

1.1 Le système hydroclimatique glaciaire

 geomorphologie-montagne.ch/fiche-glacier-11/

Un glacier peut être considéré comme un système hydroclimatique. La naissance et le maintien de glaciers sont fortement dépendants des facteurs climatiques, principalement des précipitations (neige) et des températures, mais également du vent, du rayonnement solaire, de l'humidité de l'air, de la pluie. La morphologie d'un glacier dépend également de la topographie (relief).

Le bilan de masse d'un glacier est la différence entre l'accumulation de neige et les pertes par ablation (fonte), exprimée en volume équivalent en eau, sur une année hydrologique (fig. 2 & 3). L'année hydrologique équivaut, pour la Suisse, à la période entre le 1er octobre et le 30 septembre de l'année suivante. Si la formation de glace est supérieure à l'ablation, le bilan de masse est positif. Si, au contraire, l'accumulation (surtout hivernale) n'arrive pas à compenser les pertes par ablation, le bilan de masse est négatif. La conséquence d'un bilan de masse négatif est le retrait du glacier (fig. 4). Par définition, le bilan de masse est positif dans la zone d'accumulation, nul sur la ligne d'équilibre et négatif dans la zone d'ablation. La ligne d'équilibre sépare la zone d'accumulation de la zone d'ablation et correspond grosso modo à la ligne des neiges pérennes à la fin de l'année hydrologique et à l'isotherme 0°C. Pour cette raison, la ligne d'équilibre est également appelée ligne de névé (fig. 5).

Pour un glacier en équilibre avec les conditions climatiques, la surface de la zone d'accumulation correspond plus ou moins à deux fois la surface de la zone d'ablation. La position de la ligne d'équilibre varie selon le climat. Plus on monte vers les hautes latitudes, plus la ligne d'équilibre s'abaisse. Elle se situe à 600 m au Groenland et au niveau de la mer en Antarctique, du fait qu'il n'existe plus de réelle zone d'ablation. Dans les Alpes suisses, elle se situe, en moyenne, vers 2750 mètres d'altitude. A l'intérieur d'un massif montagneux, elle varie en fonction de la continentalité: elle descend à plus basse altitude dans les régions humides (dans le massif du Mont Blanc, elle se situe en moyenne à 2400 m) que dans les régions plus sèches (par exemple la région de Zermatt, où la ligne d'équilibre se situe à environ 3050 mètres d'altitude).

Le bilan de masse, bien qu'il soit dépendant des conditions topographiques locales, de l'exposition, de la surface et de la forme du glacier, est donc un excellent indicateur climatique; ses variations traduisent les variations du climat, tant du point de vue géographique que temporel (fig. 6).

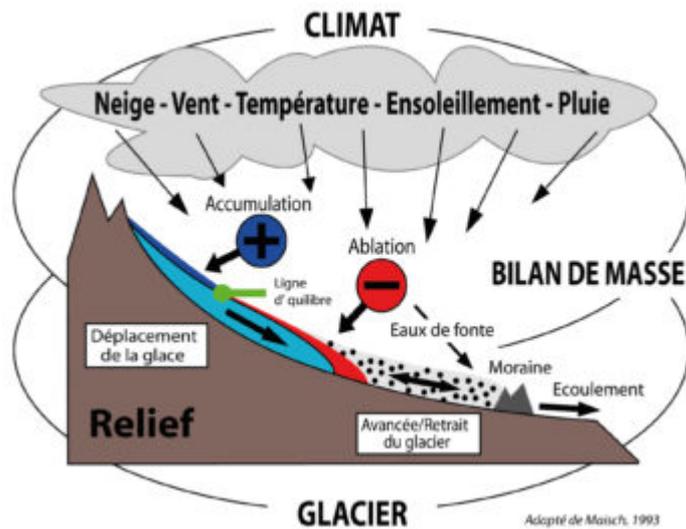


Fig. 1 – Le glacier comme système hydroclimatique.

Fig. 1 – Le glacier comme système hydroclimatique.

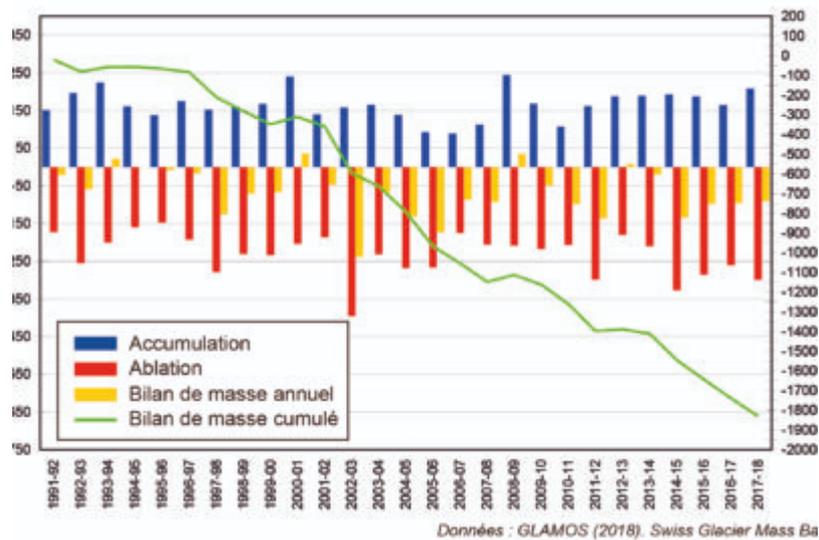


Fig. 2 – Bilan de masse du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI).

