

3.1. Eigenschaften von Felswänden im Hochgebirge

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-1-eigenschaften-von-felswaenden-im-hochgebirge/

Felswände sind sehr steile, oft schneefreie Gebiete, deren Wärmehaushalt direkt von der Sonneneinstrahlung und der Lufttemperatur abhängt. Permafrost ist dort ab 2.600 m ü. M. in den Nordwänden und ab 3.200 m ü. M. in den Südwänden vorhanden.

Am 23. August 2017 lösten sich 3.1 Millionen m³ Fels aus der Felswand des Piz Cengalo in Graubünden (siehe Video). Diese Felsmasse stürzte auf einen unterhalb der Felswand gelegenen Gletscher und löste eine Prozessinteraktion ("Kettenreaktion") aus, die zur Bildung eines zerstörerischen Murgangs für das 6 km talwärts gelegene Dorf Bondo führte. Während der Hitzewelle im Juli 2018 rieten die französischen Behörden Bergsteigern davon ab, den Mont-Blanc zu besteigen, da es vermehrt zu Steinschlag kam. Am Matterhorn stürzte am 24. Juli 2019 ein Felsstück, an dem eine Kette befestigt war, ab und riss einen Bergführer und seinen Kunden in den Tod. Diese jüngsten Ereignisse, die in der regionalen und internationalen Presse Schlagzeilen machten, haben eines gemeinsam: **Sie betreffen alle Abbrüche von Felswänden im Hochgebirge, die sich innerhalb der alpinen Permafrostzone befinden (Abb. 1)**. In diesem Kapitel sollen die geomorphologischen Prozesse, die in diesen steilen Umgebungen ablaufen, detailliert beschrieben werden, wobei der Schwerpunkt auf dem Vorkommen und der Degradation von Permafrost in Felswänden des Hochgebirges liegt.

Felswände zeichnen sich durch eine **steile Neigung von mehr als 45° (> 100%)** aus. Während weniger steiles Gelände mit einer dicken Schneedecke bedeckt sein kann, ist die fast **ständige Abwesenheit von Schnee**, selbst im Winter, für diese steilen Umgebungen die Regel (Abb. 2). Wenn der Schnee kalt und pulvrig ist, haftet er nur schwer an der Oberfläche. Im Hochgebirge können die Felswände auch von einem Eispanzer (Wandvergletscherung) oder einem Hängegletscher bedeckt sein (siehe Factsheet Permafrost 3.7).

Das Temperaturregime von Felswänden und generell die Temperaturen innerhalb eines Bergmassivs werden hauptsächlich von zwei Faktoren beeinflusst:

- Die **Sonneneinstrahlung** (kurze Wellenlängen) ist der Hauptfaktor für die Erklärung der grossen kleinräumlichen Temperaturunterschiede im (Hoch-)Gebirge. Die **Hangausrichtung (Exposition)** spielt dabei eine grosse Rolle: Das Temperaturregime unterscheidet sich stark zwischen sonnigen Hängen (südexponierte Hänge in den Alpen) und solchen, die die meiste Zeit im Schatten liegen (nordexponierte Hänge in den Alpen) (Abb. 3). Auf der Aiguille du Midi (Mont-Blanc-Massiv) wurden auf gleicher Höhe zwischen Felsoberflächen der Süd- und der Nordseite Temperaturunterschiede von 8 °C gemessen. Von den sonnigen zu den schattigen Hängen stellt sich ein (horizontaler) **Wärmefluss** durch Konduktion. Dieser bestimmt unter anderem die Dicke des Permafrosts innerhalb eines Bergmassivs (Abb. 3). Der geothermische Wärmefluss spielt hierbei nur eine vernachlässigbare Rolle. Aufgrund der unterschiedlichen Formen der Felsgrate und manchmal auch aufgrund von Gletschern sind die Temperaturverhältnisse im Inneren eines Bergmassivs oft viel komplexer als das in Abbildung 3 dargestellt ist.
- So hängen die Temperaturverhältnisse auf und in Felswänden auch stark mit **Schwankungen der Lufttemperatur**. Bei fehlender Sonneneinstrahlung geht man nämlich davon aus, dass sich die Oberflächentemperatur der Felswände (ohne Schwankungen der thermischen Bodeneigenschaften, siehe Factsheet Permafrost 1.4) der Lufttemperatur annähert.

Das nahezu permanente Fehlen von Schnee in steilen Felswänden impliziert eine direkte Interaktion zwischen der Atmosphäre, der Felsoberfläche und des Gesteinsuntergrunds. Infolgedessen liegt die **Untergrenze der Permafrostverbreitung in steilen Felsgebieten höher als in flachem Gelände**. In den Alpen kommt Permafrost in steilen Felswänden ab einer Höhe von 2.600 m ü. M. an nordexponierten Hängen und ab 3.600 m ü. M. an südexponierten Hängen vor. In einigen sehr günstigen Bereichen (ständige Beschattung, starke Zerklüftung, welche Kaltluftadvektion in den Fels ermöglicht) kann sporadischer Permafrost bereits ab 1'900 m ü. M. (Nordexpositionen) resp. ab 2'400 m ü. M. (Südexpositionen) vorkommen.



Fig. 1 – Ecroulement dans la face ouest des Drus (vallée de Chamonix, France) vers 3'400 m d'altitude. 265'000 m³ de roche ont disparu entre le 29 et le 30 juin 2005.

Abb.1: Felssturz aus der Westwand der Drus(Chamonix-Tal, Frankreich) auf etwa 3'400 m Höhe. Das Volumen des Felssturzes zwischen dem 29. und 30. Juni 2005 betrug 265'000 m³.



Fig. 2 – Différences d'enneigement entre l'abrupte paroi rocheuse des Becs-de-Bosson (dans l'ombre), la surface rugueuse du glacier rocheux des Becs-de-Bosson et la surface lisse d'une pelouse alpine (au premier plan) (Vallon de Réchy, VS).

Abb.2: Unterschiedliche Schneeeverhältnisse zwischen der steilen Felswand der Becs-de-Bosson (im Schatten), der rauen Oberfläche des Becs-de-Bosson Blockgletschers und der glatten Oberfläche eines alpinen Rasens (im Vordergrund) (Vallon de Réchy, VS).

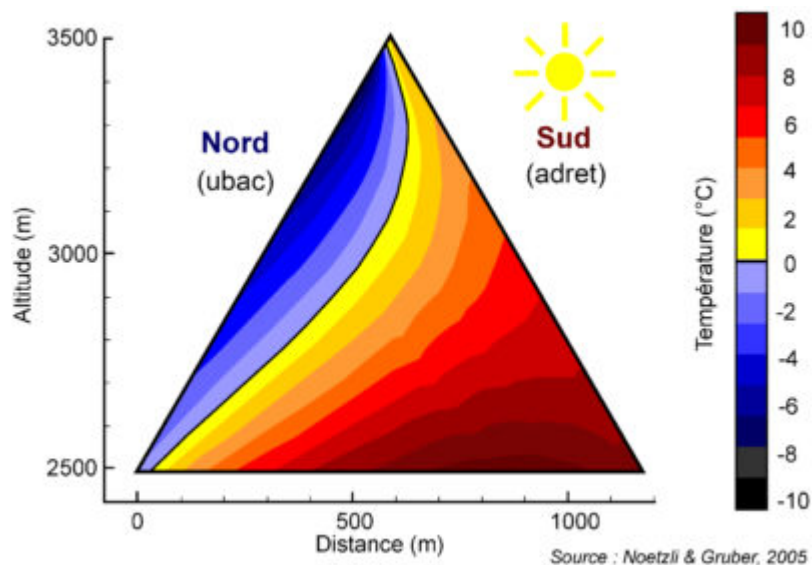


Fig. 3 – Modélisation du champ thermique à l'intérieur d'une montagne en fonction des conditions de surface (dépendantes de l'altitude et de l'orientation) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005).

