



Progetto di ricerca

L'impatto della crepaccia periferica sui crolli di pareti rocciose

Colophon

Proprietario dei media: Land Salisburgo

Editore: Reparto 6 - Infrastrutture e Trasporti | Divisione 6/02 - Servizio geologico del Land | rappresentato da Gerald Valentin

Autori: Ingo Hartmeyer, Markus Keuschnig, Regina Pläsken, Maximilian Rau, Robert Delleske, Markus Dörfler, Michael Krautblatter, Daniela Burger

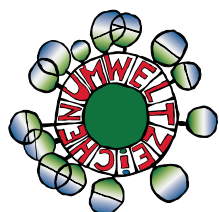
Design: Centro mediatico regionale (Landesmedienzentrum) /Grafica

Produzione: Tipografia Land Salisburgo Indirizzo: Casella postale 527, 5010 Salisburgo

Foto di copertina: R. Delleske

Indirizzo di download: www.salzburg.gv.at/randkluefte.it.pdf

Partner del progetto:



Stampato secondo la linea guida „Produkti stampati“ dell’etichetta ambientale austriaca
Tipografia del Land Salisburgo UW-Nr. 1271

Indice

Sintesi	4
Summary	6
1 Introduzione	8
2 Nozioni teoriche: destabilizzazione del permafrost	9
2.1 Forze attive	10
2.1.1 Forza di gravità e stati di tensione pre-esistenti	10
2.1.2 Forze idrostatiche	10
2.1.3 Forze criostatiche	10
2.2 Forze di contenimento	10
2.2.1 Presenza di ghiaccio nelle crepacce	11
2.2.2 Contatto roccia-ghiaccio	13
2.2.3 Contatto roccia-roccia	13
2.2.4 Ponti di roccia e rottura di roccia compatta	13
2.3 Approcci di calcolo e fattori d'influenza	14
2.3.1 L'influenza della scala temporale	14
2.3.2 L'influenza della scala spaziale	15
2.4 Letteratura di approfondimento	16
3 Studio casistico Ödenwinkel	17
3.1 Aree di studio	17
3.1.1 Ödenwinkel	17
3.1.2 Kitzsteinhorn	18
3.2 Metodologie	19
3.2.1 Monitoring superficiale	19
3.2.2 Monitoring della crepaccia periferica	22
3.2.3 Modellazione della stabilità della roccia	24
3.2.4 Monitoraggio climatico	28
3.3 Risultati	29
3.3.1 Monitoraggio delle superfici	29
3.3.2 Monitoraggio della crepaccia periferica	37
3.3.3 Modellazione della stabilità della roccia	40
3.3.4 Monitoraggio del clima	47
4 Conclusioni	48
5 Output scientifico	53
6 Bibliografia	54

Sintesi

4

Il presente rapporto finale descrive i risultati del progetto di ricerca triennale *L'impatto della crepaccia periferica sui crolli di pareti rocciose (2017-2020)*. Il tema centrale del progetto, condotto da un consorzio interdisciplinare di partner di progetto composto dalla GEORESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, l'Università TU di Monaco di Baviera, l'Università di Salisburgo, l'Istituto per la ricerca interdisciplinare sulle montagne e l'imBERG Consult GmbH, è stato lo studio dei processi rilevanti per la stabilità delle pareti rocciose di alta montagna. Le numerose attività svolte hanno compreso lavori sul campo in alta montagna (misurazioni della temperatura nelle crepacce periferiche), dettagliate misure di telerilevamento (scansione laser, fotogrammetria con droni), complesse prove di laboratorio di meccanica delle rocce e modellizzazioni dettagliate della stabilità.

Uno dei punti focali del progetto è stata l'indagine dell'impatto esercitato dal cambiamento climatico, particolarmente pronunciato nella regione alpina. Negli ultimi 150 anni le temperature sono aumentate di +2 °C, dunque circa il doppio della media globale (+1 °C). Come dimostrano gli attuali test di laboratorio di meccanica delle rocce e del ghiaccio, le zone di permafrost di alta montagna sono particolarmente interessate da questo fenomeno, e il loro attuale riscaldamento esercita un impatto negativo sulla stabilità delle rocce. Il riscaldamento o lo scioglimento del permafrost nei versanti ripidi può determinare una riduzione della stabilità nell'ordine di alcune decine percentuali; l'influenza meccanica del ghiaccio pare essere fondamentale per i cedimenti poco profondi, mentre l'influsso meccanico della roccia risulta decisivo per i processi di destabilizzazione profonda.

