

1.1 Das glaziale hydroklimatische System

 geomorphologie-montagne.ch/de/blatt-gletscher-11/

Ein Gletscher kann als hydroklimatisches System (natürliches System, welches eine klimatische und hydrologische Komponente umfasst) betrachtet werden. Die Entstehung und Persistenz von Gletschern ist stark von klimatischen Faktoren abhängig, hauptsächlich von Niederschlag (Schnee) und Temperatur, aber auch von Wind, Sonneneinstrahlung (Gesamtheit der von der Sonne emittierten elektromagnetischen Strahlung), Luftfeuchtigkeit und Regen. Die Morphologie eines Gletschers hängt auch von der Topografie (Relief) ab.

Die Massenbilanz eines Gletschers ist die Differenz zwischen der Schneeakkumulation und den Verlusten durch Ablation (Schmelze) über die Zeit (z. B. über ein hydrologisches Jahr, vgl. [Abb. 2](#)), ausgedrückt als wasseräquivalentes Volumen. Das hydrologische Jahr entspricht für die Schweiz dem Zeitraum zwischen dem 1. Oktober und dem 30. September des Folgejahres. Wenn die Akkumulation grösser ist als die Ablation, ist die Massenbilanz positiv. Wenn hingegen die Akkumulation (vor allem im Winter) die Verluste durch Ablation (vor allem im Sommer) nicht ausgleichen kann, ist die Massenbilanz negativ. Die Folge einer negativen Massenbilanz ist der Rückzug des Gletschers ([Abb. 4](#)). Per Definition ist die Massenbilanz im Akkumulationsgebiet positiv, auf der Gleichgewichtslinie null und im Ablationsgebiet negativ. Die Gleichgewichtslinie trennt das Akkumulationsgebiet vom Ablationsgebiet und entspricht am Ende des hydrologischen Jahres grob der Linie des Dauerschnees (klimatische Schneegrenze) und der 0°C-Isotherme. Aus diesem Grund wird die Gleichgewichtslinie auch als Firnlinie bezeichnet ([Abb. 5](#)).

Bei einem Gletscher, der sich im Gleichgewicht mit den klimatischen Bedingungen befindet, entspricht die Fläche des Akkumulationsgebiets in etwa der doppelten Fläche des Ablationsgebiets. Die Lage der Gleichgewichtslinie ist je nach Klima unterschiedlich. Je höher die geographische Breite, desto tiefer sinkt die Gleichgewichtslinie. In Grönland liegt sie bei 600 m und in der Antarktis auf dem Meeresspiegel, da es dort kein echtes Ablationsgebiet mehr gibt. In den Schweizer Alpen liegt sie durchschnittlich bei 2750 m. Innerhalb eines Gebirges variiert ihre Lage je nach Kontinentalität: In feuchteren Gebieten liegt sie tiefer (z. B. im Mont-Blanc-Massiv im Durchschnitt bei 2400 m) als in trockeneren Gebieten (z. B. in der Gegend von Zermatt, wo die Gleichgewichtslinie bei etwa 3050 m liegt).

Obwohl die Massenbilanz von den lokalen topografischen Bedingungen, der Exposition, der Fläche und der Form des Gletschers abhängt, ist sie ein ausgezeichneter Klimaindikator. Sie widerspiegelt sowohl geografische Unterschiede in den klimatischen Verhältnissen als auch zeitliche Klimaveränderungen ([Abb. 6](#)).

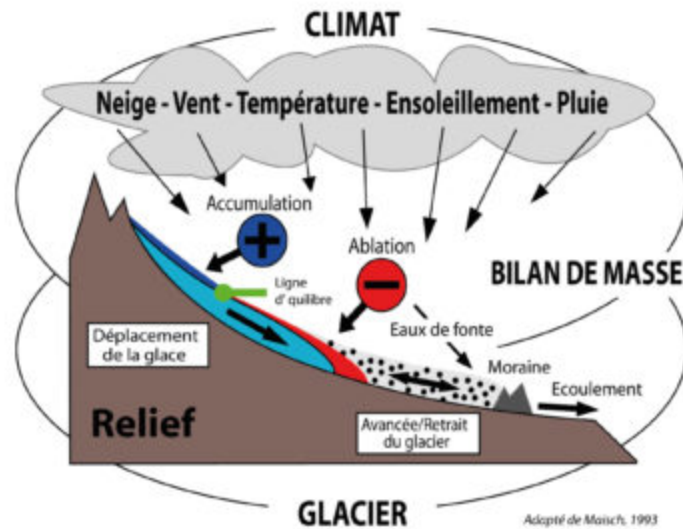


Fig. 1 – Le glacier comme système hydroclimatique.

Abb. 1: Der Gletcher als hydroklimatisches System.

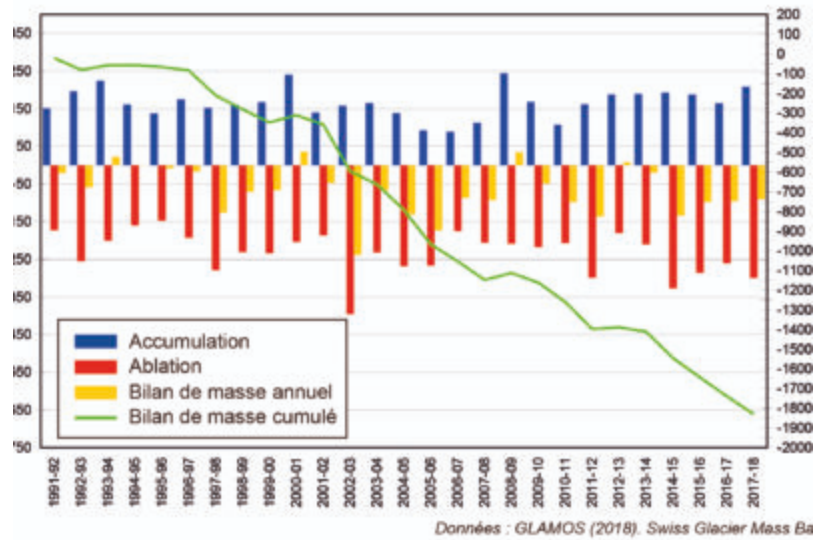


Fig. 2 – Bilan de masse du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI).