Abb.3: Modellierung der Temperaturverhältnisse im Inneren eines Berges als Funktion der Oberflächentemperaturbedingungen (abhängig von Höhe und Exposition) (angepasst nach Noetzli & Gruber, 2005).

3.2. Geomorphologie der gravitativen Massenbewegungen im Zusammenhang mit (steilen) Felswänden

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-2-geomorphologie-der-gravitativen-massenbewegungen-im-zusammenhang-mit-steilen-felswaenden/

Gravitative Massenbewegungen, die durch die Erosion in steilen Felswänden verursacht werden, lassen sich in drei Hauptprozesse unterteilen: Steinschlag (bildet Schutt-/Geröllhalden am Hangfuss), Felssturz oder Bergsturz (bei grösseren Volumina), und Fels-/Eislawinen.

Unter gravitativen Massenbewegungen versteht man den durch die Schwerkraft induzierten, hangabwärts gerichteten Materialtransport. In Felswänden führt die Erosion hauptsächlich zu **Materialverlagerungen in Form von Stürzen**: Steinschlag, Felssturz/Bergsturz oder Fels-/Eislawinen. Diese Arten von gravitativen Massenbewegungen treten in der Regel plötzlich auf. **Das Material aus der Abbruchkante** wird abrupt talwärts transportiert und bildet eine Ablagerung, deren Morphologie oft chaotisch ist. Die drei verschiedenen Arten von gravitativen Massenbewegungen durch Sturz werden nach dem Volumen des mobilisierten Materials, der Häufigkeit ihres Auftretens und den Ursachen, die zum Abbruch führen, unterschieden.

- **Steinschlag**: Die Felswände werden nach und nach durch Netze von Rissen fragmentiert, die sich infolge zahlreicher Frost-Tau-Wechsel erweitern (Frostsprengung, siehe Factsheet Permafrost 2.3). Ab einem bestimmten Stadium wird ein Felsstück zu instabil und löst sich aus dem Gesteinsverband. Es stürzt dann den Hang hinunter und es kommt zu Steinschlag. Regelmässige Steinschläge führen zur Bildung von Schuttablagerungen am Hangfuss, welche die Form von klar begrenzten Kegeln (bei linearem Schutteintrag aus Steinschlagrinne) oder Schutthalden (wenn das Material grossflächig und ohne besondere Form über einen ganzen Hangfuss abgelagert wird) annehmen können. Im Allgemeinen weisen Schuttkegel oder Schutthalden ein regelmässiges Gefälle mit einer Neigung von etwa 35° auf (Abb. 1).
- **Fels- und Bergstürze**: Ereignisse, die sich innerhalb von Sekunden bis Minuten abspielen. Vor dem Ereignis können Warnzeichen sichtbar werden (z. B. Öffnen von Rissen, vermehrter Steinschlag usw.). In beiden Fällen handelt es sich um den Sturz einer Felsmasse mit **grossem Volumen**, das bis zu mehreren Millionen m³ Material umfassen kann. Bei einem Volumen von 100 bis mehreren 100'000 m³ wird der Begriff Felssturz verwendet (Abb. 2); darüber hinaus (ab einer Million m³) spricht man von einem Bergsturz (Abb. 3).

- **Fels-/Eislawine** (*rock/ice avalanche*). Wenn ein ganzer Teil einer Felswand abbricht, kann es zu einer Felslawine kommen. Die stürzende Felsmasse kann zusätzlich Eis enthalten, das beim Anriss (z. B. im Falle von Gletscherteilen, welche die losbrechende Felsmasse bedecken) oder während des Sturzes (z. B. bei Sturz auf einen tiefer gelegenen Gletscher) mitgerissen wird. Dadurch vergrößert sich das Volumen der Lawine, die dann aus Fels und Eis besteht. Die enorme Energie, die beim Aufprall und durch die Reibung entwickelt wird, kann zu einer teilweisen Verflüssigung des Eises führen und so die Lawine in einen Schlammstrom verwandeln, der selbst bei geringen Neigungen extrem hohe Geschwindigkeiten (>300 km/h) erreichen kann. Für Fels-/Eislawinen relevante Prozesse sind noch nicht vollständig verstanden. Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit wurden in der Schweiz und weltweit mehrere solcher Ereignisse dokumentiert (siehe Factsheet Gletscher 4.6), insbesondere: Dents-du-Midi (Wallis) 1835, Fletschhorn (Wallis) 1903, Brenva (Mont-Blanc) 1920 und 1997, Huascarán (Peru) 1962 und 1970, Mt. Cook (Neuseeland) 1991, Kolka-Karmadon (Kaukasus, Ossetien) 2002 und zuletzt 2015 am Langtang (Nepal) und 2017 am Piz Cengalo (Bondo, Graubünden).

Diese Arten von gravitativen Massenbewegungen können in allen Höhenlagen auftreten und sind nicht unbedingt mit dem Vorhandensein von Permafrost verbunden.



Fig. 1 – Au centre de l'image, cône d'éboulis du Toûno à la sortie d'un couloir (St-Luc, Valais). Des voiles d'éboulis sont aussi visibles à gauche de la photo.

Abb.1: Bildmitte: Schuttkegel unterhalb einer Steinschlagrinne des Toûno (St-Luc, Wallis). Auf der linken Seite des Bildes: Schutthalden.



Fig. 2 – Eboulement de 2000 m³ de roche depuis le rocher du Mel de la Niva à 2'700 mètres d'altitude (Evolène, Valais) le 19 octobre 2015. Le rocher était sous surveillance de l'Etat du Valais depuis un premier éboulement partiel ayant eu lieu en août 2013 (source : Etat du Valais, [vidéo complète](#)).

Abb.2: Felssturz (2000 m³ Gesteinsmaterial) vom Mel de la NivaFelsen (Evolène, Wallis) auf 2700 Metern Höhe am 19. Oktober 2015. Der Felsen stand seit einem ersten Ereignis im August 2013 unter Beobachtung durch den Kanton Wallis (Quelle: Kanton Wallis, [vollständiges Video](#)).



Fig. 3 – Ecrroulement du 30 octobre 2006 dans le versant ouest de la Haute-Cime (Dents-du-Midi, VS). La zone de rupture se situe à une altitude comprise entre 2800 et 3000 mètres. L'énorme masse de roche s'est presque entièrement déposée dans une cuvette naturelle au pied des parois.

Abb.3: Bergsturz vom 30. Oktober 2006 am Westhang der Haute-Cime (Dents-du-Midi, VS). Die Abbruchzone befindet sich auf einer Höhe zwischen 2800 und 3000 Metern. Die enorme Gesteinsmasse wurde fast vollständig in einer natürlichen Mulde am Fuss der Felswand abgelagert.

3.3. Instabilitätsfaktoren

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-3-instabilitaetsfaktoren/

Der Abbruch einer instabil gewordenen Felswand(partie) ist ein komplexes und multifaktorielles Phänomen, abhängig von lokalen Standorteigenschaften und Faktoren, die auf verschiedenen Zeitskalen wirken.

Steinschlag und Felsstürze sind **natürliche geologische Phänomene**. Die abtragende Wirkung der Erosion, insbesondere durch Frostsprengung (siehe Factsheet Permafrost 2.3), ist Teil der natürlichen Dynamik der langfristigen Einebnung einer Gebirgskette.

Sturzprozesse unterschiedlichen Ausmasses haben in den Alpen seit jeher stattgefunden. Am Ende der letzten Eiszeit (siehe Factsheet Gletscher 4.4) kam es in den von drastischen Veränderungen geprägten Alpen zu mehreren gigantischen Bergstürzen, wie z. B. in Flims in Graubünden (Volumen 7-11 km³) oder in Sierre im Wallis (ca. 2 Mio. m³). Auch während der Kälteperiode der Kleinen Eiszeit kam es zu grösseren Sturzereignissen, wie der berühmte Bergsturz von Derborence (Wallis) in den Jahren 1714 und 1749 und zuletzt 1991 der Felssturz von Randa im Mattertal (Oberwallis). Zahlreiche Faktoren, die miteinander interagieren können, beeinflussen die Stabilität bzw. Instabilität von Felswänden im Hochgebirge. **Diese Instabilitätsfaktoren wirken über sehr unterschiedliche Zeiträume**: So kann beispielsweise die Erosionswirkung von Gletschern über Tausende von Jahren stattfinden, während die Wirkung eines Erdbebens oder starker Regenfälle nur wenige Minuten bis Stunden anhält.