Oltre al ritiro del permafrost, una conseguenza diretta del forte riscaldamento è lo scioglimento intensivo dei ghiacciai. Negli ultimi 150 anni, per esempio, i ghiacciai alpini hanno perso circa la metà del loro volume. Nei circhi glaciali, la riduzione significativa dello spessore del ghiacciaio ha portato all'esposizione di estese e scoscese rocce. Data l'accessibilità estremamente difficile delle aree periferiche delle crepacce, poco si sa sulle condizioni termiche nel sottosuolo delle pareti rocciose dopo la scomparsa del manto nevoso. In collaborazione con il progetto partner GlacierRocks (Accademia austriaca delle Scienze), nell'ambito del presente progetto sono state effettuate per la prima volta delle misurazioni pluriennali della temperatura della roccia e del ghiaccio in diverse profondità delle crepacce. I risultati delle misurazioni eseguite sull'Ödenwinkelkees (Alti Tauri, Salisburgo)

indicano nella crepaccia periferica tutto l'anno delle temperature costanti, leggermente inferiori a 0 °C. In conseguenza al ritiro del ghiacciaio, le condizioni termiche nelle aree della parete rocciosa esposta cambiano sensibilmente. Nelle pareti rocciose che hanno perduto solo recentemente il loro manto nevoso si forma uno strato di disgelo stagionale, con conseguente aumento dell'infiltrazione d'acqua e sviluppo di sollecitazioni termomeccaniche. A causa di questi influssi destabilizzanti, nelle pareti rocciose che hanno perduto solo da poco il loro manto nevoso si prevede un aumento delle cadute di massi e dei crolli di roccia.

Un'estesa campagna di telerilevamento (scansione laser, fotogrammetria con droni) che perseguiva lo scopo di identificare aree di distacco di rocce ha confermato l'ipotesi di un aumento dei movimenti di massa gravitazionali. L'esame di un inventario di crolli di rocce che copre un periodo di undici anni (2008-2019) intorno all'Ödenwinkelkees (Hoher Kasten, Eiskögele, Johannisberg) indica che più della metà del volume totale dei crolli di roccia (53%) proviene da aree che hanno perduto lo strato di ghiaccio solo negli ultimi 35-40 anni. Al di fuori dei limiti delle nevi perenni degli anni '80, è stata osservata una netta diminuzione dell'attività di crolli di roccia in dipendenza dall'altitudine, che è probabilmente una conseguenza diretta della distribuzione e del ritiro del permafrost. Le regioni inferiori delle pareti rocciose esaminate sono state colpite in modo sovrapporzionale da crolli di roccia e rappresentano approssimativamente il limite inferiore del permafrost locale, con temperature calde del permafrost appena inferiori a 0 °C. Nelle regioni più alte dell'area di studio, dove ci si aspetta una temperatura del permafrost significativamente più fredda, l'attività di crolli di roccia è stata decisamente inferiore. Oltre alla diminuzione dell'attività di crolli di roccia, con l'aumentare dell'altitudine è stato osservato anche un calo significativo delle profondità di cedimento. Probabilmente ciò è direttamente correlato alla diminuzione dello spessore di disgelo del permafrost, frequentemente osservata in altitudine; ciò dimostra che la probabilità di crolli di roccia diminuisce significativamente con la riduzione dello strato di disgelo del permafrost.

Le modellazioni numeriche effettuate nell'ambito del presente studio confermano l'effetto destabilizzante del ritiro dei ghiacciai e del permafrost. Nella modellazione le zone dei versanti sono state rappresentate come un continuum con parametri di materiale uniformi. Modificando i parametri del

modello in due varianti, sono stati inoltre considerati gli effetti delle strutture di piccola entità nella zona vicina alla superficie. Il lavoro eseguito nei laboratori di criomeccanica e di meccanica della roccia della TU di Monaco si è basato su numerosi esperimenti con campioni di roccia prelevati nell'area di studio. In base a modellazioni con crepacce esplicitamente integrate (vicine alla superficie), si osserva un calo della stabilità del 4-12% associato al ritiro del ghiacciaio e del permafrost, con la struttura crepacciata dell'ammasso roccioso e la profondità della zona di allentamento (zona di disgelo) che influenzano in modo decisivo la stabilità e il modello di cedimento.

Le analisi dell'attività di crolli di roccia (telerilevamento, misure sul campo, laboratorio, modellazione) evidenziano la forte correlazione con l'attuale ritiro dei ghiacciai e i cambiamenti di stato

del permafrost. Le pareti rocciose che hanno perso il ghiaccio negli ultimi anni o decenni e le aree con grandi spessori di disgelo estivo manifestano una maggiore tendenza alla formazione di crolli di roccia. Il presente studio è il primo a dimostrare queste correlazioni su scala di un circo glaciale per un periodo di osservazione pluriennale. A causa del progressivo riscaldamento del clima, nei prossimi decenni si prevede un ulteriore ritiro del permafrost e dei ghiacciai e, conseguentemente, un aumento dei crolli di roccia in alta montagna. Questo sviluppo pone grandi sfide a gestori e progettisti di infrastrutture di alta montagna, gestibili solo disponendo di un'ampia base di dati di alta qualità. Le conoscenze acquisite nell'ambito del presente studio contribuiscono a una comprensione significativamente migliore dei processi, fornendo così una base fondamentale per l'adattamento (futuro) delle analisi di rischio nelle aree di alta montagna.