Massenbilanz des Basodinogletschers (Val Maggia, TI).



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

Abb. 3: Der Basòdinogletscher (Val Maggia, TI) 1995.

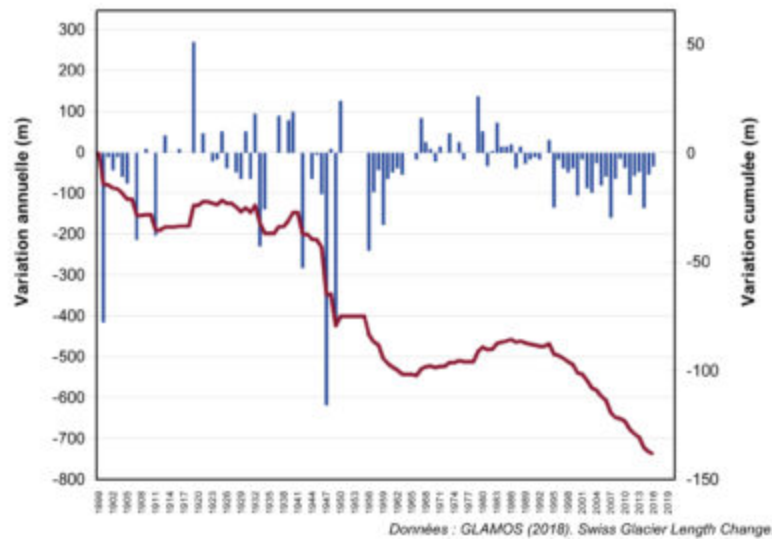


Fig. 4 – Variations de la longueur de la langue du glacier du Basòdino (Val Maggia, TI). Notez le parallélisme entre les variations de longueur et le bilan de masse (cf. fig. 2).

Abb. 4: Längenänderungen (bezüglich der Position der Gletscherzunge) des Basòdinogletschers (Val Maggia, TI). Bemerkenswert ist ebenfalls die Beziehung zwischen der (Variabilität der) Massenbilanz (vgl. Abb.2) und der Längenänderungen.



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.

Abb. 5: Akkumulationsgebiet, Gleichgewichtslinie und Ablationsgebiet eines alpinen Gletschers (Glacier du Géant und Glacier de Trélaporte, Chamonix, Frankreich). Die Gleichgewichtslinie entspricht am Ende des hydrologischen Jahres ca. die Firnlinie, d.h. der Grenze zwischen Schnee (helle Farbe) und Eis (dunklere Farbe).

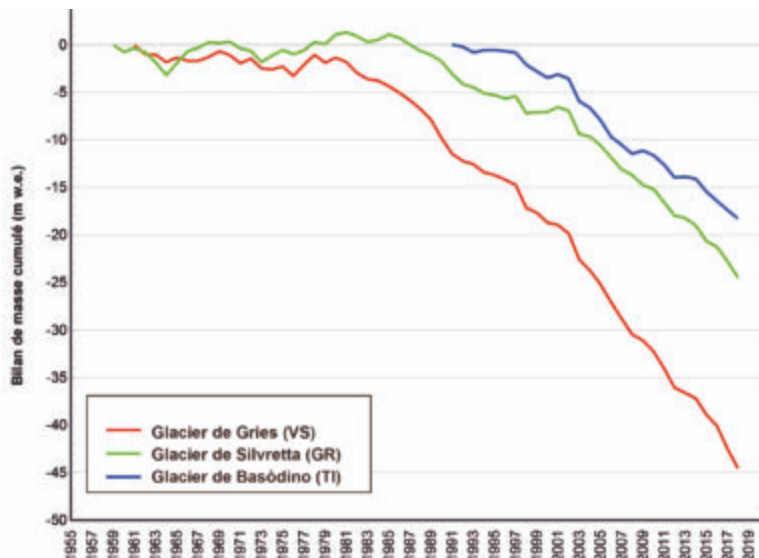


Fig. 6 – Bilan de masse cumulé de trois glaciers des Alpes suisses. Notez le changement depuis le début des années 1980. En particulier, le glacier de Gries (VS) qui a une langue assez plane située bien en dessous de la ligne d'équilibre actuelle, a un bilan de masse très négatif..

Abb. 6: Kumulierte Massenbilanz dreier Gletscher der Schweiz. Bemerkenswert ist die Entwicklung hin zu negativeren Massenbilanzen seit den 1980er Jahren. Insbesondere weist der Griesgletscher, mit einer eher flachen Zunge weit unterhalb der aktuellen Gleichgewichtslinie, eine sehr negative Massenbilanz auf.

1.2 Gletscherdynamik

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-2-gletscherdynamik/

Eis ist ein Material, das sich unter seinem eigenen Gewicht verformt. Daher ist es normal, dass Gletscher, die hauptsächlich aus Eis bestehen, talabwärts fließen. Selbst wenn sich ein Gletscher zurückzieht, fließt das Eis weiter talabwärts. Weitere Faktoren, die die Gletscherdynamik beeinflussen, beinhalten das Temperaturregime des Gletschers sowie topografische Gegebenheiten.