Man unterscheidet zwei Hauptgruppen von Instabilitätsfaktoren: «passive» oder immanente Prädispositionsfaktoren einer Felswand und «aktive» oder auslösende Faktoren (Abb. 1). Die Kombination mehrerer dieser Faktoren kann zu einem Abbruch führen. Die fünf wichtigsten Faktoren, die im Gebirge eine Rolle spielen, sind:

- **Die Geologie** (Prädispositionsfaktor): Lithologie (Art des Gesteins, Metamorphismus ...) und Struktur (Neigung der Schichten, Schieferung, Zerklüftung, Geschichte des Hangs usw.) gelten als passive Faktoren der Instabilität. Die geologischen Faktoren bleiben grundsätzlich das ganze Jahr über und über einen langen Zeitraum (Jahre) hinweg konstant.
- **Das Verschwinden der Talgletscher**. Während der Kaltzeiten führt die Gletschererosion dazu, dass die Hänge der Täler steiler werden. Durch das Abschmelzen der Gletscher bleiben diese steilen Hänge ohne festen Halt, was zu geomorphologischen Ausgleichsprozessen durch die Schwerkraft führt (siehe Factsheet Gletscher 6.4).

- **Durch das Verschwinden der Wandvergletscherung, der Hängegletscher und des permanenten Firns** ist das Gestein das ganze Jahr über direkt den Witterungsbedingungen (Frost-Tau-Wechsel) ausgesetzt. Viele Gebiete, in denen Steinschlag ausgelöst wird, befinden sich derzeit in kürzlich eisfrei gewordenen Felswänden (siehe [Factsheet Permafrost 3.7](#)).
- **Das hydrologische Regime.** Durch Schneeschmelze und Niederschläge (insbesondere bei Gewitter) sickert Wasser in die Felsspalten ein. Dies kann zu hohen hydraulischen Drücken in den Felsspalten führen.
- **Die Permafrostdegradation.** Permafrost wird oft als «Zement» der Berge bezeichnet. Sein Abbau erhöht das Risiko von oberflächlichen Felsstürzen (siehe [Factsheets Permafrost 3.4 bis 3.7](#)).

Alle diese Faktoren wirken in Wechselwirkung zueinander. So können Veränderungen des Eises an der Oberfläche (Hängegletscher) und unter der Oberfläche (Eis in Spalten) den Wasserhaushalt, den Wärmehaushalt und die mechanische Beanspruchung von Eis und Gestein stark beeinflussen, vor allem wenn diese Veränderungen mit ungünstigen geologischen Faktoren (Diskontinuitäten, Lithologie, Struktur, Zerklüftung) einhergehen ([Abb.2](#)).

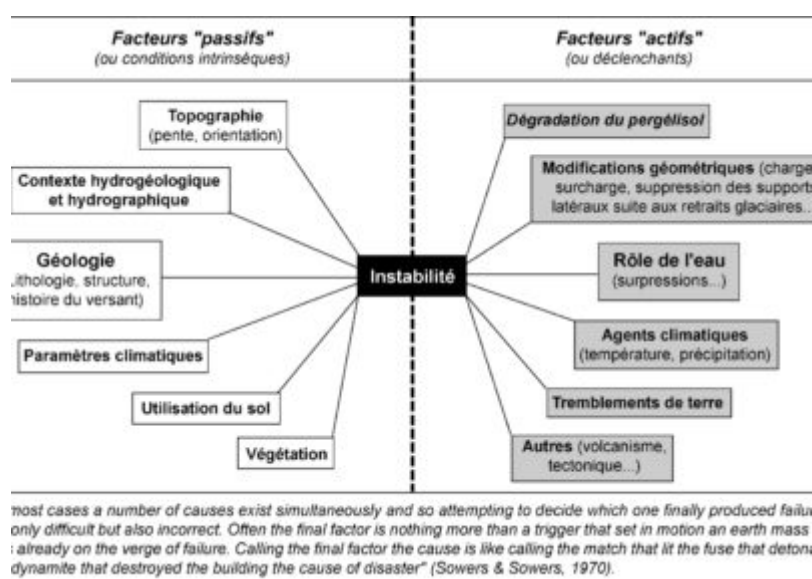


Fig. 1 – Facteurs passifs et actifs pouvant entraîner une instabilité en paroi rocheuse.

Abb.1: Passive und aktive Faktoren, die zu Instabilitäten in Felswänden führen können.

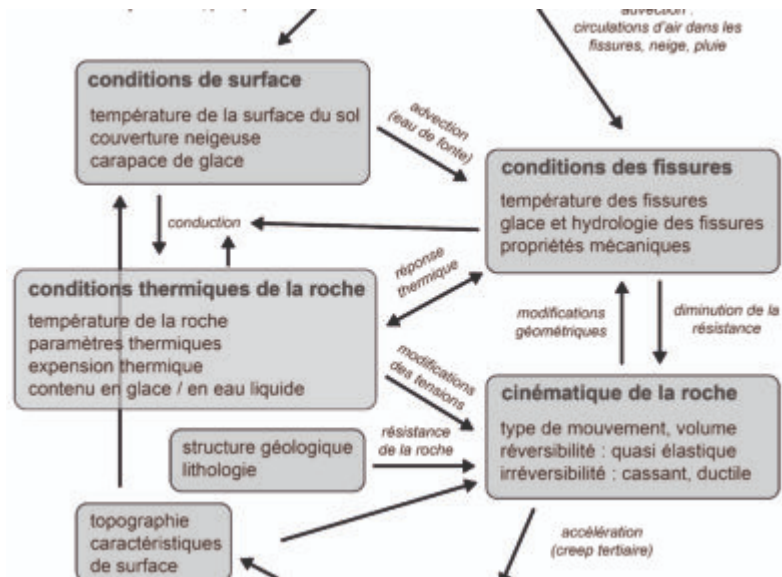


Fig. 2 – Modèle conceptuel des interactions complexes ayant lieu entre l’atmosphère et les parois rocheuses contenant du pergélisol (source : Hasler 2011, adapté).

Abb.2: Konzeptionelles Modell der komplexen Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und permafrosthaltigen Felswänden (angepasst nach Hasler 2011).

3.4. Permafrost in (steilen) Felswänden: der «Zement der Berge»

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-4-permafrost-in-steilen-felswaenden-der-zement-der-berge/

Permafrost in (steilen) Felswänden zeichnet sich durch einen sehr geringen Eisgehalt aus. Eis ist nur in Gesteinsrissen und Felsspalten vorhanden. Die Entwicklung der Gesteinstemperatur hat einen starken Einfluss auf die Stabilität von Felswänden in Permafrostgebieten.

In den Alpen unterliegen Felswände oberhalb von 2.000 m ü. M. alternierenden Frost-Tau-Wechseln (siehe [Kapitel 3.2](#)). Ab 2'600 m ü. M. in nordexponierten und ab 3'600 m ü. M. in südexponierten Lagen kommt Permafrost in Felswänden nahezu kontinuierlich vor (siehe [Factsheet Permafrost 3.1](#)). Permafrost in (steilen) Felswänden zeichnet sich durch einen **relativ geringen Eisgehalt** aus, da nur die Risse und Spalten im Fels Eis enthalten können ([Abb. 1](#)). Dennoch spielt dieser geringe Eisgehalt eine wesentliche, wenn auch manchmal widersprüchliche Rolle für die Stabilität der Felswände.

