conditionnés par l'évolution des masses de glace ([cf. fiche pergélisol 3.2](#) et [fiche pergélisol 4.8](#)). Sont principalement considérés les processus géomorphologiques opérant **autour et à l'intérieur des marges anciennement englacées**.

En s'écoulant, un glacier exerce une force de compression contre les versants. Lorsque la masse de glace diminue ou disparaît complètement, ces versants perdent une partie de leur appui. Cette **décompression** peut alors donner lieu – avec un temps de réponse variable – à différents processus de déstabilisation. Les parois rocheuses ou le matériel meuble (débris et moraines) sans appui peuvent se tasser ou s'écrouler, comme le montrent les exemples suivants.

Après le retrait du glacier de Grindelwald, la paroi rocheuse à l'amont de la [Gletscherschlucht](#) est restée sans appui ([fig. 1 & 2](#)). Durant l'été 2006, une partie de cette masse rocheuse déstabilisée (env. 2 millions de m³) a connu une brusque accélération provoquant de nombreux éboulements. De l'eau sous pression aurait été le principal facteur déclenchant. La dégradation du pergélisol n'a en revanche aucune influence (altitude trop basse, le site est situé vers 1600 m).

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), le glacier de Findelen (VS) a perdu environ 100 m d'épaisseur de glace. En rive droite, une masse de roche et de débris de plusieurs millions de m³ (dont la cassure est bien visible sur la photo) a été ainsi déstabilisée, s'affaissant à une vitesse d'environ 35 cm/a et recouvrant la moraine latérale ([fig. 3](#)).

Le versant de la [Moosfluh](#) (env. 2 km²) en rive gauche du glacier d'Aletsch est soumis au tassement ([fig. 4](#)). Activé probablement une première fois vers la fin de la dernière grande glaciation, le versant semble être resté relativement stable durant bonne partie de l'Holocène, avant de se réactiver dans les années 1990 suite au retrait glaciaire du XX^e siècle. La masse en mouvement est estimée à au moins 150 millions de m³ (l'équivalent de quelque 190'000 maisons individuelles) et se trouve sous surveillance. Grâce aux mesures par satellites équipées de radars et des instruments de mesures installées sur place, il est possible de détecter les déplacements du terrain, variables selon les endroits ([fig. 4](#)). Tandis que le déplacement est de l'ordre de plusieurs centimètres à plusieurs dizaines de centimètres par années sur le bord du glissement, il atteint plusieurs mètres par année au centre. La zone la plus active se situe au-dessus de

la langue glaciaire où, en automne 2016, on a mesuré des déplacements record de 80 centimètres par jour et où d'énormes fissures se sont formées dans la roche cristalline. Depuis, les mouvements dans cette partie du glissement se sont ralentis, mais les sentiers pédestres de la zone restent fermés et la télécabine de Moosfluh ainsi que toute la zone sont sous étroite surveillance. [Plus d'informations sur le glissement de Moosfluh](#).

D'autres processus paraglaciers concernent la remobilisation des matériaux meubles comme le rétrofluage de moraines de poussée ou le rééquilibrage des moraines ([voir fiche pergélisol 4.8](#)). Pour les infrastructures situées dans des terrains en mouvement, comme par exemple des remontées mécaniques, ceci représente un danger et des surcoûts pour la mise en sécurité.



Fig. 1 – Retrait glaciaire

Le retrait du [glacier de Grindelwald](#) depuis 1860 a eu comme conséquence en 2006 de nombreux éboulements de la paroi rocheuse, restée sans appui.

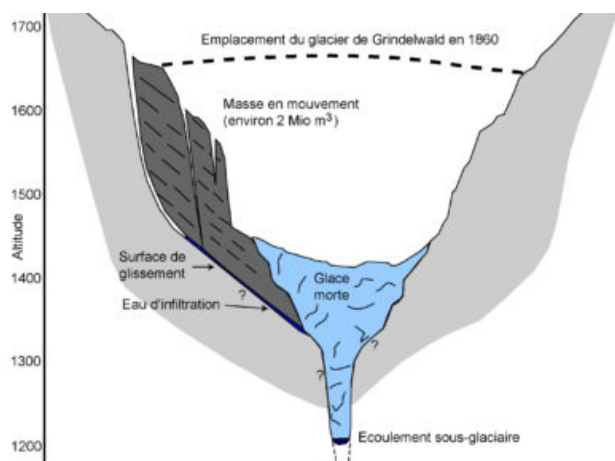


Fig. 2 – Eboulements de l'Eiger (BE)

Représentation schématique des [éboulements de l'Eiger](#) (BE) durant l'été 2006 (adapté de Keusen et al., 2007).

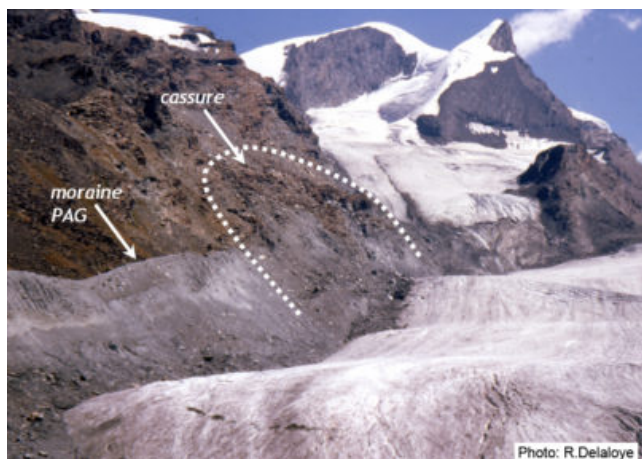


Fig. 3 – Déplacement de roches causé par un glacier

Photo montrant le déplacement de masses de roche et de débris en marge du [glacier de Findelen](#) (VS).

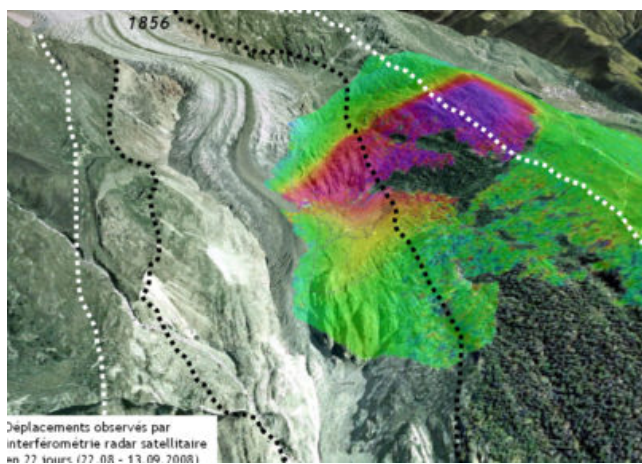


Fig. 4 – Déplacement de tassement

Le déplacement du tassement de versant de la [Moosfluh](#) en rive gauche du [glacier d'Aletsch](#) (VS) peut être mesuré grâce à l'interférométrie radar satellitaire. En trait-tillé l'extension du glacier en 1865 (noir) et il y a environ 11'000 ans (blanc).