Die Gletscherdynamik ist unter anderem abhängig vom **Temperaturregime** des Gletschers. Die Temperatur des Eises hängt von drei Hauptfaktoren ab, dem

Wärme-/Energieaustausch an der Gletscheroberfläche mit der Atmosphäre

(klimatischer Faktor), **dem geothermischen Wärmefluss** (durch das Temperaturgefälle zwischen Erdoberfläche und dem Erdinneren wird Wärme zur Erdoberfläche transportiert) (geologischer Faktor) und **dem Eisüberlagerungsdruck und der Reibung durch das Eisfließen** (glaziologischer Faktor). Je nach Temperaturregime unterscheidet man drei Kategorien von Gletschern ([Abb. 1](#)):

- **Temperierte Gletscher** haben überall Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt, ausser an der Oberfläche, wo die Temperatur je nach Jahreszeit schwankt;
- **Polare oder kalte Gletscher** haben überall Temperaturen unterhalb des Schmelzpunkts und sind daher an ihrer Basis (ihrem Bett) festgefroren (kein Wasser am Gletscherbett);
- **Polythermale Gletscher** weisen sowohl temperierte als auch kalte Partien auf.

Die Bewegung (das Fließen) eines Gletschers ist das Ergebnis der permanenten Verformung des Eises bzw. des Gletscherbetts als Reaktion auf die Schwerkraft. Die drei Mechanismen, welche zum Eisfließen beitragen können, sind: **Verformung des Eises**, **Verformung des Gletscherbetts** und **Gleiten des Eises auf dem Gletscherbett**. Die sichtbare Bewegung an der Gletscheroberfläche ist das Ergebnis dieser Prozesse, die unabhängig voneinander oder in Kombination wirken. Je nach Temperaturregime zeigen Gletscher ein unterschiedliches dynamisches Verhalten. Temperierte Gletscher bewegen sich durch Verformung des Eises und basales Gleiten (je nach dem zusätzlich durch Verformung des (Sediment-)Bettes). In den Alpen kann der Anteil an basalem Gleiten mehrere Meter pro Tag betragen und bis zu 90 % der Gesamtbewegung ausmachen. Werte der jährlichen Eisbewegung variieren zwischen weniger als 2 Metern pro Jahr für einige polare Gletscher und mehr als 8 Kilometern pro Jahr für einige temperierte Gletscher in Grönland. In den Alpen liegen die Eisfließgeschwindigkeiten der mittelgrossen bis grössten Gletscher im Bereich von einigen Dutzend bis einigen Hundert Metern pro Jahr.

Das Fließen eines Gletschers ist **laminar**, d. h. jeder Eiskristall beschreibt eine Fließlinie, die sich nicht mit den benachbarten Linien kreuzt. Im Allgemeinen besteht Gletschereis aus übereinanderliegenden Schichten, die einige Zentimeter bis Dezimeter oder Meter dick sind und ein unterschiedliches Aussehen haben (je nach Luftgehalt in Form von Blasen, Kornform, Verunreinigungen usw.). Diese **Schichten** sind im am Gletscherrand oder in Spalten oft gut sichtbar (Abb. 2). Sie bewegen sich mit dem Gletscher, in der Mitte schneller als an den Rändern und an der Oberfläche schneller als in Bettnähe (Abb. 3). Nach einer gewissen Strecke nehmen die ursprünglich mehr oder weniger flachen Schichten eine löffelförmige, bergwärts konkave Form an. An der Oberfläche können sie in Form von bogenförmigen, beinahe parabelförmigen Linien mit nach oben gerichteter Konkavität auftauchen, die als **Ogiven oder Forbes-Bänder** bezeichnet werden (benannt nach dem schottischen Naturforscher James Forbes, der sie Mitte des 19. Jahrhunderts am Mer de Glace beschrieb).

Bei den Ogiven wechseln sich helle und dunkle Streifen ab, die jeweils reinem und schmutzigem Eis entsprechen (Abb. 4). Je ein dunkler und heller Streifen zusammen entsprechen einem Jahr. Ogiven bilden sich auf Gletschern, die über Eisfälle (Séracs) fließen: Das auf die Steilstufe auftreffende Eis beschleunigt sich, deformiert sich schneller und bricht spröde (Spaltenbildung); dadurch entsteht eine grössere Kontaktfläche mit der Atmosphäre. Eis, das diesen Bereich im Sommer durchfließt, verliert dadurch durch Ablation mehr Volumen und kann mit Staub und Partikeln von aussen verunreinigt werden; unterhalb des Eisfalls (der Steilstufe) werden die Spalten durch kompressives Fließen geschlossen und das Eis nimmt durch die Verunreinigungen eine dunkle Färbung an. Eis, das im Winter durch die Steilstufe hindurchfließt, erhält dagegen zusätzliches Volumen in Form von Schnee, der das Eis zusätzlich vor Verunreinigungen schützt; unterhalb der Steilstufe nimmt dieses Eis eine hellere Färbung an. Diese Art der Entstehung erklärt, warum es nicht auf allen Gletschern Ogiven gibt.

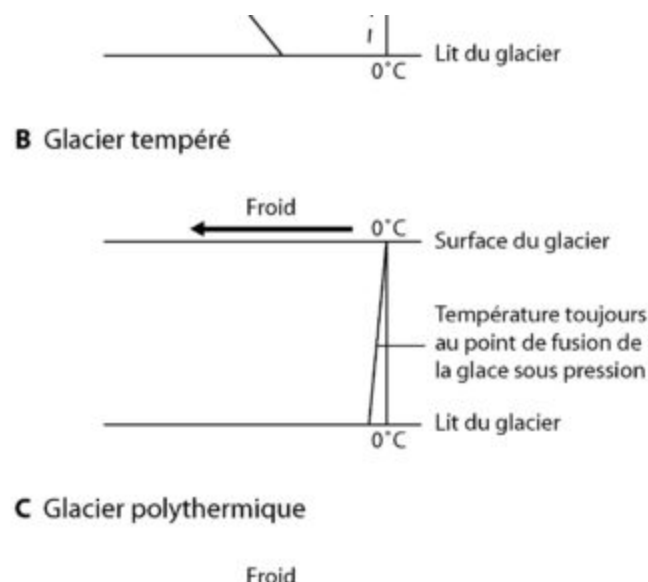


Fig. 1 – Profils de température de trois catégories de glaciers.