Summary

This report summarizes the results of the three-year research project *Der Einfluss von Gletscher-Randklüften auf Felsstürze* (2017-2020) which investigated stability-relevant processes in high-alpine rock-faces. The project was operated by an interdisciplinary consortium (GEORESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, TU München, Universität Salzburg, IGF - Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung, imBERG Consult GmbH) and relied on a broad spectrum of research activities covering high-alpine fieldworks (temperature measurements inside Randklüften), extensive remote sensing campaigns (laserscanning and unmanned aerial photogrammetry), rock-mechanical laboratory experiments, and numerical modeling of slope stability.

Research activities centered around the investigation and characterization of climate change impacts. Recent temperature increase has been particularly pronounced in the European Alps (+2 °C) and doubled the global average (+1 °C) over the last 150 years. High-alpine permafrost reacts sensitively to rapid warming leading to a significant reduction of rock stability. Recent rock- and ice-mechanical laboratory experiments demonstrate that permafrost warming/thaw potentially leads to a stability loss by several tens of percent. The experiments furthermore suggest that shallow failures are mainly driven by ice-mechanical effects, while deep-seated failures tend to be governed by rock-mechanical effects.

Aside from permafrost degradation, glacier retreat represents another prominent consequence of recent climate warming in high-alpine regions. Over the last 150 years glaciers in the Alps lost more than half of their volume, causing significant ice-surface lowering not only at the glacier terminus but also in their root zones (glacial cirques). Little is known about the thermal boundary conditions in freshly deglaciated rockwall sections due to the extremely difficult accessibility of the Randklüfte (void between glacier and neighboring rockwall). In close collaboration with the partner project GlacierRocks (Austrian Academy of Sciences) unique rock- and icetemperature measurements were performed inside a Randklüfte at the Ödenwinkelkees glacier (Hohe Tauern Range, Salzburg) to tackle this research gap. The acquired data demonstrates constant temperatures just below 0 °C inside the Randklüfte during the entire monitoring period. As the glacier is wasting down thermal conditions change drastically. In freshly exposed rockwall sections an active layer penetrates into the frozen subsurface leading to the infiltration of liquid water and to pronounced

thermomechanical strain along pre-stressed discontinuities. Recently deglaciated rockwalls are therefore expected to be particularly prone to rockfalls.

Extensive remote sensing surveys (laserscanning, unmanned aerial photogrammetry) to detect rockfall release areas confirmed increased instability close to the current glacier surface: An eleven-year (2008-2019) rockfall inventory from the rockwalls around the Ödenwinkelkees glacier (Hoher Kasten, Eiskögele, Johannesberg) revealed that more than half (53 %) of the overall rockfall volume detached from terrain that was deglaciated over the last 35-40 years. Above the ice margin of the 1980s rockfall activity decreased significantly with elevation, which is most likely directly related to the local permafrost distribution: Numerous rockfalls were recorded in the lower rockwall sections which represent the lower permafrost boundary with permafrost temperatures close to 0 °C. By contrast, rockfall activity was low in the upper sections where permafrost temperature is expected to be significantly cooler. Similar to rockfall activity, rockfall failure depth also decreased with increasing elevation, which is most likely associated to the altitudinal decrease of the active layer thickness. The seasonal permafrost thaw depth therefore seems to be one of the key drivers behind the increased rockfall activity in the lower sections of the monitored rockwalls. Detailed numerical modeling of slope stability performed in the present project confirmed the destabilizing effect of glacier retreat and permafrost degradation. For modeling purposes a continuum mechanics approach was chosen and uniform parameters were used for the entire rockface. To simulate the structural near-surface heterogeneity two scenarios with modified model parameters were introduced. The input parameters were based on extensive rock-mechanical experiments carried out in the cold laboratories at the TU München with rock samples from the study area. Modeling with explicitly integrated (near-surface) discontinuities showed that glacier and permafrost retreat reduce slope stability by 4-12 %. Rock fracturing/jointing and the depth of a near-surface weathering zone critically affected the modeled stability and failure patterns.

Analyses of rockfall activity presented here (remote sensing, field measurements, lab experiments, numerical modeling) indicate a clear correlation with recent glacier retreat and permafrost degradation. Rockwall sections deglaciated in the last years and decades, and areas with large

seasonal permafrost thaw depths were demonstrated to be particularly susceptible to rockfalls. The present study marks the first time that warming-related destabilization trends were identified at the scale level of a glacial cirque over a multi-year monitoring period. Rapidly progressing climate warming will cause further permafrost and glacier retreat, and will most likely lead to

an increased occurrence of rockfall events in the upcoming decades. As a result, operators of high-alpine infrastructures will be faced with significant challenges that can only be overcome based on accurate long-term monitoring data. Insights obtained in the present study address this problem and provide an essential prerequisite for (future) adaptations of risk analyses in high-alpine regions.