- *Stabilisierende Rolle:* Das Eis in den Rissen fungiert als «**Zement der Berge**«, der zerbrochene Felsstücke zusammenhält.
- *Destabilisierende Rolle:* Das **Wachstum von Eislinsen** (siehe [Factsheet Permafrost 2.4](#)) in Gesteinsrissen kann hingegen die Erweiterung der Risse und damit die zukünftige Instabilität der Felswand beschleunigen. In diesem Fall ist die Rolle des Permafrosts eher destabilisierend und steht im Widerspruch zu seinen Eigenschaften als «Zement der Berge».

Die Stabilität von Felswänden, deren Risse mit Eis gefüllt sind, wird sehr stark von der Temperatur beeinflusst. Laborversuche zeigen, dass bei einer Temperatur der Gesteinsmassen knapp unter dem Gefrierpunkt (zwischen -1,5 und 0 °C) deren Stabilität abnimmt und die Steinschlaggefahr zunimmt ([Abb. 2](#)). **Wenn kalter Permafrost temperiert wird, kommt es zu einer vorübergehenden Destabilisierung.** Bereiche mit temperiertem Permafrost sind daher anfälliger für Felsstürze, während komplett eisfreie Felswände oder Felswände bei niedrigeren Temperaturen (kalter Permafrost) stabiler sind.

Aufgrund von drei Hauptprozessen wird daher ein Anstieg der Gesteinstemperatur nahe 0°C kritisch für die Stabilität einer Felswand:

- Vor dem Schmelzen des Eises und seiner Zustandsänderung zu Wasser kann sich die Plastizität des Eises in den Rissen aufgrund des Temperaturanstiegs erhöhen. Dies wiederum erhöht die Instabilität einer Felswand.
- Dann führt das Schmelzen des Eises in den Rissen zu einem Verlust der Haftung am Gestein.

- Schliesslich verursacht das Vorhandensein von flüssigem Wasser, das mit dem Auftauen des Permafrosts verbunden ist, potenziell in Kombination mit dem Zufluss von Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser, einen Anstieg des hydraulischen Drucks in den Gesteinszwischenräumen.

Im Zuge des Klimawandels könnten intensivere Niederschläge in Form von Regen (und nicht Schnee), der in die Felsspalten rinnt, zur Erwärmung des Permafrosts und zur Erhöhung des hydraulischen Drucks führen, wodurch Felsstürze begünstigt werden.

Die **thermische Reaktion** des Permafrosts in (steilen) Felswänden auf den Klimawandel erfolgt je nach Tiefe auf unterschiedlichen Zeitskalen. Die Auswirkungen einer Hitzewelle werden sich schnell in den ersten Zentimetern des Gesteins bemerkbar machen, während es in der Regel mehrere Monate dauert, bis sie durch Konduktion und abgeschwächt eine Tiefe von etwa 10 Metern erreicht (siehe Factsheet Permafrost 1.10).



Fig. 1 – Veine de glace à l'intérieur d'une fissure de la roche au Stockhorn (Valais, 3400 m).

Abb.1: Eisader in einer Felsspalte am Stockhorn (Wallis, 3400 m ü. M.).

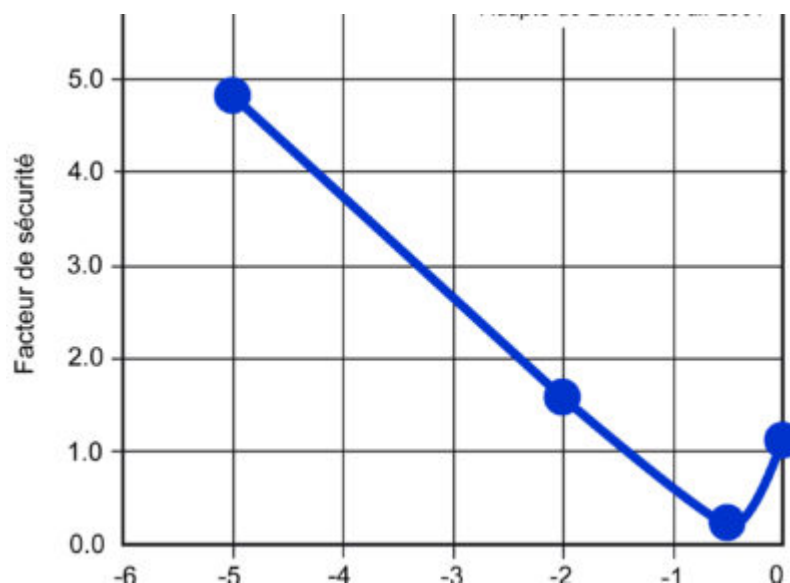


Fig. 2 – Changements prédits du facteur de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente de 70° et une discontinuité avec une inclinaison de 40°. Lorsque le facteur de sécurité est supérieur à 1.0, la paroi rocheuse est stable. Le réchauffement de la glace provoque une diminution du facteur de stabilité, avec un minimum lorsque la température atteint -0.5°C (adapté de Davies et al. 2001). Ce graphique suggère ainsi qu'une pente de roches fissurées est stable quand il n'y a pas de glace dans les joints (>0°C) et lorsque la glace dans les joints est à basse température, et deviendra instable quand la glace se réchauffe (source : Davies et al. 2001).

Abb.2: Vorhergesagte Änderungen der Stabilität einer Felswand, deren Risse mit Eis gefüllt sind, bei einer Neigung von 70° und einer Diskontinuität mit einer Neigung von 40°. Wenn der Sicherheitsfaktor grösser als 1,0 ist, ist die Felswand stabil. Die Erwärmung des Eises führt zu einer Abnahme des Stabilitätsfaktors, mit einem Minimum bei einer Temperatur von -0.5°C (angepasst nach Davies et al. 2001). Diese Grafik legt somit nahe, dass ein Felshang aus zerklüftetem Gestein stabil ist, wenn sich kein Eis in den Spalten befindet (>0°C) und wenn das Eis in den Spalten eine niedrige Temperatur hat. Die Felswand wird instabil, wenn sich das Eis erwärmt (Quelle: Davies et al. 2001).

3.5. Permafrostdegradation in (steilen) Felswänden

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-5-permafrostdegradation-in-steilen-felswaenden/

Die Analyse historischer Inventare und neuerer Daten, die insbesondere in den Alpen auf partizipative Weise gesammelt wurden, scheint die Hypothese zu stützen, dass ein Zusammenhang zwischen der Permafrostdegradation und der zunehmenden Instabilität von Felswänden im Hochgebirge besteht.

Die Gründe für Instabilitäten von Felswänden im Gebirge und für die Auslösung von Sturzprozessen sind komplex und meist multifaktoriell (siehe [Factsheet Permafrost 3.3](#)). Vor dem Hintergrund des aktuellen Klimawandels stellen sich Wissenschaftler die Frage, **ob die Erwärmung und die Permafrostdegradation stärker zur morphologischen Entwicklung von Felswänden** und insbesondere zur Zunahme von Felssturzereignissen in grosser Höhe beitragen.

Um diese Frage zu beantworten, können **Inventare von Felsstürzen** analysiert werden. Zwischen 1900 und 2007 wurden in den Alpen etwa 35 Ereignisse erfasst, bei denen grosse Felsmengen (von 10'000 bis über 1'000'000 m³) mobilisiert wurden: die Bergstürze/Felsstürze an der [Brenva](#) im November 1920 und im Januar 1997, am [Fletschhorn](#) im März 1901, am [Monte Rosa](#) 1980, an den [Dents du Midi](#) im Oktober 2006 oder am [Piz Kesch](#) (Graubünden) im Oktober 2014. Für einige symbolträchtige Orte des Alpentourismus, wie das Chamonix-Tal, konnten die Inventare durch Foto-Vergleichsstudien vervollständigt werden. Diese Analysen historischer Daten, die in den Schweizer und französischen Alpen durchgeführt wurden, zeigen insbesondere einen **leichten Anstieg der Anzahl der Felsstürze zwischen 1930 und 1950 sowie ab den 1980er- und 1990er-Jahren** ([Abb. 1](#)).