Abb. 1: Schematische Temperaturprofile in kalten, temperierten und polythermalen Gletschern.



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

Eisschichten an der Front des Mont Miné-Gletschers (Val d'Hérens, VS).

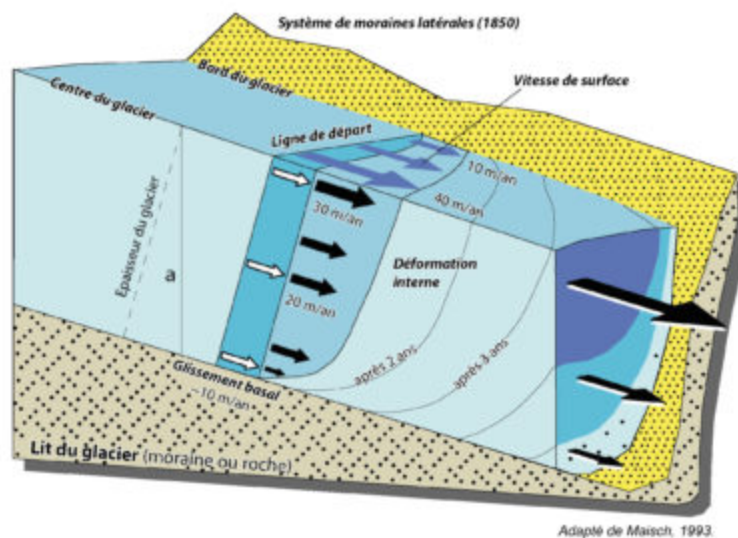


Fig. 3 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin.

Abb. 3: Unterschiedliche Eisfließgeschwindigkeiten in einem alpinen Gletscher.



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

Abb. 4: Forbes-Bänder (Ogiven) auf dem Mer de Glace (Arve-Tal, Frankreich).

1.3 Morphologie der Gletscher

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-3-morphologie-der-gletscher/

Die Gletscher der Erde sind bezüglich unterschiedlicher Charakteristika so vielfältig, dass für deren Beschreibung verschiedene Klassifizierungsarten verwendet werden. Die klassische Typologie basiert auf ihrer Form (Eiskappe, Talgletscher, Kargletscher usw.), aber sie können auch nach ihrer Dynamik klassifiziert werden (Hängegletscher, regenerierter Gletscher, stark schuttbedeckter Gletscher usw.).

Eine klassische Typologie richtet sich **nach der Form** der Gletscher. Sie basiert auf der Interaktion mit der Topografie, gemäss derer sich zwei grosse Klassen unterscheiden lassen:

- Gletscher, die **nicht durch die Topografie eingegrenzt/beeinflusst** sind, fliessen in der Regel radial in mehrere verschiedenen Richtungen. Je nach Grösse unterscheidet man zwischen **Inlandeis** (Grösse über 50.000 km², Eisschilde in der Antarktis und Grönland) und **Eiskappen**, die kleiner als 50.000 km² sind (z. B. der Vatnajökull in Island). Auch der Juragletscher während der letzten Eiszeiten gehörte zur Kategorie der Eiskappen.. (kleinere) Eiskappen gibt es auch im Gebirge, typischerweise in Form von Gipfelvergletscherung (z. B. beim Mont Collon, VS) ([Abb. 1](#)).
- Gletscher, die **durch die Topografie eingegrenzt/beeinflusst** sind, fliessen in ein Tal. **Talgletscher** sind typischerweise langgezogen und fliessen in schmalen Gebirgstälern hangabwärts; ein grosser Teil der heutigen Alpengletscher gehört zu diesem Typ ([Abb. 2](#)). **Piedmontgletscher** breiten sich tatenförmig in einer Ebene aus, nachdem sie aus einem schmaleren Tal in eine breitere Ebene münden. Beispiele dafür sind derzeit in den arktischen Regionen zu finden. Der Rheingletscher während des Maximums der letzten Eiszeit gehörte zu diesem Typ, ebenso wie der Rhonegletscher (VS) während der kleinen Eiszeit ([Abb. 3](#)). Bei den durch die Topografie beeinflussten Gletschern unterscheidet man zusätzlich zwischen kleinen **Kargletschern**, die auf den obersten Teil der Täler beschränkt sind, **Eisstromnetzen**, die entstehen, wenn Talgletscher eines Gebirgslandes so gross werden, dass sie über Pässe hinweg und damit in mehrere Täler fliessen, und **Plateaugletschern**, die nur in eine Richtung fliessen, aber nicht durch die Flanken eines Tals eingegrenzt sind ([Abb. 4](#)). Plateaugletscher sind typischerweise mittelgrosse Gletscher und morphologisch zwischen Eiskappen und Talgletschern anzusiedeln.