1 Introduzione

8 In Austria, dal XIX. secolo la temperatura media annuale è aumentata di circa 2 °C (APCC 2014). Questo incremento di temperatura è nettamente superiore alla media globale di 0,85 °C nel periodo 1880-2012 (IPCC 2014). Inoltre, le osservazioni nelle regioni alpine di alta montagna mostrano un aumento generale del limite delle nevi e una notevole diminuzione delle aree dei ghiacciai e del permafrost (IPCC 2019) - soprattutto negli ultimi decenni. Nella regione alpina si prevede anche in futuro un aumento di temperatura superiore alla media globale. Entro l'anno 2085 è ipotizzabile un incremento fino a 5,3 °C (Nogués-Bravo et al. 2007). Una conseguenza sarebbe un ulteriore calo delle aree dei ghiacciai e di permafrost e un

risultante aumento dei pericoli naturali in alta montagna, come cadute di massi e crolli di roccia (Krautblatter et al. 2013, Haeberli 2014). Questi formano un elevato fattore di rischio per l'uomo e l'infrastruttura e il loro impatto continuerà ad aumentare nel prossimo futuro. A causa del riscaldamento climatico, entro l'anno 2100 nelle Alpi si prevede una riduzione della massa dei ghiacciai di oltre l'80% (IPCC 2019). La rapida e progressiva riduzione dello spessore dei ghiacciai determinerà l'esposizione di nuove pareti rocciose e di aree di crepacce periferiche e un significativo cambiamento delle condizioni termiche e meccaniche della roccia (Hartmeyer et al. 2020a; Krautblatter et al. 2013) (Figura 1).



Figura 1: Eiskögele parete nord (3.423 m s.l.m.) con Ödenwinkelkees.

Spesso le pareti rocciose e le zone di crepacce periferiche sono influenzate dal permafrost, definito come un sottosuolo avente almeno due anni consecutivi di temperature inferiori al punto di congelamento (IPA 2020). Il raffreddamento delle aree montane avviene attraverso un bilancio termico negativo e impiega normalmente da decenni a secoli. Le condizioni locali, come l'altitudine, l'esposizione, la pendenza o le proprietà della superficie, hanno un'influenza decisiva sulla temperatura del sottosuolo (Otto et al. 2012).

La struttura del sottosuolo, il suo contenuto di acqua e di ghiaccio regolano la velocità del-

lo scambio termico del permafrost, mentre le variazioni della temperatura dell'aria influenzano il sottosuolo solo con un notevole ritardo. Un'estate calda per esempio, causa un aumento della temperatura della roccia nel sottosuolo vicino alla superficie solo dopo diverse settimane o mesi (PERMOS 2019). Le temperature delle rocce a profondità maggiori (diverse decine di metri) sono il risultato di tendenze di lunga durata e non vengono influenzate da variazioni temporanee (Noetzi et al. 2007).

La dipendenza dalla profondità di questo ritardo temporale ha un impatto importante sulla magni-

tudo e sulla frequenza di cadute di massi e di crolli di roccia.

Mentre delle escursioni termiche temporanee nell'area vicino alla superficie tendono a causare delle cadute di massi, i crolli di roccia più grandi si verificano spesso quando l'ambiente si riscalda per un periodo di tempo prolungato. In questo contesto le crepacce periferiche dei ghiacciai rivestono un ruolo importante di controllo, poiché proteggono le pareti posteriori limitrofe dalle influenze atmosferiche e possono quindi potenzialmente contribuire alla conservazione del permafrost. Lo scioglimento dei ghiacciai determina la formazione di uno strato di disgelo nelle aree esposte delle pareti rocciose e una riduzione della resistenza della roccia nella zona superficiale (Krautblatter et al. 2013). Delle osservazioni mostrano un aumento significativo di fenomeni di cadute di massi e di crolli di roccia in queste superfici rocciose, che sono spesso estremamente ripide e influenzate dal permafrost (Hartmeyer et al. 2020b).

In conseguenza alla difficile accessibilità e alle condizioni estreme di misurazione, finora nelle crepacce periferiche sono state effettuate solo poche misurazioni in situ (Gardner 1987; Sanders et al. 2012). Fino ad oggi non sono disponibili delle serie di misurazioni pluriennali eseguite in profondità differenti di crepacce periferiche. Le valutazioni qualitative delle condizioni locali nelle crepacce periferiche svelano notevoli contrasti e

vanno da frequenti cicli di gelo e disgelo (Johnson 1904) a condizioni di permafrost ininterrotto (Battle e Lewis 1951). Pertanto, vi sono forti incertezze riguardo alle caratteristiche delle condizioni termiche del sottosuolo e il modo in cui esse controllano la stabilità della roccia. Le misurazioni della temperatura nelle aree delle crepacce periferiche aiutano a comprendere meglio i processi di destabilizzazione, offrendo così un contributo prezioso per una gestione ottimizzata dei rischi nelle pareti rocciose di alta montagna.

Nonostante l'elevata rilevanza e l'aggravarsi della situazione in conseguenza al cambiamento climatico, mancano dei dati di monitoraggio di lunga durata ad alta risoluzione delle pareti rocciose interessate dal ritiro del permafrost e dei ghiacciai; ciò crea un problema fondamentale per l'analisi di rischio nelle zone di alta montagna. Riallacciando agli studi esistenti di Arge Alp (Kenner e Phillips 2017), l'obiettivo del presente progetto era di ridurre questa lacuna attraverso un ampio monitoraggio per un periodo prolungato nella Ödenwinkelkar (valle dello Stubach, Salisburgo). Inoltre, in ampi test di laboratorio, i campioni di roccia estratti dalle carote sono stati analizzati a livello di meccanica di roccia e di criomeccanica allo stato congelato/non congelato. La combinazione dei parametri ottenuti ha formato la base di una modellazione numerica della stabilità della roccia, basata su vari scenari, così da fornire una migliore valutazione del futuro potenziale di rischio.