Fig. 2 – Bilan de masse du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI).



Fig. 3 – Le glacier du Basòdino en 1995 (Val Maggia, TI).

Fig. 3 – Le glacier du Basòdino en 1995 (Val Maggia, TI).

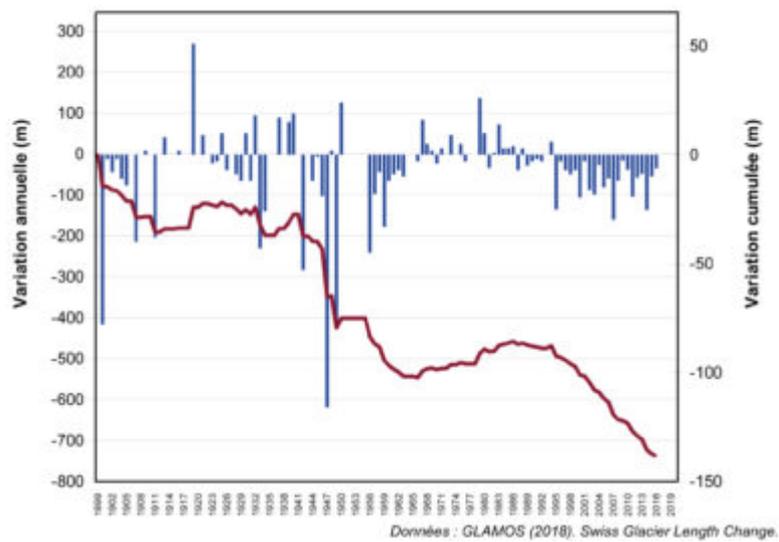


Fig. 4 – Variations de la longueur de la langue du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI). Notez le parallélisme entre les variations de longueur et le bilan de masse (cf. fig. 2).

Fig. 4 – Variations de la longueur de la langue du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI). Notez le parallélisme entre les variations de longueur et le bilan de masse (cf. fig. 2).



Fig. 5 – Zone d'accumulation, ligne d'équilibre et zone d'ablation d'un glacier alpin (Glacier du Géant et Glacier de Trélaporte, Chamonix, France). La ligne d'équilibre correspond grosso modo à la ligne des neiges pérennes à la fin de l'année hydrologique, c'est-à-dire à la limite entre la neige (couleur claire) et la glace apparente, plus sombre.

Fig. 5 – Zone d'accumulation, ligne d'équilibre et zone d'ablation d'un glacier alpin (Glacier du Géant et Glacier de Trélaporte, Chamonix, France). La ligne d'équilibre correspond grosso modo à la ligne des neiges pérennes à la fin de l'année hydrologique, c'est-à-dire à la limite entre la neige (couleur claire) et la glace apparente, plus sombre.

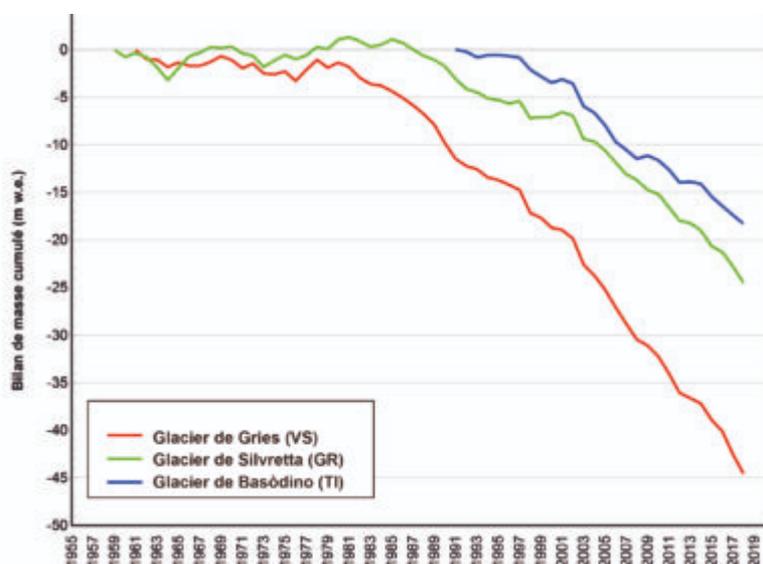


Fig. 6 – Bilan de masse cumulé de trois glaciers des Alpes suisses. Notez le changement depuis le début des années 1980. En particulier, le glacier de Gries (VS) qui a une langue assez plane située bien en dessous de la ligne d'équilibre actuelle, a un bilan de masse très négatif..

Fig. 6 – Bilan de masse cumulé de trois glaciers des Alpes suisses. Notez le changement depuis le début des années 1980. En particulier, le glacier de Gries (VS) qui a une langue assez plane située bien en dessous de la ligne d'équilibre actuelle, a un bilan de masse

très négatif.