Es wurde auch eine Nomenklatur zur Klassifizierung von Gletschern entwickelt, die **auf der Dynamik** der Gletscher basiert:

- **Hängegletscher** klammern sich an eine Felswand (Abb. 5). Sie enden mit einer steilen Front, von der Eisstücke abbrechen, die sich am Fuss der Wand ansammeln und manchmal einen **regenerierten Gletscher** bilden (Abb. 5). Der Giétro-Gletscher schuf in der Kleinen Eiszeit einen regenerierten Gletscher an der Stelle des heutigen Mauvoisin-Staudamms. Am 16. Juni 1818 brach das Eis und der hinter diesem natürlichen Eisdamm entstandene See entleerte sich und verursachte eine Hochwasserkatastrophe, die das gesamte Val de Bagnes (VS) verwüstete (Factsheet Gletscher 6.2). **Gletscher, die in einem Gewässer enden** (*calving glaciers*), schwimmen und Eisberge brechen an deren Front ab (Abb. 6). Sie sind typisch für die hohen Breitengrade, kommen aber auch in den Alpen vor, wie im Fall des Rhonegletschers (VS).
- Die Alpen sind derzeit reich an kleinen (einige hundert Quadratmeter grossen) Eisflächen, die sich praktisch nicht bewegen. Bei diesen **Gletschern mit geringer Dynamik** können wir zwischen **permanentem Firn** und **sehr kleinen Gletschern** (wenn es sich wirklich um Eis handelt) unterscheiden. Ein Stück Gletscherzunge, das nicht mehr dynamisch mit dem sich zurückziehenden Gletscher verbunden ist resp. nicht mehr von diesem genährt wird, wird als **Toteis** bezeichnet (Abb. 7). Je nach Grad der Oberflächenmoränenbedeckung unterscheidet man zwischen **teilweise schuttbedeckten Gletschern** (von einer grossen Oberflächenmoränenschicht bedeckt, die das Eis manchmal vollständig verdeckt) (Abb. 8) und **vollständig schuttbedeckten Gletschern**, bei denen das Eis überhaupt nicht mehr sichtbar ist. In den Alpen sind noch einige vollständig schuttbedeckte Gletscher in Permafrostgebieten vorhanden, auch wenn sie ihr Akkumulationsgebiet verloren haben. Sie können mit blossen Auge fast nicht als solche erkannt werden, aber ihr Eis bleibt durch geophysikalische Messungen nachweisbar.
- Die letzte Kategorie wird durch **Gletscher mit katastrophalen Hochwassern** (*surging glaciers*) repräsentiert. Dabei handelt es sich um Gletscher, deren Dynamik stark zwischen Perioden geringer Aktivität (mit einer Dauer von einigen Jahrzehnten bis zu über 500 Jahren) und Phasen mit sehr starker Aktivität (1 bis 10 Jahre) schwankt, in denen der Gletscher mit hoher Geschwindigkeit vorstösst (Fact Sheet 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).

Abb. 1: Die Gipfelvergletscherung (kleine Eiskappe) am Mont Collon und der Bas Glacier d’Arolla, ein Talgletscher (Val d’Arolla, VS).



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

Abb. 2: Gebirgsgletscher (hier Talgletscher), das Mer de Glace und der Glacier du Géant (Mont-Blanc-Massiv, Frankreich).



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.

Abb. 3: Der Rhonegletscher , fotografiert im Jahr 1849 von Herrn Gustave Dardel. Der Gletscher weist in der Ebene von Gletsch einen breiten, aufgewölbten Frontlappen auf und kann als Piedmontgletscher bezeichnet werden. Durch den Gletscherrückzug seit 1850 ist dieser Frontlappen verschwunden und der Rhonegletscher weist heute die Morphologie eines Talgletschers auf. Quellenwerk: Sammlung von 28 Daguerreotypien, die die ältesten heliographischen Reproduktionen der Alpen darstellen, 1893, 28 Abbildungen. Schweizerische Nationalbibliothek.



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

Abb. 4: Plateaugletscher; der Tsanfleuron-Gletscher (Sanetschpass, VS, 2012).

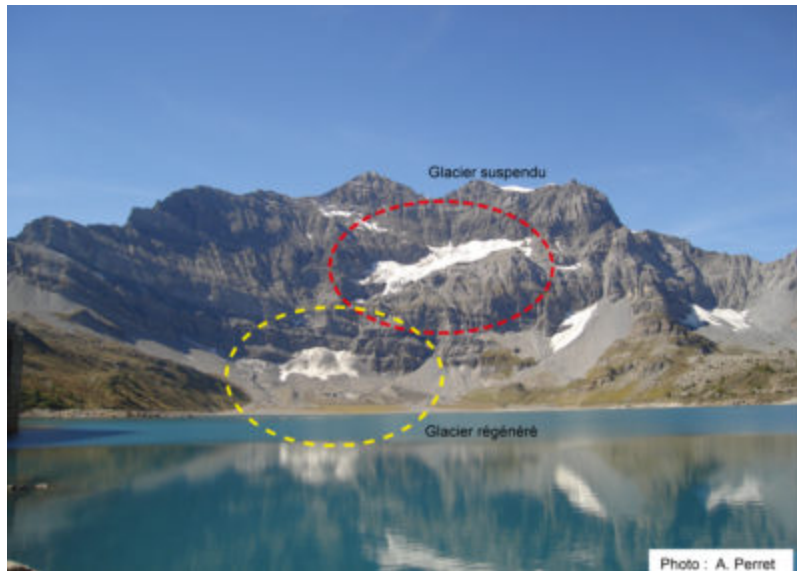


Fig. 5 – Le Glacier Noir, un glacier suspendu dans sa partie haute et un glacier régénéré dans sa partie basse (Salanfe, VS, 2011)

Abb. 5: Der Glacier Noir, ein Hängegletscher im oberen Teil und ein regenerierter Gletscher im unteren Teil (Salanfe, VS, 2011).



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

Abb. 6: Gletscher, der in einem Gewässer endet oder «calving glacier». Rhonegletscher (VS, 2015).



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

Abb. 7: Schuttbedeckte Toteismasse an der Front des Tsanfleuron-Gletschers. (Sanetschpass, VS).



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

Abb. 8: Vollständig schuttbedeckter Gletscher Creux de la Lé(Sanetschpass, VS, 2019).