9

2 Nozioni teoriche: destabilizzazione del permafrost

Il seguente capitolo di nozioni fondamentali si basa in gran parte sui risultati di Krautblatter et al. 2013, secondo cui il riscaldamento del perma-

frost influenza il comportamento del sistema, sia per quanto riguarda le (i) forze attive che le (ii)

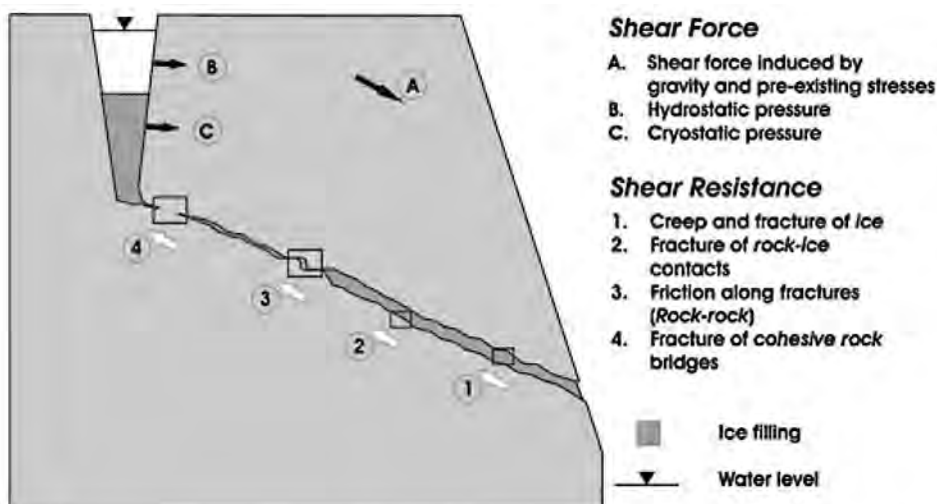


Figura 2: rappresentazione schematica del modello rock-ice-mechanical secondo Krautblatter et al. 2013.

forze di contenimento (figura 2), avendo potenzialmente un forte impatto destabilizzante.

In generale, sono attive le seguenti forze o sollecitazioni:

- A. forze risultanti dalla forza di gravità e da stati di sollecitazione pre-esistenti
- B. pressioni idrostatiche risultanti da crepacce piene d'acqua
- C. pressioni criostatiche dovute all'espansione o alla segregazione di ghiaccio

I seguenti effetti contribuiscono alle componenti di contenimento delle forze:

1. riempimento di ghiaccio delle crepacce stesse
2. superfici di contatto roccia-ghiaccio
3. superfici di contatto roccia-roccia
4. ponti di roccia

Sommando queste componenti si ottiene la seguente equazione di stato limite:

$$A + B + C = 1 + 2 + 3 + 4$$

2.1 Forze attive

2.1.1 Forza di gravità e stati di tensione pre-esistenti

Gli effetti della forza di gravità e gli stati di tensione pre-esistenti nelle aree rocciose interessate da permafrost corrispondono a quelli delle aree prive di permafrost.

2.1.2 Forze idrostatiche

Da prove di pompaggio su crepacce di granito congelate e non congelate (larghezze di apertura fino a 10 cm), completate da calcoli numerici Pogrebiskiy e Chernyshev (1977) hanno concluso che la permeabilità delle crepacce congelate è di uno a tre ordini di grandezza inferiore a quella della stessa massa rocciosa non congelata. Un maggior grado di erosione nelle aree vicine alla superficie e il risultante contenuto superiore di ghiaccio aumentano l'effetto. Durante il congelamento aumenta significativamente l'anisotropia della permeabilità della massa rocciosa.

Terzaghi (1962) individua nell'aumento della pressione dell'acqua, dovuta alle crepacce ghiacciate, un fattore potenzialmente destabilizzante per

i versanti rocciosi. I calcoli numerici con modelli idromeccanici abbinati ai dati del crollo di roccia di Tschierva sostengono questa argomentazione (Fischer et al. 2010; Stoll et al. 2020).

2.1.3 Forze criostatiche

Le forze criostatiche nelle masse rocciose possono risultare dall'espansione del volume dell'acqua in situ durante il congelamento (macrogelivazione) (Matsuoka e Murton 2008) e dalla segregazione di ghiaccio (microgelivazione) (Waldner e Hallet 1985; Hallet 2006; Murton et al. 2006). I sistemi aperti, come si incontrano spesso in laboratorio, favoriscono la migrazione dell'acqua e quindi la segregazione del ghiaccio, mentre i sistemi chiusi e saturi d'acqua favoriscono l'espansione del volume (Matsuoka 1990).