1.2 La dynamique glaciaire

 geomorphologie-montagne.ch/fiche-glacier-12/

La glace est un matériau qui se déforme sous son propre poids. Il est donc normal que les glaciers, composés essentiellement de glace, fluent vers l'aval. Même lorsqu'un glacier est en régression, la glace continue de fluer vers l'aval. D'autres facteurs influencent la dynamique glaciaire comme le régime thermique des glaciers et les conditions topographiques.

La dynamique glaciaire est étroitement dépendante du **régime thermique** du glacier. La température de la glace est contrôlée par trois facteurs principaux, qui sont les **échanges thermiques avec l'atmosphère** (contrôle climatique), le **flux géothermique** (contrôle géologique) et la **pression de la glace et la friction** (contrôle glaciologique). En fonction du régime thermique, on distingue trois catégories de glaciers ([fig. 1](#)) :

- les **glaciers tempérés** ont une température partout proche du point de fusion, sauf à la surface, où la température fluctue selon la saison ;
- les **glaciers polaires ou glaciers froids** ont une température située partout en dessous du point de fusion ; ils sont donc gelés à leur base (pas d'écoulements d'eau) ;
- les **glaciers polythermiques** combinent les caractéristiques des deux groupes précédents.

Le mouvement d'un glacier résulte des déformations permanentes exercées respectivement sur la glace et sur le lit glaciaire en réponse aux contraintes liées à la pesanteur. La réponse se réalise sous trois formes : la **déformation de la glace**, la **déformation du lit** et le **glissement de la glace sur le lit**. Le mouvement visible à la surface du glacier est le résultat de ces processus, agissant indépendamment ou en combinaison. En fonction du régime thermique, les glaciers auront un comportement dynamique différent. Les glaciers froids ne se déplacent que par déformation de la glace et par glissement (voire déformation du lit). Dans les Alpes, le glissement peut atteindre plusieurs mètres par jour et représenter jusqu'à 90% du déplacement total. Les valeurs de déplacement annuel oscillent entre moins de 2 mètres par an pour certains glaciers polaires à plus de 8 kilomètres par année pour certains glaciers tempérés au Groenland ou en Patagonie. Dans les Alpes, les vitesses sont de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres par année.

L'écoulement d'un glacier est **laminaire**, c'est-à-dire que chaque cristal de glace décrit une trajectoire qui ne se mélange pas avec les lignes voisines. En général, la glace de glacier est constituée par un empilement de couches de quelques centimètres à quelques décimètres ou mètres d'épaisseur, d'aspect différent (teneur en air sous forme de bulles), forme des grains, teneur en matériaux, etc.). Cet empilement constitue la **foliation** du glacier ([fig. 2](#)). Elle se déplace avec le glacier, plus rapidement au centre que sur les bords et en surface que près du fond ([fig. 3](#)). Après un certain trajet, les couches plus ou moins planes à l'origine prennent une forme en cuillère concave vers l'amont. En surface,

elles peuvent émerger sous forme de lignes arquées, vaguement paraboliques, à concavité tournée vers l'amont, appelées **ogives** ou **bandes de Forbes** (du nom du naturaliste écossais James Forbes qui les a décrites à la Mer de Glace au milieu du XIXe siècle).

Les ogives alternent des bandes claires et sombres, correspondant respectivement à de la glace pure et sale (fig. 4). Chaque couple de bandes sombre et claire correspond à une année. Les ogives se forment sur les glaciers traversant des chutes de séracs : la glace arrivant sur la chute accélère, s'étire et se fracture ; il en résulte une plus grande surface de contact avec l'atmosphère. La glace traversant cette zone en été perdra ainsi plus de volume par ablation et pourra se charger en poussières et particules provenant de l'extérieur ; à l'aval de la chute, en se recomprimant, cette zone prendra une teinte sombre. La glace arrivant en hiver, recevra au contraire un volume supplémentaire sous forme de neige, qui en plus protégera la glace des impuretés ; à l'aval, elle prendra une teinte plus claire. Ce mode de formation explique pourquoi les ogives n'existent pas sur tous les glaciers.

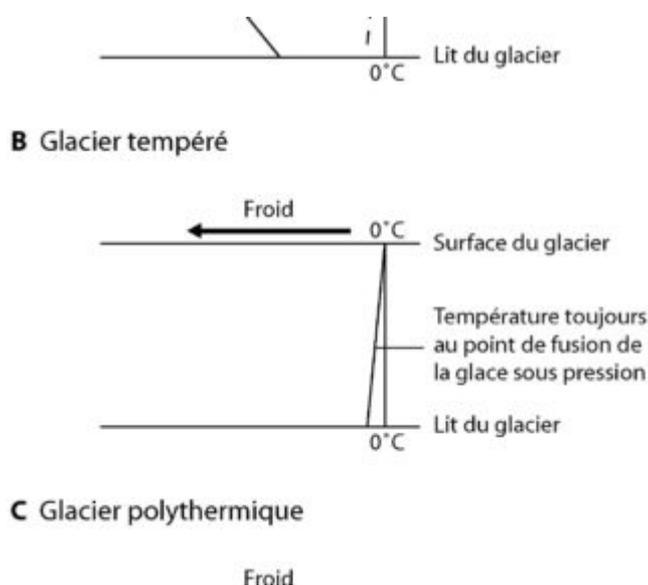


Fig. 1 – Profils de température de trois catégories de glaciers.