1.4 Formen der Eisdeformation an der Gletscheroberfläche

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-4-formen-der-eisdeformation-an-der-gletscheroberflache/

Gletscher bestehen aus Eis, das ein plastisches Material ist, aber sie liegen meist auf einem felsigen Untergrund auf, der sich nicht verformt. Durch die Reibung zwischen Eis und Fels entstehen Brüche oder "Gletscherspalten". Diese Spalten, die bis zu 50 m tief sein können, stellen eine Gefahr für Bergsteiger dar, die sich auf der Oberfläche von Gletschern bewegen.

Eis ist kein starrer Körper; es verformt sich unter seinem eigenen Gewicht. Diese Verformung findet durch zwei Prozesse statt: dem **Kriechen**, bei dem sich die Eiskristalle selbst verformen und sich relativ zueinander bewegen, und dem **Brechen**, das stattfindet, wenn das Kriechen nicht schnell genug ist, um auf die ausgeübten Kräfte zu reagieren. Es kommt zu einem spröden Bruch und zur Bildung von Gletscherspalten.

Gletscherspalten sind also Öffnungen, die sich an der Gletscheroberfläche durch die **Ausdehnung** des Eises bilden (Abb. 1). Ihre Richtung verläuft senkrecht zur Hauptrichtung der Spannung. Sie kommen selten isoliert vor, sondern gruppieren sich zu Spaltensystemen ähnlichen Ursprungs. Man kann unterscheiden zwischen **Randspalten** (Abb. 2), die bergwärts in einem Winkel von etwa 45° zum Gletscherrand verlaufen und auf Geschwindigkeitsunterschiede zwischen Gletschermitte und -rand zurückzuführen sind, **Querspalten**, die mit topografischen Diskontinuitäten am Gletscherbett zusammenhängen (Abb. 3), und **Längsspalten**, die mehr oder weniger parallel zur Fliessrichtung verlaufen und sich in Bereichen mit kompressivem Fliessen bilden, was eine seitliche Ausdehnung des Eises zur Folge hat. An der Oberfläche von Gebirgsgletschern schliessen sich die Spalten, wenn das Eis in ein Gebiet mit kompressivem Fliessen gelangt.

Bei Kar- und Talgletschern ist der **Bergschrund** eine besondere Spalte, die sich an der Grenze zwischen Firn und Fels bildet, oder genauer gesagt an der Grenze zwischen Firn (der sich nicht bewegt) und Gletscher (der fliesst) (Abb. 4). Man kann den Bergschrund als die erste dynamische Spalte eines Gletschers betrachten. **Séracs** sind durch Gletscherspalten isolierte Eisstücke/-türme (Abb. 5). Sie bilden sich bei grossen Gefällsbrüchen und folglich starker Beschleunigung der Fliessgeschwindigkeit (Abb. 6).

Gletscherspalten sind zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern breit und können eine maximale Tiefe von 50 Metern erreichen. In grösserer Tiefe führt die druckbedingte Verformung des Eises dazu, dass sich die Spalte schliesst. Spalten an der Gletscheroberfläche sind dann sichtbar, wenn das Eis freiliegt, z. B. im Ablationsgebiet im Spätsommer. Im Akkumulationsgebiet oder nach Schneefällen sind die Spalten manchmal durch mehr oder weniger stabile Schneebrücken völlig unsichtbar. Sie stellen dann eine echte Gefahr für Bergsteiger dar, die sich auf den Gletscher wagen.



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).

Abb. 1: Die Gipfelvergletscherung (kleine Eiskappe) am Mont Collon und der Bas Glacier d’Arolla, ein Talgletscher (Val d’Arolla, VS).



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

Abb. 2: Gebirgsgletscher (hier Talgletscher), das Mer de Glace und der Glacier du Géant (Mont-Blanc-Massiv, Frankreich).



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.

Abb. 3: Der Rhonegletscher , fotografiert im Jahr 1849 von Herrn Gustave Dardel. Der Gletscher weist in der Ebene von Gletsch einen breiten, aufgewölbten Frontlappen auf und kann als Piedmontgletscher bezeichnet werden. Durch den Gletscherrückzug seit 1850 ist dieser Frontlappen verschwunden und der Rhonegletscher weist heute die Morphologie eines Talgletschers auf. Quellenwerk: Sammlung von 28 Daguerreotypien, die die ältesten heliographischen Reproduktionen der Alpen darstellen, 1893, 28 Abbildungen. Schweizerische Nationalbibliothek.



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

Abb. 4: Plateaugletscher; der Tsanfleuron-Gletscher (Sanetschpass, VS, 2012).

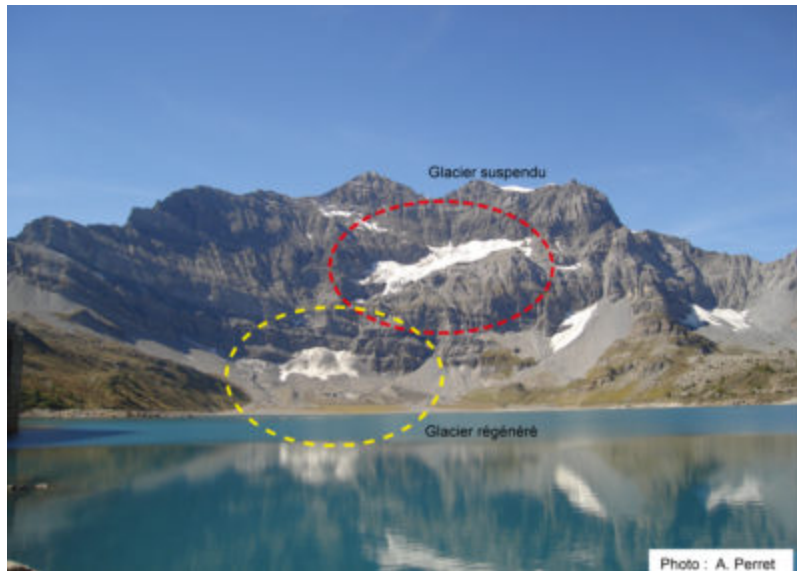


Fig. 5 – Le Glacier Noir, un glacier suspendu dans sa partie haute et un glacier régénéré dans sa partie basse (Salanfe, VS, 2011)

Abb. 5: Der Glacier Noir, ein Hängegletscher im oberen Teil und ein regenerierter Gletscher im unteren Teil (Salanfe, VS, 2011).