L'influenza dell'espansione del volume è ampiamente discussa - teoricamente, attraverso la trasformazione di fase l'acqua può generare pressioni fino a 207 MPa (Matsuoka e Murton 2008). Tuttavia, a causa di estrusioni di ghiaccio, la pressione del ghiaccio di solito non raggiunge il valore massimo teoricamente possibile (Davidson e Nye 1985; Tharp 1987). Quindi, a lungo termine i campioni di roccia ricchi di ghiaccio possono ridurre il loro volume (Matsuoka 1990).

La segregazione del ghiaccio descrive un fenomeno che può formare forze di suzione dell'ordine di diversi Mpa, causate da un gradiente di temperatura (Matsuoka e Murton 2008; Murton et al. 2006; Waldner e Hallet 1985). Un'efficace segregazione del ghiaccio richiede idealmente degli elevati gradienti termici da -3 a -6 °C e la presenza di sufficiente acqua libera (Hallet et al. 1991). Queste condizioni esistono spesso alla base della zona di disgelo del permafrost e le forze che si formano possono superare la resistenza alla trazione della roccia (Hallet et al. 1991; Murton et al. 2006). Più bassi sono la disponibilità di acqua e il gradiente termico e più alto è il carico, più bassa è l'influenza della segregazione del ghiaccio. Questo effetto viene descritto per esempio da (Clark e Phillips 2003; Nixon 1982; Konrad e Morgenstern 1982) e definito „shut-off pressure“.

2.2 Forze di contenimento

Le forze di contenimento nelle pareti rocciose di permafrost includono l'influenza della roccia, le interazioni roccia-ghiaccio e il ghiaccio stesso. Per quanto concerne la stabilità, sono da considerarsi sia la pre-rottura che il comportamento di rottura, poiché gli effetti si verificano in parte in parallelo, in parte sfalsati nel tempo; ciò vale sia per il comportamento di pre-rottura che per il comportamento di rottura e i due processi si influenzano a vicenda.

2.2.1 Presenza di ghiaccio nelle crepacce

Molte crepacce delle rocce alpine permafrost contengono del ghiaccio (Körner e Ulrich 1965; Haeberli 1992; Ulrich e King 1993; Gruber e Haeberli 2007). Il ghiaccio, a differenza della maggior parte dei materiali usati in ingegneria, presenta proprietà di deformazione e rottura molto più complesse. Non si deforma in modo puramente elastico, viscoso o plastico - quindi termini come „forza“ e „cedimento“ non possono essere applicati direttamente (Sanderson 1988).

Degli esperimenti dimostrano che il comportamento di materiale del ghiaccio dipende principalmen-

te dalle sollecitazioni, dal tasso di deformazione da taglio e dalla temperatura. Fellin (2013) descrive le relazioni nella figura 3. Per sollecitazioni e tassi di deformazione bassi si osserva un comportamento duttile, nell'intervallo intermedio invece un comportamento fragile-duttile. Se si superano determinati livelli di sollecitazione o tassi di dilatazione, il ghiaccio si comporta in modo fragile. I seguenti valori di riferimento possono essere usati come valori limite per sollecitazioni, dilatazioni o tassi di dilatazione: pressione monoassiale 5-10 MPa, trazione monoassiale 1-2 MPa, dilatazione 1 % o tasso di dilatazione di $1 \cdot 10^{-3}$ 1/s (Sanderson 1988).