Bei der Analyse dieser historischen Daten für die Alpen seit 1900 ist jedoch eine gewisse Vorsicht geboten, da Ereignisse mit kleinen Volumina (< 10.000 m³) – weniger spektakulär – in der Regel erst seit den 2000er Jahren erfasst werden. Um die Inventare zu vervollständigen, entwickelten Forschungsinstitute einen **partizipativen Ansatz**, der insbesondere Bergführer, Hüttenwarte, lokale Behörden und Alpinisten miteinbezieht. Dieses Prinzip der Datenerhebung wird seit 2005 im Mont-Blanc-Massiv angewendet, für das eine Smartphone-Applikation (ALP-RISK, heute OBS-ALP) entwickelt wurde, um Beobachtungen von Instabilitäten zu übermitteln ([Abb. 2](#)). Seit 2007 bieten auch das [WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF](#) in Davos und das [PERMOS](#)-Netzwerk einen Online-Fragebogen zur Erfassung von Felswandinstabilitäten auf schweizerischem Gebiet an ([Abb. 3](#)). Die Einrichtung dieser Beobachtungsnetzwerke hatte zur Folge, dass die Anzahl der in den Datenbanken erfassten Ereignisse im letzten Jahrzehnt gestiegen ist, insbesondere für Ereignisse mit kleinen Volumina (< 10'000 m³) ([Abb. 1B](#)).

Zusätzlich zu den Inventaren haben Wissenschaftler seit Anfang der 2000er Jahre mehrere Felswände mit Temperatursensoren ausgestattet, die in etwa 10 cm Tiefe ([Abb. 4](#)) oder in Bohrlöchern von mehreren Dutzend Metern Tiefe angebracht wurden, um die Temperaturentwicklung im Fels zu beobachten. In den Nordwänden des [Jungfraujochs](#) (Berner Alpen) und der [Aiguille du Midi](#) (Chamonix, Mont-Blanc-Massiv) wurde **in 10 bis 20 Metern Tiefe seit 2002 ein Anstieg der Permafrosttemperaturen von etwa 0,5°C beobachtet** ([Abb. 5](#)). Einige Standorte, darunter die Aiguille du Midi, werden auch häufig durch wiederholte terrestrische [Laserscans](#) kartiert, um digitale 3D-Geländemodelle zu erstellen ([Abb. 6](#)). Damit können morphologische Veränderungen der Felswände sehr genau verfolgt werden.

Die Analysen all dieser Daten scheinen die **Hypothese eines Zusammenhangs zwischen der (oberflächennahen) Permafrostdegradation und der zunehmenden Instabilität von Felswänden im Hochgebirge zu stützen**. Sie heben insbesondere hervor:

- **Häufiges Auftreten von Eis** und/oder Wasser in den Abbruchnischen von Sturzereignissen ([Abb. 7](#)).
- Zwischen 2'500 und 3'500 m ü. M., also in Höhenlagen, in denen das Vorkommen von Permafrost wahrscheinlich ist, kam es zu zahlreichen Felsstürzen ([Abb. 8](#)). Je nach Exposition scheint dieser Höhenbereich durch **temperierten Permafrost** gekennzeichnet zu sein.

Ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Anzahl von Felsstürzen mit kleinem Volumen und der Lufttemperatur in den letzten 20 Jahren. Ein Anstieg der Anzahl von Steinschlägen und kleineren Felsstürzen wurde beispielsweise während der Sommermonate ([Abb. 9](#)) und insbesondere während der Hitzesommer 2003 und 2015 beobachtet (siehe [Factsheet Permafrost 3.6](#)).

Bei grösseren Felsstürzen (> 100'000 m³) besteht kein Zusammenhang zwischen der Jahreszeit und dem Zeitpunkt des Abbruchs. Diese **grossen Felsstürze können das ganze Jahr über auftreten** ([Abb. 9](#)). Dies lässt sich einerseits durch die von der Sommerhitze benötigte Zeit zur Ausbreitung in die Tiefe und andererseits durch die Berücksichtigung von längerfristig wirkenden Instabilitätsfaktoren erklären (siehe [Factsheet Permafrost 3.3](#)).

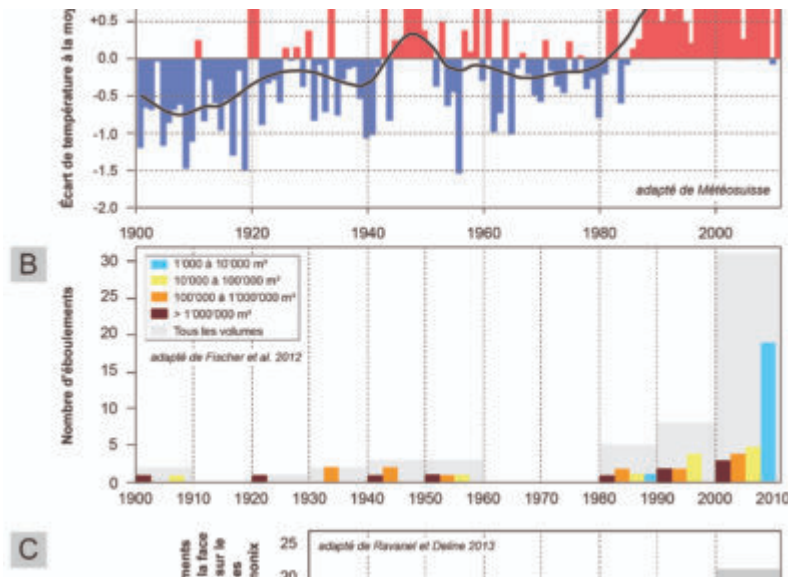


Fig. 1 – Evolution du nombre d'éboulements dans les Alpes depuis 1900. A : évolution de l'écart des températures de l'air en Suisse au-dessus de 1'000 m d'altitude par rapport à la norme 1961-1990. B : nombre d'éboulements de plus de 1'000 m³ basé sur un inventaire historique (adapté de Fischer et al. 2012) ; C : nombre d'éboulements par décennie recensés par photo-comparaison dans la face ouest des Drus et le versant nord des Aiguilles de Chamonix (adapté de Ravanel & Deline 2013).

Abb.1: Entwicklung der Anzahl Felsstürze in den Alpen seit 1900. A: Entwicklung der Abweichung der Lufttemperaturen in der Schweiz oberhalb von 1'000 m ü. M. von der Norm 1961-1990 (klimatische Referenzperiode). B: Anzahl der Felsstürze mit mehr als 1'000 m³ basierend auf historischen Datengrundlagen (angepasst nach Fischer et al. 2012); C: Anzahl der Felsstürze pro Jahrzehnt, die durch Foto-Vergleiche an der Westseite der Drus und der Nordseite der Aiguilles de Chamonix ermittelt wurden (angepasst nach Ravanel & Deline 2013).

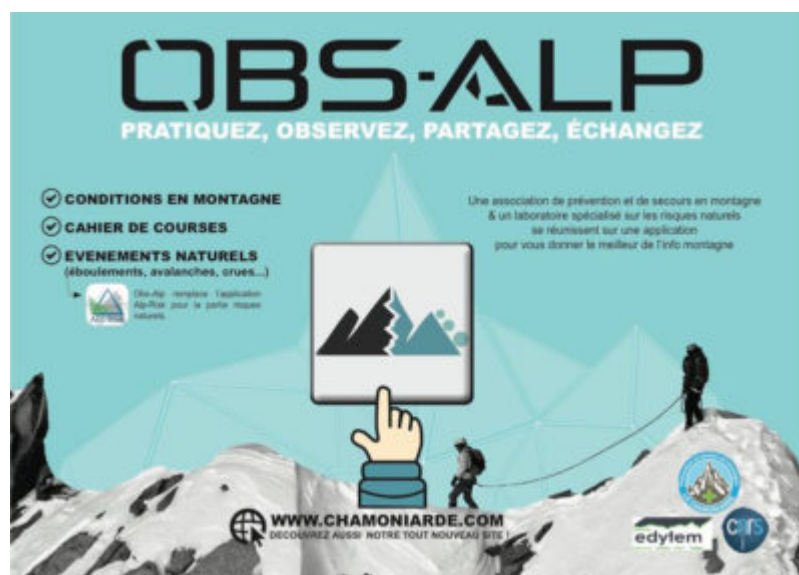


Fig. 2 – Présentation de l'application OBS-ALP (source : La Chamoniarde).