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

Abb. 6: Gletscher, der in einem Gewässer endet oder «calving glacier». Rhonegletscher (VS, 2015).



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

Abb. 7: Schuttbedeckte Toteismasse an der Front des Tsanfleuron-Gletschers. (Sanetschpass, VS).



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

Abb. 8: Vollständig schuttbedeckter Gletscher Creux de la Lé(Sanetschpass, VS, 2019).

1.5 Vergletscherte Felswände und Hängegletscher

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-5-vergletscherte-felswaende-und-haengegletscher/

Glaziale Prozesse kommen auch an vertikalen Felswänden vor. Damit das Eis an einer Steilwand haften bleibt, muss diese das ganze Jahr über gefroren sein. Wenn sich die klimatischen Bedingungen ändern und die Felswand wärmer wird, kann das Eis vergletscherte Felswände oder können Hängegletscher verschwinden. Das so freigelegte Gestein ist nicht mehr vor Erosion geschützt, was zu Steinschlag führt.

Vergletscherte Felswände und Hängegletscher (siehe Factsheet Gletscher 1.3) sind glaziale Formen, die darauf hindeuten, dass die Temperatur an ihrer Basis unter 0 °C liegt (Permafrost).

Die entscheidenden Faktoren für die Entwicklung der vergletscherten Felswände sind die Wetterbedingungen (Schneefall und Temperaturen) während des Frühlings und Sommers (insbesondere von Mai bis Juli). Tatsächlich scheint es so zu sein, dass sich der Schnee in diesen Wänden nicht im Winter (November bis März) ansammelt. Aufgrund der niedrigen Temperaturen bleibt er pulvrig und kann nicht an der Wand haften, sondern wird ständig von Winden und Lawinen wegtransportiert. Die Eisbildung (durch Gefrieren) findet daher hauptsächlich im Sommer statt, wenn der Schnee tagsüber durch die Sonneneinstrahlung und die höheren Temperaturen feucht werden kann, um dann nachts wieder zu gefrieren. Studien zu diesem Thema sind in den Alpen jedoch selten.

Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (1850) haben die Hängegletscher kontinuierlich an Fläche und Volumen verloren, mit einer beschleunigten Tendenz seit den 1990er Jahren.

Durch das anhaltende Verschwinden der Eisbedeckung in den vergletscherten Felswänden (Abb. 2) ändern sich die (thermischen) Bedingungen an und unter der Felsoberfläche drastisch: Es kann zur Bildung einer oberflächlichen Auftauschicht kommen. Fehlt das Eis in den steilen Felswänden, sind diese nicht mehr vor mechanischen und thermischen Erosionseinwirkungen geschützt. Das zerklüftete Gestein taut oberflächlich auf, was zu einer markanten Häufung von Steinschlägen führt (Abb. 3).



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

Abb. 1: Vergletscherte Felswand und Hängegletscher in der Nordflanke der Aiguille d’Argentière(VS).

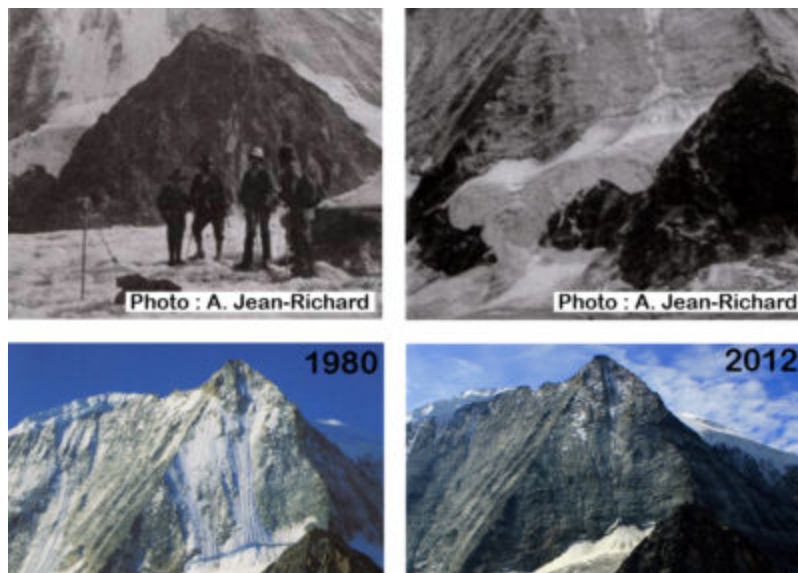


Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le 20ème siècle. En 1950, à la suite d’une série d’été chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s’est reformée, se maintenant jusqu’à la fin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

Abb. 2: Entwicklung der Nordwand des Mont-Blanc de Cheillon (VS) während des 20. Jahrhunderts. Im Jahr 1950 erschien die Wand nach einer Reihe von heißen und trockenen Sommern eisfrei (mit Ausnahme einer kleinen Restvereisung in der Mitte der Felswand

sowie einem Hängegletscher im unteren Wandbereich). Bis zum Ende der 1980er Jahre vergrößerte sich die vereiste Fläche der vergletscherten Felswand wieder. Heute ist nur noch der Hängegletscher im unteren Bereich der Felswand vorhanden, ansonsten ist Letztere komplett eisfrei.