11

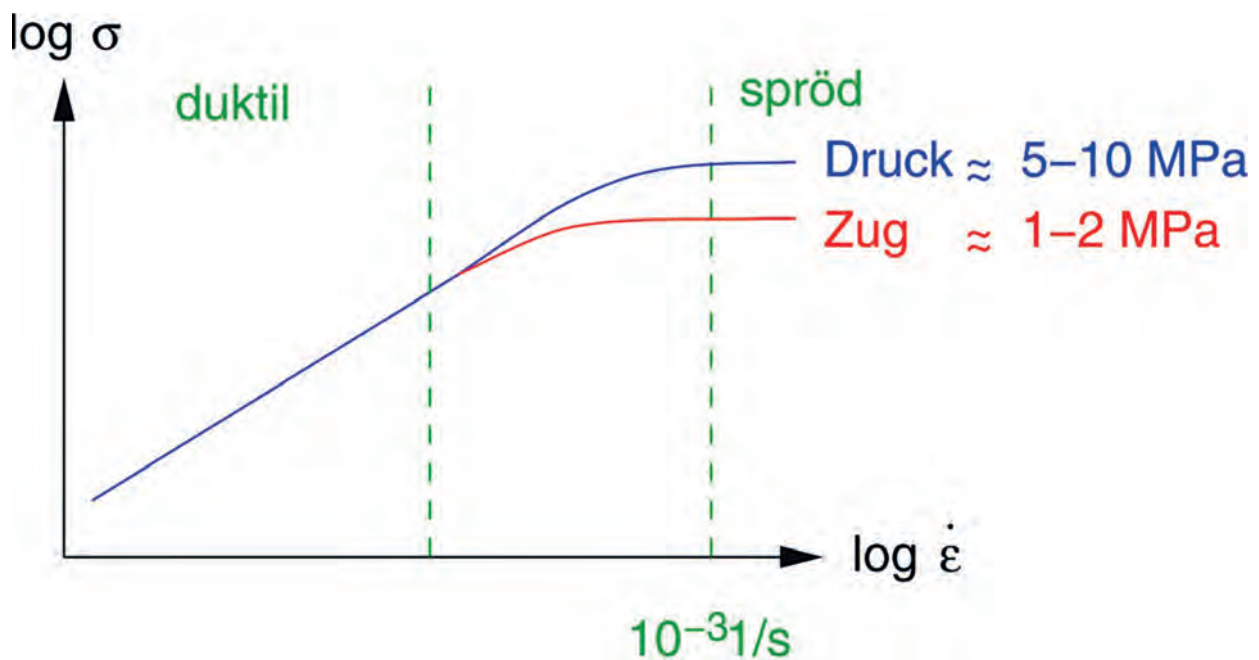


Figura 3: rapporto qualitativo tra il tasso di deformazione e le sollecitazioni nella prova di compressione/trazione monoassiale su ghiaccio policristallino secondo Fellin (2013).

Se il ghiaccio è soggetto a carico multiassiale, la rottura fragile del ghiaccio può essere descritta bene con un criterio di rottura secondo Mohr-Coulomb (Weiss e Schulson 1995; Schulson 2002):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\sigma_1 + \sigma_3) \sin\varphi + 2 * c * \cos\varphi$$

Questo criterio, con σ_1 come sollecitazione principale maggiore e σ_3 come sollecitazione principale minore, è stato confermato dalle prove biassiali di Weiss e Schulson (1995). Inoltre, vengono applicati i parametri classici coesione c e angolo di attrito φ , per i quali si possono utilizzare i seguenti valori tipici in dipendenza della temperatura:

θ (°C)	φ (°)	c (MPa)
-40	31	10.8
-16	17	7.7
-11	14	6.5
-6	11	5.5
-1	8	4.6
0 (punto di fusione)	6	4.5

Tabella 1: parametri di Mohr-Coulomb per il ghiaccio, calcolati da Fish e Zaretsky (1997) dai parametri di Drucker-Prager

Nel campo del comportamento duttile del materiale, le prove sotto sforzo mostrano nel ghiaccio policristallino gli effetti prevalentemente rilevanti per i sistemi naturali. Sotto carico, le deformazioni avvengono in quattro fasi (vedi anche figura 4): (0) deformazione elastica immediata, seguita da

(I) scorrimento primario, che diminuisce fino allo
 (II) scorrimento secondario con il tasso di scorrimento più basso. Infine, in presenza di un carico sufficientemente elevato

(III) scorrimento terziario che determina la rottura. Se la tensione o la temperatura scendono sotto un determinato valore, il sistema rimane nello scorrimento secondario.

Queste prove dimostrano inoltre la dipendenza del comportamento meccanico del ghiaccio dalla temperatura. La figura 5 mostra un esempio di questo effetto.

12

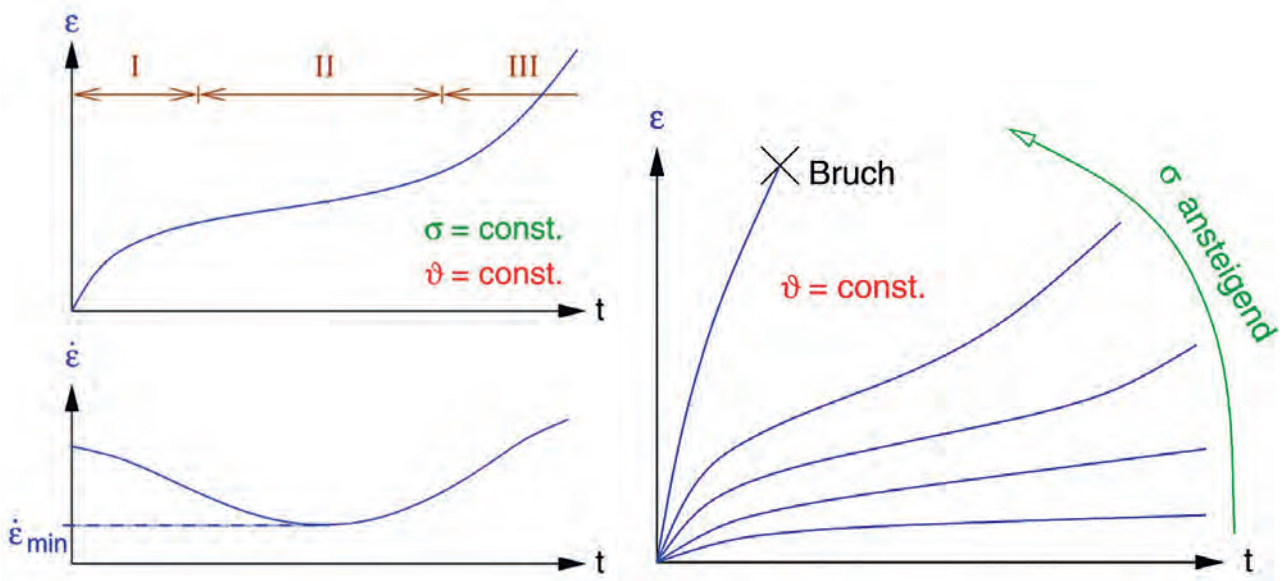


Figura 4: a sinistra: curva di scorrimento schematica di un test di scorrimento monoassiale controllato dalla forza (I scorrimento primario, II secondario, III terziario); a destra: curve di scorrimento per diverse sollecitazioni secondo Fellin (2013).