Fig. 1 – Profils de température de trois catégories de glaciers.



Fig. 2 – Lames de glace au front du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS).

Fig. 2 – Lames de glace au front du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS).

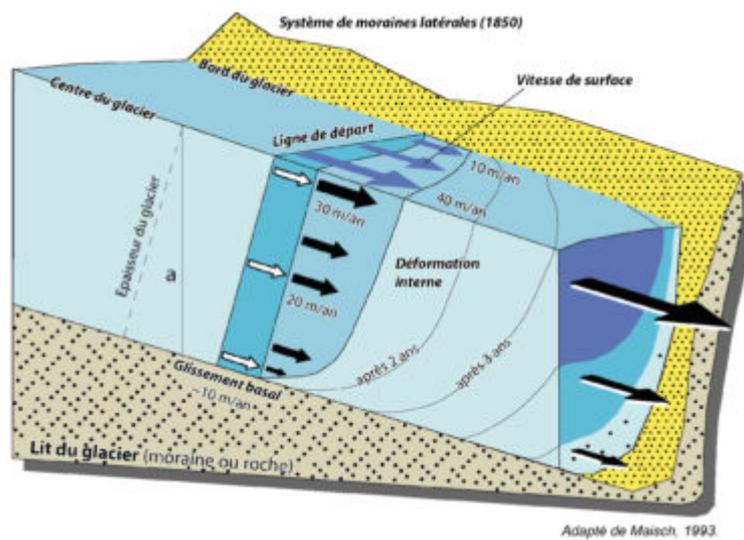


Fig. 3 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin.

Fig. 3 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin.



Fig. 4 – Bandes de Forbes (ogives) sur la Mer de Glace (Vallée de l'Arve, France).

Fig. 4 – Bandes de Forbes (ogives) sur la Mer de Glace (Vallée de l'Arve, France).

1.3 La morphologie des glaciers

 geomorphologie-montagne.ch/fiche-glacier-13/

Les glaciers sont si divers sur la surface du globe que l'on utilise plusieurs types de classification pour les décrire. La typologie classique se base sur leur forme (calotte glaciaire, glacier de vallée, glacier de cirque, etc.) mais ils peuvent également être classés en fonction de leur dynamique (glacier suspendu, régénéré, enterré, etc.)

Une typologie classique est établie **selon la forme**; elle se base sur les interactions avec la topographie et deux grandes familles peuvent être établies:

- Les glaciers **non contraints par la topographie** s'écoulent généralement dans plusieurs directions différentes, de manière radiale. En fonction de la taille, on distingue les **inlandsis** (taille supérieure à 50'000 km², en Antarctique et au Groenland) et les **calottes glaciaires**, de taille inférieure (par exemple, le Vatnajökull, en Islande). Le glacier jurassien pendant les dernières glaciations était également une calotte glaciaire. Des glaciers de calotte sont aussi présents dans les régions de montagne ; ils occupent des sommets (par exemple le Mont Collon, VS) (fig. 1).
- Les glaciers **contraints par la topographie** s'écoulent dans une vallée. Les **glaciers de type alpin** sont confinés dans une vallée et se terminent par une langue étroite ; une grande partie des glaciers actuels dans les Alpes appartient à ce type (fig. 2). Les **glaciers de piémont** débouchent d'une vallée et s'étalent en forme de spatule dans une plaine. Des exemples sont actuellement visibles dans les régions arctiques. Le glacier du Rhin au Dernier Maximum Glaciaire appartenait à ce type, tout comme le glacier du Rhône (VS) au Petit ge Glaciaire (fig. 3). Parmi les glaciers contraints par la topographie, nous pouvons encore distinguer les **glaciers de cirque**, de petite taille, qui restent confinés dans la partie haute des vallées, les **glaciers de transection**, qui occupent un col et s'écoulent dans deux ou plusieurs vallées et les **glaciers de plateau**, qui se développent dans une seule direction, mais ne sont pas contraints par les flancs d'une vallée (fig. 4). Ces deux derniers sont des formes de glaciers intermédiaires entre la calotte et le glacier de vallée.

Une nomenclature basée **sur la dynamique** des glaciers a également été développée:

- Les **glaciers suspendus** sont accrochés à une paroi (fig. 5). Ils se terminent par un front abrupt dont se détachent des morceaux de glace qui s'accumulent au pied de la paroi pour former, parfois, un **glacier régénéré** (fig. 5). Le glacier du Giétro a créé un glacier régénéré au Petit Age Glaciaire sur le site du barrage de Mauvoisin actuel. Le 16 juin 1818, la glace s'est rompue et le lac formé à l'arrière de ce barrage naturel s'est déversé, provoquant une crue catastrophique qui a ravagé tout le Val de Bagnes (VS) (fiche glaciers 6.2). Les **glaciers se terminant dans un plan d'eau** (*calving glaciers*) flottent et des icebergs s'en détachent (fig. 6). Ils sont typiques des hautes latitudes, mais on en retrouve également dans les Alpes, comme c'est le cas du **glacier du Rhône** (VS).
- Les Alpes sont actuellement riches en petites surfaces de glace (quelques centaines de mètres carrés), ne bougeant pratiquement pas. Parmi ces **glaciers à dynamique faible**, nous pouvons distinguer les **névés permanents** et les **glacierets** (s'il s'agit véritablement de glace). Un morceau de langue glaciaire qui n'est plus alimenté par le glacier en phase de retrait constitue de la **glace morte** (fig. 7). En fonction du degré de couverture morainique superficielle, on distingue des **glaciers noirs ou couverts** (qui sont recouverts d'une couche de **moraine** superficielle importante qui cache parfois complètement la glace) (fig. 8), voire des **glaciers enterrés**, dans lesquels la glace n'est plus du tout visible. Certains glaciers enterrés situés en zone de **pergélisol**, plus ou moins recouverts de moraines sont encore présents dans les Alpes, même s'ils ont perdu leur zone d'accumulation. Ils peuvent être quasiment invisibles à l'œil nu mais leur glace reste détectable par mesures géophysiques.
- La dernière catégorie est représentée par les **glaciers à crues catastrophiques** (*surging glaciers*). Il s'agit de glaciers dont la dynamique varie fortement entre des périodes de faible activité (d'une durée de quelques dizaines d'années à plus de 500 ans) et des périodes de crise (1 à 10 ans) durant lesquelles le glacier avance à grande vitesse (fiche glaciers 6.1).

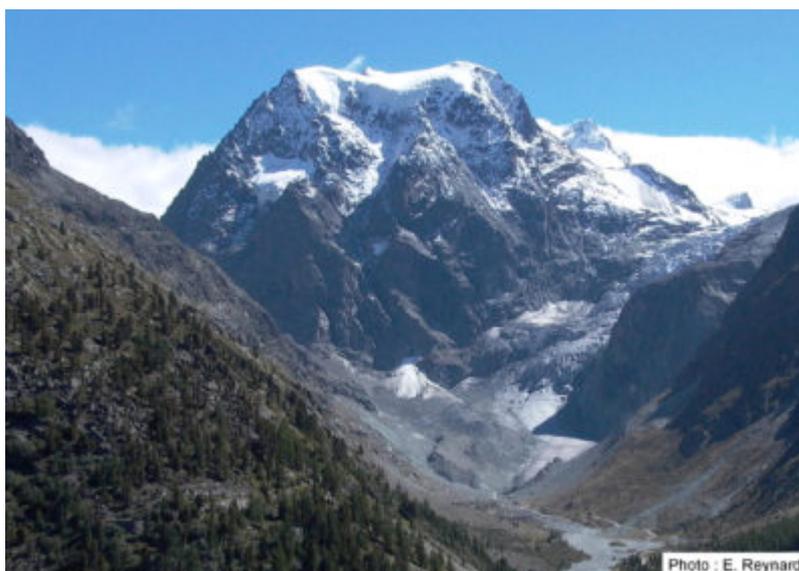


Fig. 1 – Le glacier de calotte du Mont Collon et le Bas Glacier d'Arolla qui est un glacier de type alpin (Val d'Arolla, VS).

Fig. 1 – Le glacier de calotte du Mont Collon et le Bas Glacier d’Arolla qui est un glacier de type alpin (Val d’Arolla, VS).



Fig. 2 – Glaciers de type alpin, la Mer de Glace et le glacier du Géant (Massif du Mont-Blanc, France).

Fig. 2 – Glaciers de type alpin, la Mer de Glace et le glacier du Géant (Massif du Mont-Blanc, France).



Fig. 3 – Le glacier du Rhône photographié en 1849 par M. Gustave Dardel. Le glacier présente un lobe frontale largement étalé dans la vallée et peut-être qualifié de glacier de piémont. Actuellement, le lobe frontale a disparu et le glacier du Rhône présente une morphologie de glacier alpin.

Fig. 3 – Le glacier du Rhône photographié en 1849 par M. Gustave Dardel. Le glacier présente un lobe frontal largement étalé dans la plaine de Gletsch et peut être qualifié de glacier de piémont. Actuellement, le lobe frontal a disparu et le glacier du Rhône présente

une morphologie de glacier alpin. Ouvrage source : Collection de 28 daguerréotypes représentant les plus anciennes reproductions héliographiques des Alpes, 1893, 28 illustrations. Bibliothèque nationale suisse.



Fig. 4 – Glacier de plateau ; le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS, 2012).

Fig. 4 – Glacier de plateau ; le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS, 2012).