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’amonceter sur la rive droite du glacier d’Orny.

Abb. 3: Die Nordwand des Portalet (VS) scheint seine Eisbedeckung in der letzten Hälfte des 20. Jahrhunderts verloren zu haben. Heute ist die Felswand nicht mehr durch Eis geschützt. Das zerklüftete Gestein taut auf und verursacht kontinuierlich Steinschläge, deren Ablagerungen sich am rechten Rand des Orny-Gletschers anhäufen.

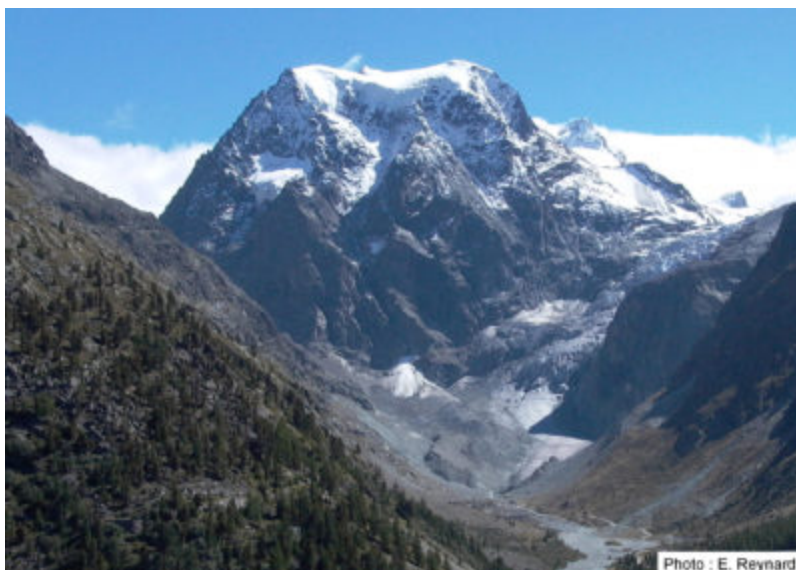


Fig. 1 – Le glacier de calotte du Mont Collon et le Bas Glacier d’Arolla qui est un glacier de type alpin (Val d’Arolla, VS).

Abb. 1: Die Gipfelvergletscherung (kleine Eiskappe) am Mont Collon und der Bas Glacier d’Arolla, ein Talgletscher (Val d’Arolla, VS).



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

Abb. 2: Gebirgsgletscher (hier Talgletscher), das Mer de Glace und der Glacier du Géant (Mont-Blanc-Massiv, Frankreich).



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.

Abb. 3: Der Rhonegletscher , fotografiert im Jahr 1849 von Herrn Gustave Dardel. Der Gletscher weist in der Ebene von Gletsch einen breiten, aufgewölbten Frontlappen auf und kann als Piedmontgletscher bezeichnet werden. Durch den Gletscherrückzug seit 1850 ist dieser Frontlappen verschwunden und der Rhonegletscher weist heute die Morphologie eines Talgletschers auf. Quellenwerk: Sammlung von 28 Daguerreotypen, die die ältesten heliographischen Reproduktionen der Alpen darstellen, 1893, 28 Abbildungen. Schweizerische Nationalbibliothek.



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

Abb. 4: Plateaugletscher; der Tsanfleuron-Gletscher (Sanetschpass, VS, 2012).

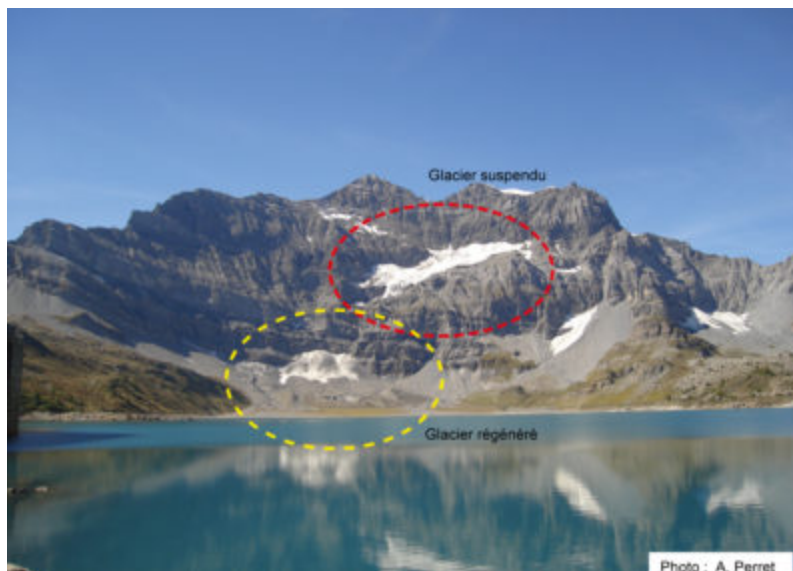


Fig. 5 – Le Glacier Noir, un glacier suspendu dans sa partie haute et un glacier régénéré dans sa partie basse (Salanfe, VS, 2011)

Abb. 5: Der Glacier Noir, ein Hängegletscher im oberen Teil und ein regenerierter Gletscher im unteren Teil (Salanfe, VS, 2011).



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

Abb. 6: Gletscher, der in einem Gewässer endet oder «calving glacier». Rhonegletscher (VS, 2015).



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

Abb. 7: Schuttbedeckte Toteismasse an der Front des Tsanfleuron-Gletschers. (Sanetschpass, VS).



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

Abb. 8: Vollständig schuttbedeckter Gletscher Creux de la Lé(Sanetschpass, VS, 2019).