Abb.2: Vorstellung der OBS-ALP App (Quelle: La Chamoniarde).

The screenshot shows a web form for reporting a rockfall event. It includes the following fields and options:

- Location:
- Date de l'observation: Heure:
- Information sur la zone de détachement
- Orientation de la zone de détachement *
 N NE E SE S SW W NW
- Largeur approximative (m)
- Hauteur approximative (m)
- Volume approximatif (m3)
- Avez vous observé de la glace dans la zone de détachement? Oui Non
- Détails de contact
- Nom Nom de famille
- No. de tél. * email
- Envoyer de l'information supplémentaire (Photos / Film / Word / pdf / txt)

Fig. 3 – Questionnaire en ligne du réseau PERMOS pour signaler des éboulements dans les Alpes suisses (source : PERMOS | SLF, en ligne).

Abb.3: Online-Fragebogen des PERMOS-Netzwerks zur Meldung von Felsstürzen in den Schweizer Alpen (Quelle: PERMOS | SLF, online).



Fig. 4 – Installation de capteurs de température dans la paroi rocheuse du Col de Chassoure (Verbier-Nendaz).

Abb.4: Anbringen von Temperatursensoren in einer Felswand beim Col de Chassoure (Verbier-Nendaz).

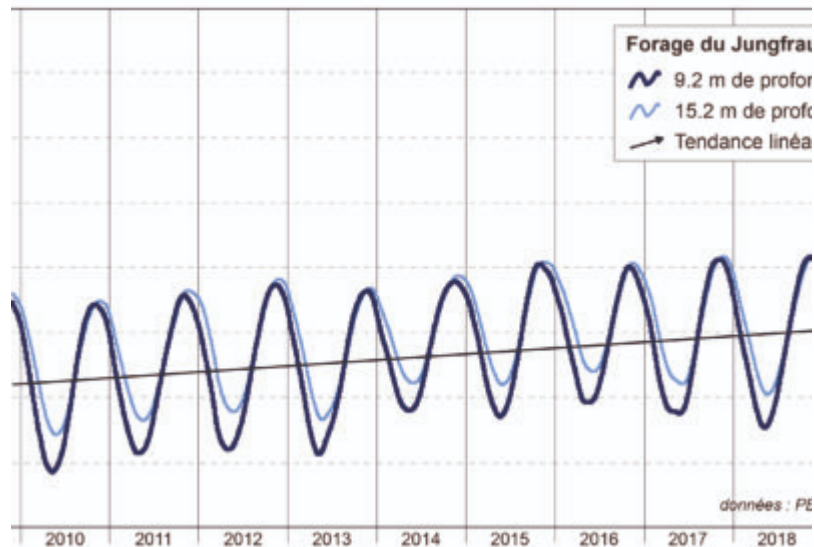


Fig. 5 – Evolution des températures à 9.2 et 15.2 mètres de profondeur dans le forage horizontal situé dans la paroi rocheuse nord du Jungfraujoch à 3'590 mètres d'altitude entre le 1er janvier 2010 et le 30 septembre 2018. Même si le pergélisol est « froid » (entre -6 à -5°C), une tendance à un réchauffement moyen de 0.5°C s'observe sur la période de mesure entre 10 et 15 mètres de profondeur (source : [PERMOS data portal](#)).

Abb.5: Temperaturentwicklung in 9.2 und 15.2 Metern Tiefe in einem horizontalen Bohrloch in einer Felswand nördlich des Jungfraujochs auf 3'590 m ü. M. zwischen dem 1. Januar 2010 und dem 30. September 2018. Auch wenn der Permafrost « kalt » ist (zwischen -6 und -5°C), ist über den Messzeitraum in 10 bis 15 Metern Tiefe ein Trend zu einer durchschnittlichen Erwärmung von 0.5°C zu beobachten (Quelle: PERMOS data portal).



Fig. 6 – L'Aiguille du Midi au-dessus de la vallée de Chamonix est un lieu important de la recherche sur le pergélisol des parois rocheuses. Le site à l'avantage d'être facile d'accès grâce aux remontées mécaniques et de

présenter toutes les orientations et un sommet culminant à 3'800 m d'altitude.

Abb.6: Die Aiguille du Midi oberhalb des Chamonix-Tals ist ein wichtiger Standort für die Erforschung des Permafrosts in (steilen) Felswänden. Der Standort hat den Vorteil, dass er dank der Seilbahnen leicht zu erreichen ist, alle Expositionen aufweist und der Gipfel eine Höhe von 3.800 m ü. M. erreicht.



Fig. 7 – Glace visible dans la niche d'arrachement (versant sud du Cervin vers 3800 m d'altitude, août 2003).

Abb.7: Sichtbares Eis in der Abbruchnische eines Felssturzes (Matterhorn-Südhang, ca. 3800 m ü. M., August 2003).

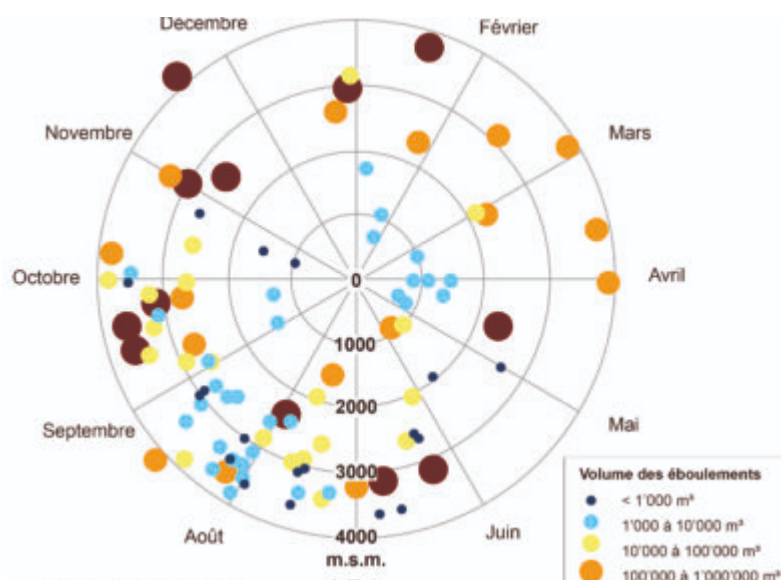


Fig. 8 – Distribution de 165 éboulements de la base de données du SLF pour les Alpes suisses et le massif du Mont-Blanc entre 1714 et 2014, en fonction de l'altitude, de la saison et du volume mobilisé. L'inventaire comprend des données provenant de la base de données StorMe (Office

fédéral de l'environnement), de PERMOS et de données collectées par des instituts français dans le massif du Mont-Blanc (source : adapté de Philipps et al. 2016).

Abb.8: Verteilung der Höhe über Meer, der Jahreszeit und des mobilisierten Volumens von 165 Felsstürzen aus der SLF-Datenbank für die Schweizer Alpen und das Mont-Blanc-Massiv zwischen 1714 und 2014. Das Inventar umfasst Daten aus der StorMe-Datenbank (Bundesamt für Umwelt), von PERMOS und von französischen Instituten (für Daten, die im Mont-Blanc-Massiv gesammelt wurden) (Quelle: angepasst nach Philipps et al. 2016).