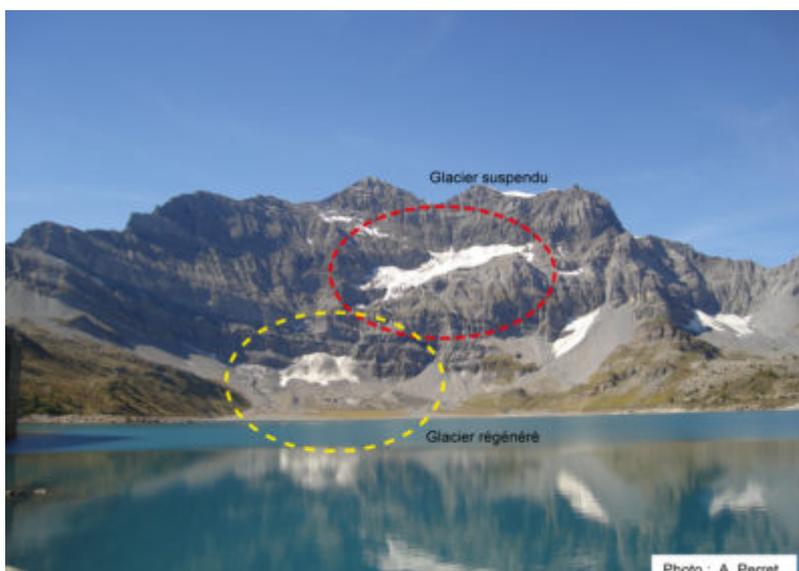


Fig. 5 – Le Glacier Noir, un glacier suspendu dans sa partie haute et un glacier régénéré dans sa partie basse (Salanfe, VS, 2011)

Fig. 5 – Le Glacier Noir, un glacier suspendu dans sa partie haute et un glacier régénéré dans sa partie basse (Salanfe, VS, 2011)



Fig. 6 – Glacier se terminant dans un plan d'eau ou « calving glacier ». Glacier du Rhône (VS, 2015).

Fig. 6 – Glacier se terminant dans un plan d'eau ou « calving glacier ». Glacier du Rhône (VS, 2015).



Fig. 7 – Amas de glace morte au front du glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).

Fig. 7 – Amas de glace morte au front du glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).



Fig. 8 – Glacier couvert du Creux de la Lé (Col du Sanetsch, VS, 2019).

Fig. 8 – Glacier couvert du Creux de la Lé (Col du Sanetsch, VS, 2019).

1.4 La morphologie des déformations de surface

 geomorphologie-montagne.ch/fiche-glacier-14/

Les glaciers sont constitués de glace, qui est un matériau plastique, mais ils reposent le plus souvent sur un fond rocheux, qui ne se déforme pas. Les frictions entre la glace et la roche provoquent des fractures ou « crevasses ». Ces crevasses, qui peuvent atteindre jusqu'à 50 mètres de profondeur, représentent un danger pour les alpinistes qui évoluent à la surface des glaciers.

La glace n'est pas un corps rigide ; elle se déforme sous son propre poids. Cette déformation se réalise sous deux formes : la **reptation**, qui correspond à la déformation des cristaux de glace eux-mêmes et à leur mouvement les uns par rapport aux autres, et la **fracturation**, lorsque la reptation n'est pas suffisamment rapide pour répondre à la contrainte exercée. Il s'ensuit une rupture cassante : ce sont les crevasses.

Les **crevasses** sont donc des ouvertures qui se forment à proximité de la surface d'un glacier sous l'effet de l'**extension** de la glace ([fig.1](#)). Leur direction est perpendiculaire à la direction principale de la contrainte. Elles sont rarement isolées, mais se groupent en systèmes de crevasses analogues. On peut distinguer les **crevasses marginales** ([fig.2](#)), formant un angle d'environ 45° avec les bords du glacier en direction de l'amont et qui sont dues aux différences de vitesses entre le centre et les bords du glacier, les **crevasses transversales**, qui sont liées aux discontinuités topographiques du substratum ([fig.3](#)), et les crevasses **longitudinales**, plus ou moins parallèles à l'écoulement, qui se forment dans les zones de mouvement compressif qui induisent une expansion latérale de la glace. Dans les glaciers de montagne, les crevasses se referment lorsque la glace arrive dans une zone d'écoulement compressif.

Dans les glaciers de cirque et de vallée, la **rimaye** est une crevasse particulière qui se forme à la limite entre le névé et le rocher, ou plus précisément à la limite entre le névé (qui ne bouge pas) et le glacier (qui flue) ([fig.4](#)). Nous pouvons considérer la rimaye comme la première crevasse dynamique d'un glacier. Les **séracs** sont des morceaux de glace isolés par des crevasses ([fig.5](#)). Ils se forment lorsque la rupture de pente est très importante et que l'accélération est très forte ([fig.6](#)).

Les crevasses, larges de quelques centimètres à plusieurs mètres, peuvent atteindre une profondeur maximale de 50 mètres. Au-delà, la déformation de la glace due à la pression provoque la fermeture de la crevasse. Les crevasses peuvent être visibles en surface, lorsque la glace est à nu, par exemple, dans la zone d'ablation à la fin de l'été. En zone d'accumulation ou après des chutes de neige, les crevasses sont parfois rendues totalement invisibles par des ponts de neige plus ou moins solides. Elles représentent alors un réel danger pour les alpinistes qui s'aventurent à la surface des glaciers.

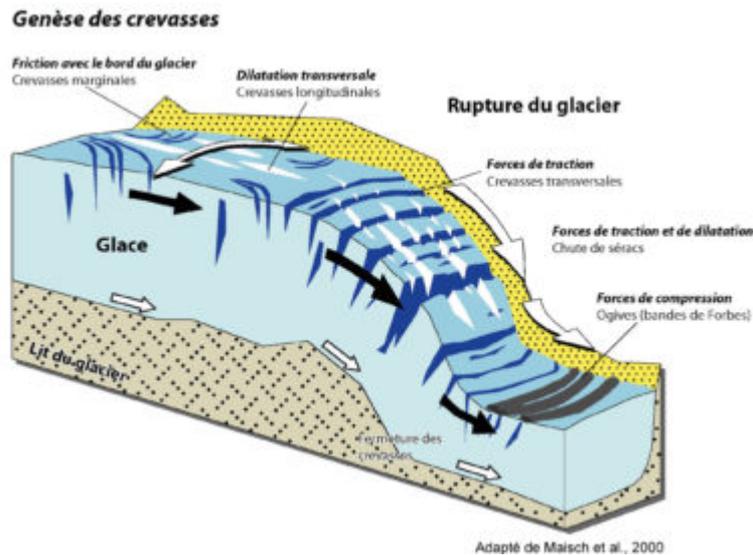


Fig. 1 – Types de crevasses dans un glacier alpin.

Fig. 1 – Types de crevasses dans un glacier alpin.

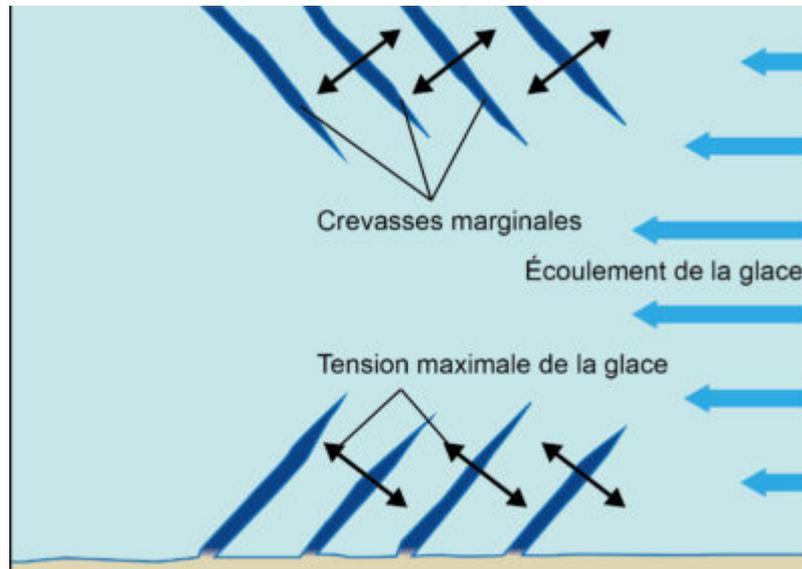


Fig. 2 – Schémas de la formation des crevasses marginales. La longueur des flèches d'écoulement est proportionnelle à la vitesse.

Fig. 2 – Schémas de la formation des crevasses marginales. La longueur des flèches d'écoulement est proportionnelle à la vitesse.



Fig. 3 – Crevasses transversales sur le glacier des Bossons (Chamonix, Haute Savoie, France, 2011).

Fig. 3 – Crevasses transversales sur le glacier des Bossons (Chamonix, Haute Savoie, France, 2011).

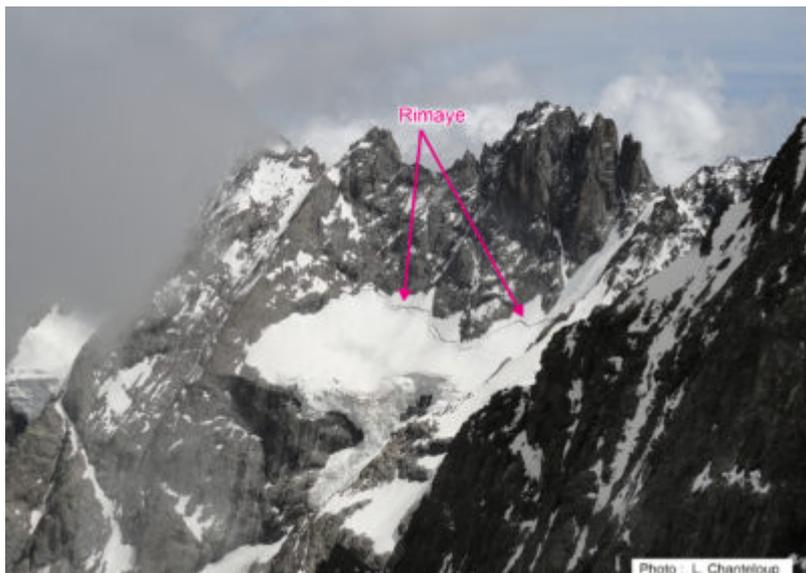


Fig. 4 – La rimaye du glacier d’Armande (Massif de la Meije, Hautes Alpes, France, 2012).

Fig. 4 – La rimaye du glacier d’Armande (Massif de la Meije, Hautes Alpes, France, 2012).



Fig. 5 – Chute de séracs sur le glacier des Bossons (Chamonix, Haute Savoie, France, 2011).

Fig. 5 – Chute de séracs sur le glacier des Bossons (Chamonix, Haute Savoie, France, 2011).