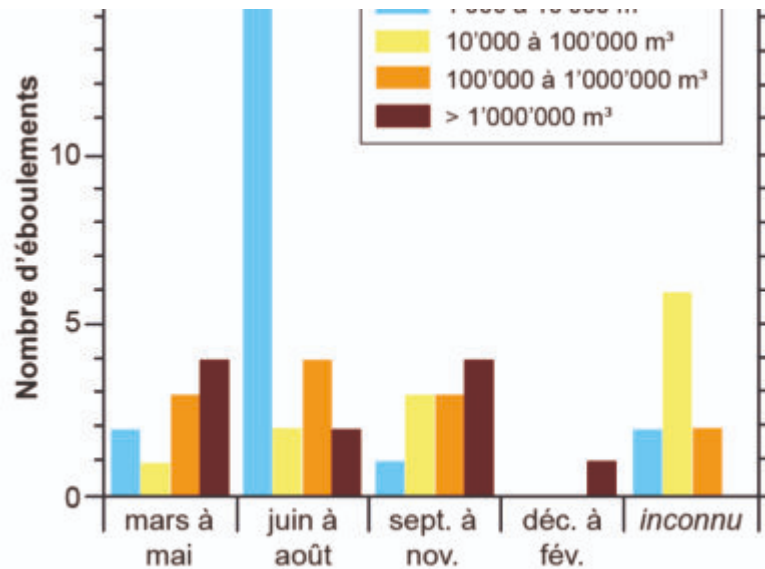


Fig. 9 – Distribution saisonnière des éboulements en fonction du volume. Les évènements de petits volumes se produisent majoritairement entre juin et août, alors que les évènements de plus de 10'000 m³ peuvent se dérouler durant toute l'année (source : Fischer et al. 2012).

Abb.9: Saisonale Verteilung von Felsstürzen nach Volumen. Ereignisse mit kleinen Volumina treten mehrheitlich zwischen Juni und August auf, während Ereignisse mit mehr als 10'000 m³ das ganze Jahr über auftreten können (Quelle: Fischer et al. 2012).

3.6. Sommerliche Hitzeperioden und oberflächliche Felsstürze

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-6-sommerliche-hitzeperioden-und-oberflaechliche-felsstuerze/

Seit einigen Jahren kommt es vermehrt zu sommerlichen Hitzeperioden. Seit 2003 ist in Hitzesommern ein deutlicher Anstieg der Steinschläge und kleineren Felsstürze zu beobachten.

Laut dem Bundesnetzwerk für Klimadienstleistungen (National Centre for Climate Services – NCCS) **erwärmen sich die Alpenregionen während der Sommermonate stärker als der Rest der Schweiz**. In den letzten Jahren ist die Häufung heißer Sommer in den Bergen zur Norm geworden: Die mittleren Sommertemperaturen der Quartalsperiode (bestehend aus den Monaten Juni, Juli und August) waren in den Jahren 2015, 2017 und 2019 mehr als 3°C wärmer als die klimatologische Norm 1961-1990 (Abb. 1). Nur der historische Hitzesommer 2003 fiel noch deutlich wärmer aus (4,5°C wärmer als die Norm).

Die sommerlichen Temperaturen neigen auch dazu, bis in den September hinein anzudauern. In den Bergen liegt die 0°C-Isotherme daher häufig für längere Zeit über 4000 m ü. M. Beispielsweise lagen die Temperaturen auf dem Jungfraujoch (Berner Alpen) auf 3'580 m ü. M. vom 1. bis 14. August 2003 (auch nachts!) durchwegs im positiven Bereich.

Die Verlängerung der Hitzeperioden im Sommer hat einen direkten Einfluss auf die Stabilität der Felswände im Hochgebirge. In der Tat wurde **in den Hitzesommern 2003 und 2015** innerhalb des Höhenbereichs des temperierten Permafrosts (Gesteinstemperaturen zwischen -2 und 0°C) **ein signifikanter Anstieg von Steinschlägen und kleineren Felsstürzen beobachtet**. Im Mont-Blanc-Massiv war die Steinschlaghäufigkeit während der Hitzesommer 2003 und 2015 im Durchschnitt zwei- bis zehnmal höher als normal (im Vergleich zu 2007 bis 2014). Während dieser Hitzesommer wurden von den Teilnehmern des partizipativen Felssturz-Inventarprojekts im Mont-Blanc-Massivs (siehe Factsheet Permafrost 3.5) mehr als 160 Felsstürze mit einem Volumen von mehr als 100 m³ gemeldet (Abb. 2). In der Ostwand des Monte Rosa (VS) – der höchsten Felswand der Alpen mit einem Höhenunterschied von über 2'000 Metern (Wandfuss auf 2'200 m ü. M., Gipfel auf 4'500 m ü. M.) – konnte im Jahr 2003 fast täglich Steinschlag beobachtet werden.

So konnten in den Jahren 2003 und 2015 zahlreiche weitere Ereignisse beobachtet werden (Abb. 3): in der Eiger-Nordwand, in der Matterhorn-Südflanke, an der Dent Blanche, am Mönch-Nordwestgrat, am Piz Bernina, am Obergabelhorn etc. Das Ereignis, über das im Jahr 2003 am meisten berichtet wurde, war zweifellos der Felssturz am Hörnli-Grat des Matterhorns (VS) (3'400 m ü. M.) (Abb. 4). Am 15. Juli 2003 lösten sich auf einer Höhe von rund 3'500 m ü. M. rund 1'000 m³ Gestein von der Ostwand des Matterhorns und versperrten den Bergsteigern den Zugang. Im selben Sommer 2003

kam es zu ähnlichen Ereignissen entlang des Südwest- (3'800 m ü. M.) und Nordwestgrats (3'650 m ü. M.) des Matterhorns. Auch in den Hitzesommern 2018 und 2019 sorgten mehrere Ereignisse für viel Aufsehen: ein Felssturz an der Meije, wiederkehrende Steinschläge am Goûter auf der Mont-Blanc-Route, Sturzereignisse am Matterhorn, am Eperon Walker in den Grandes Jorasses und am Mont Maudit.

Die Abbruchkanten dieser Ereignisse befanden sich in der Regel in **geringer Tiefe innerhalb der Auftauschicht** des Permafrosts. Diese oberflächlichen Felsstürze traten wahrscheinlich aufgrund einer Zunahme der Tiefe der Auftauschicht (Abb. 5), aufgrund der hohen Temperatur des Eises (nahe 0 °C) und/oder aufgrund des Vorhandenseins von Schmelzwasser oder gewittrigen Niederschlägen auf. Die vermutlich wichtige Rolle der Permafrostdegradation für diese Ereignisse wird auch durch das Vorhandensein von Eis oder Wasser in den Abbruchkanten sowie durch die sich stark unterscheidenden Anrisshöhen der Felsstürze zwischen Nord- und Südexpositionen verdeutlicht.

Auch wenn Steinschlag und Felsstürze im Hochgebirge natürliche Phänomene sind, scheint es heute, dass **die durch den Klimawandel verursachte Permafrostdegradation zum dominierenden Instabilitätsfaktor für die Felswände geworden ist.**

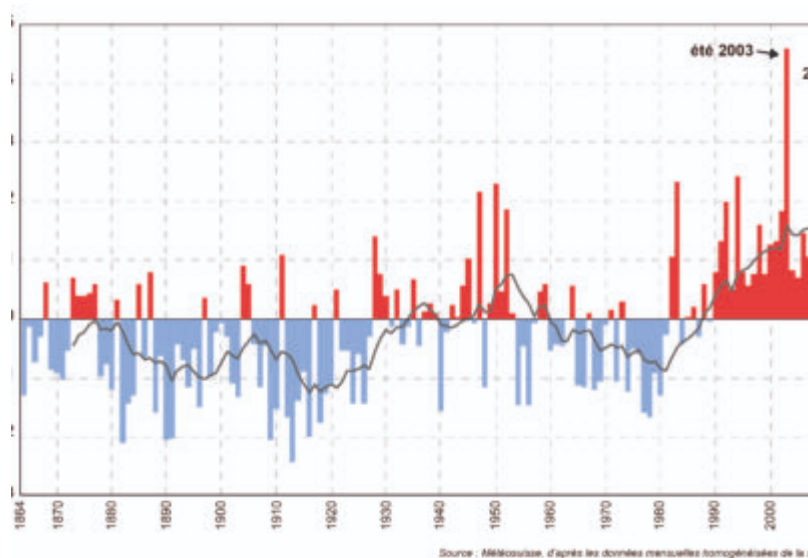


Figure 1 – Ecart des températures moyennes de l'air pour le trimestre estival (juin à août) pour la station d'altitude du Sântis (2'500 m d'altitude) par rapport à la norme climatologique 1961-1990. Données homogénéisées depuis 1864 de MétéoSuisse. source: MétéoSuisse.

Abb.1: Abweichung der mittleren Lufttemperaturen des Sommerquartals (Juni bis August) für die Station Sântis (2'500 m ü. M.) von der klimatologischen Norm 1961-1990. Homogenisierte Daten seit 1864 von MeteoSchweiz. Quelle: MeteoSchweiz.

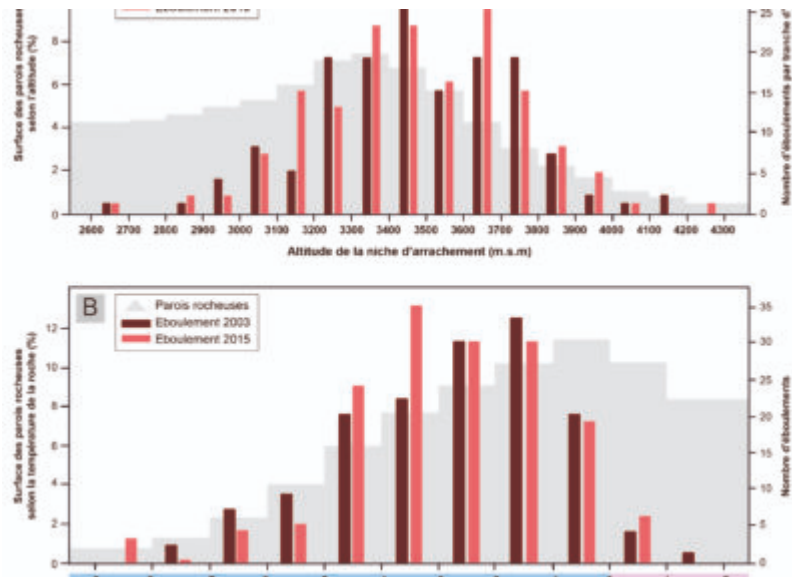


Figure 2 – Distribution de la surface des parois rocheuses et du nombre d'éboulements dans le massif du Mont-Blanc en fonction de l'altitude de la niche d'arrachement (en haut) et de la température moyenne annuelle de la surface de la roche (MARST) (en bas) (source : Ravanel et al. 2017).

Abb.2: Verteilung der Felswandfläche und der Anzahl Felsstürze im Mont-Blanc-Massiv in Abhängigkeit von der Höhe der Abbruchkante (oben) und der mittleren jährlichen Temperatur der Felsoberfläche (MARST) (unten) (Quelle: Ravanel et al. 2017).



Figure 3 – Eboulement dans la face nord de la Blanche de Perroc (Val d'Arolla, VS) en août 2003.

Abb.3: Felssturz in der Nordwand der Blanche de Perroc (Val d'Arolla, VS)) im August 2003.

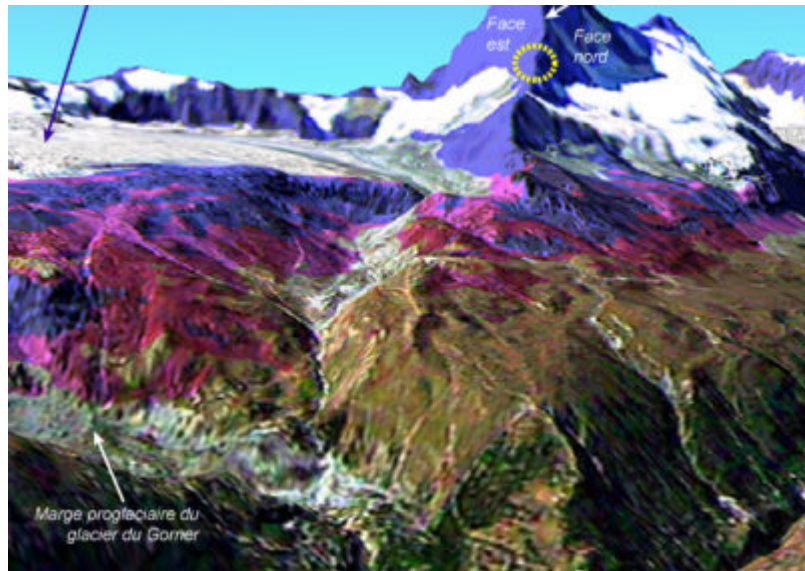


Fig. 4 – Modèle de répartition probable et possible du pergélisol dans la région de Zermatt, basé sur la radiation solaire, la température de l’air et des indicateurs géomorphologiques. L’éboulement superficiel du 15 juillet 2003 (altitude : env. 3’400 m.s.m.) se situe dans la zone d’existence probable du pergélisol (adapté de Frozen Ground, décembre 2003).

Abb.4: Modell der wahrscheinlichen und möglichen Permafrostverbreitung in der Region Zermatt basierend auf der Sonneneinstrahlung, der Lufttemperatur und geomorphologischen Indikatoren. Der oberflächliche Felssturz vom 15. Juli 2003 (Höhe: ca. 3’400 m ü. M.) liegt im Bereich des wahrscheinlichen Permafrostvorkommens (angepasst nach Frozen Ground, Dezember 2003).

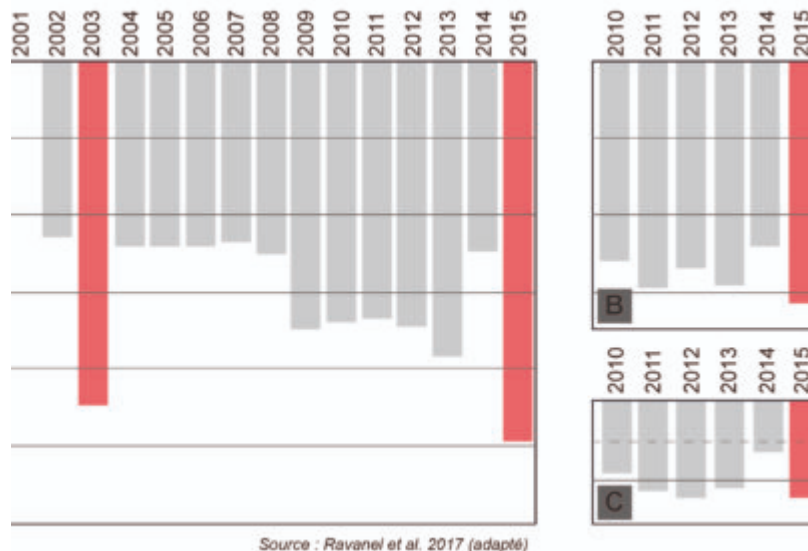


Figure 5 – Profondeur maximale de la couche active mesurée dans 3 forages dans les Alpes. A : face nord-est du Schilthorn (Oberland bernois), crête rocheuse recouverte de débris à 2’910 m d’altitude (données PERMOS) ; B : paroi rocheuse de l’Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation sud à 3’753 m d’altitude ; C : paroi

rocheuse de l'Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc, France) en orientation nord-ouest à 3'738 m d'altitude (source : Ravanel et al. 2017, adapté).

Abb.5: Maximale Tiefe der Auftauschicht, gemessen in 3 Bohrlöchern in den Alpen. A: Nordostwand des Schilthorn (Berner Oberland), mit Schutt bedeckter Felsgrat auf 2'910 m ü. M. (PERMOS-Daten); B: Felswand der Aiguille du Midi(Mont-Blanc-Massiv, Frankreich) mit Südexposition auf 3'753 m ü. M.; C: Felswand der Aiguille du Midi (Mont-Blanc-Massiv, Frankreich) mit Nordwestexposition auf 3'738 m ü. M. (Quelle: Ravanel et al. 2017, angepasst).