Fig. 6 – Séracs du Langgletscher (Lötschental, VS).

Fig. 6 – Séracs du Langgletscher (Lötschental, VS).

1.5 Les parois glaciaires et glaciers de parois

 geomorphologie-montagne.ch/fiche-glacier-15/

Les processus glaciaires se manifestent également sur des parois rocheuses verticales. Pour que la glace adhère à une paroi, cette dernière doit être gelée toute l'année. Lorsque les conditions climatiques évoluent et que la paroi se réchauffe, la carapace de glace ou de glacier de paroi peut disparaître. La roche ainsi mise à nu n'est plus protégée de l'érosion ce qui occasionne des chutes de pierres.

Les **parois glaciaires** (carapace de glace) et les **glaciers de parois** (ou glaciers suspendus, cf. [fiche glaciers 1.3](#)) sont des formes glaciaires qui indiquent que la température à leur base est inférieure à 0°C ([pergélisol](#)).

Les facteurs clés concernant l'évolution des parois glaciaires sont les conditions météorologiques (chutes de neige et températures) durant le printemps et l'été (surtout de mai à juillet). En effet, il semblerait que ce ne soit pas en hiver (novembre à mars) que la neige s'accumule dans ces faces. En raison des basses températures, elle demeure poudreuse et ne peut adhérer à la paroi, sans cesse balayée par les vents et les avalanches. La formation de la glace (par congélation) aurait donc lieu principalement durant l'été, lorsque la neige peut s'humidifier le jour sous l'effet du [rayonnement solaire](#) et de températures plus élevées, puis regeler durant la nuit. Les études concernant ce sujet sont cependant rares dans les Alpes.

Depuis la fin du [Petit Âge Glaciaire](#) (1850), les glaciers suspendus ont diminué progressivement, avec une accélération depuis les années 1990.

De même, lorsque la carapace de glace disparaît – tendance actuelle de l'évolution de ces parois glaciaires ([fig. 2](#)), les conditions à la surface et sous la surface de la roche changent drastiquement : une [couche active](#) peut alors se développer.

L'escarpement rocheux n'étant plus protégé des actions de l'[érosion](#) mécanique et thermique par la glace, la roche fracturée dégèle et les chutes de pierres superficielles deviennent extrêmement fréquentes ([fig. 3](#)).

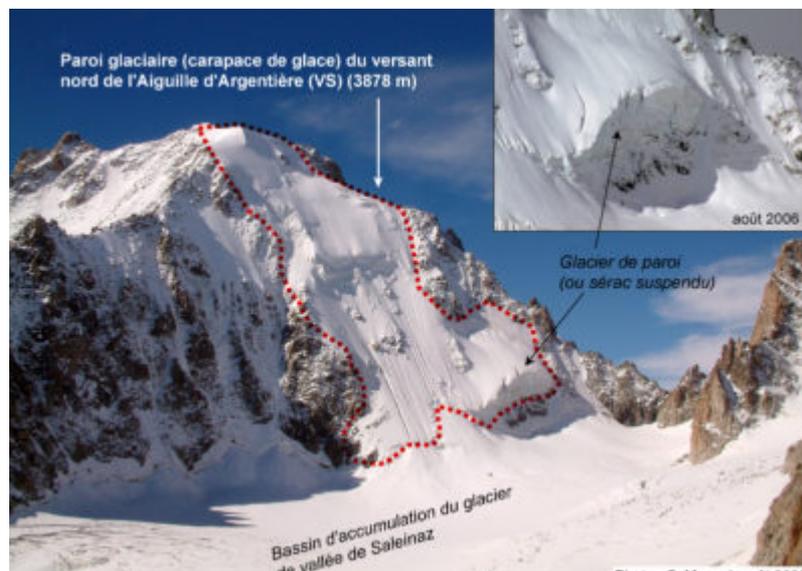


Fig. 1 – Paroi glaciaire et sérac suspendu dans le versant nord de l’Aiguille d’Argentière (VS).

Fig. 1 – Paroi glaciaire et sérac suspendu dans le versant nord de l’Aiguille d’Argentière (VS).



Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le 20ème siècle. En 1950, à la suite d’une série d’été chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s’est reformée, se maintenant jusqu’à la fin des années 1980. Actuellement, seul un petit glacier occupe la partie inférieure de la face.

Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le XX^e siècle. En 1950, à la suite d’une série d’étés chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s’est reformée, se maintenant jusqu’à la fin des années 1980. Actuellement, seul un petit glacier occupe la partie inférieure de la face.



Fig. 3 – La face nord du Portalet (VS) semble avoir perdu sa carapace de glace dans la dernière partie du 20ème siècle. Aujourd’hui, la paroi n’est plus protégée par de la glace. La roche fracturée dégèle, provoquant d’incessantes chutes de pierres qui viennent s’amonceler sur la rive droite du glacier d’Orny.

Fig. 3 – La face nord du Portalet (VS) semble avoir perdu sa carapace de glace dans la dernière partie du XX^e siècle. Aujourd’hui, la paroi n’est plus protégée par de la glace. La roche fracturée dégèle, provoquant d’incessantes chutes de pierres qui viennent s’amonceler sur la rive droite du glacier d’Orny.