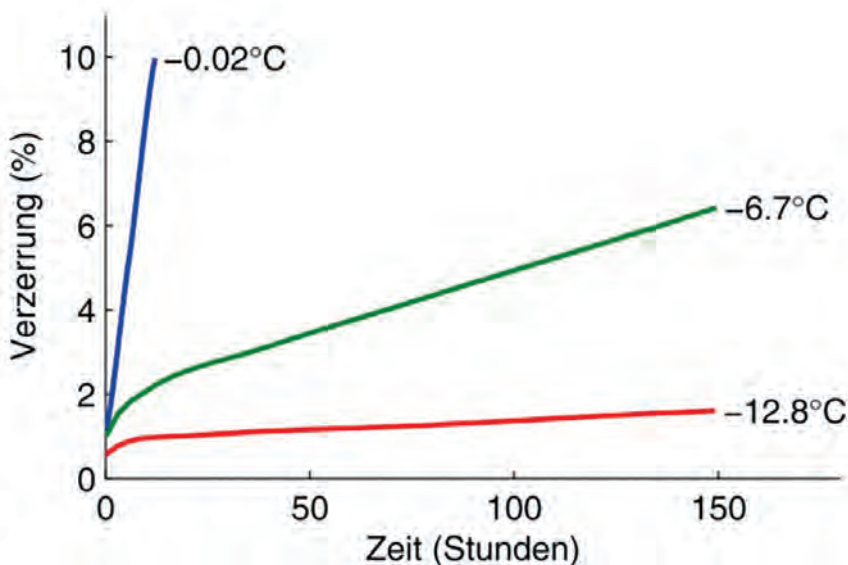


Figura 5: curve di scorrimento per ghiaccio policristallino a 600 kPa e varie temperature (ricerca di Glen, dopo Hobbs (1947) da Fellin (2013)).

2.2.2 Contatto roccia-ghiaccio

Un altro elemento del sistema roccioso del permafrost sono le superfici di contatto tra ghiaccio e roccia lungo le crepacce. Secondo Günzel (2008), in presenza di carichi bassi e di tassi di deformazione elevati è più probabile che il cedimento avvenga nelle superfici di contatto roccia-ghiaccio che nel ghiaccio stesso. Le prove controllate dallo spostamento fino a 300 kPa (circa 12 m di carico) mostrano il cedimento nella superficie di contatto piuttosto che nel ghiaccio. Nelle prove controllate dalla forza, in tutte le prove (fino a 630 kPa o circa 25 m di carico) il cedimento si è manifestato nella superficie di contatto.

Krautblatter et al. (2013) presenta anche delle prove di laboratorio che esaminano la resistenza al taglio dei contatti roccia-ghiaccio, utilizzando campioni artificiali di calcestruzzo-ghiaccio nel campo di temperatura da -2,5 a 0,5 °C sotto carichi differenti. Tutte le prove mostrano la dipendenza della resistenza al taglio dalla temperatura di -144 kPa/°C per tutti i carichi. Da questi valori è stato derivato un criterio di rottura per le crepacce contenenti del ghiaccio:

$$\tau_p = -144 * T_c + 0,42 * \sigma' + 41,3$$

I valori delle sollecitazioni vengono indicati in kPa, T_c , la temperatura in gradi Celsius. In base al setup del laboratorio, il criterio di rottura è valido nel campo da -2,5 a 0 °C circa e nel campo di carico da 0 a 600 kPa.

Sulla base di questi risultati, Mamot et al. (2018) deducono con 141 prove di taglio su campioni sandwich (calcare-ghiaia-calcare) tra -8 °C e -0,5 °C un criterio di rottura dipendente dalla temperatura per le crepacce contenenti del ghiaccio:

$$\tau = \sigma * (0,42 \pm 0,15 - 0,21 \pm 0,06 * T) + (53,3 \pm 20,6 - 73,5 \pm 8,8 * T)$$

T rappresenta la temperatura in gradi Celsius. Gli esperimenti di Mamot et al. (2018) mostrano che la resistenza limite al taglio di una crepaccia riempita di ghiaccio sotto un carico di 4-15 m si riduce del 64-78% quando viene riscaldata da -10 a -0,5 °C. Per uno strato di roccia di 30 m, le prove tra -4 e -0,5 °C indicano che la sollecitazione da taglio che la crepaccia è in grado di assorbire cala del 60%.

2.2.3 Contatto roccia-roccia

Per i contatti roccia-roccia del sistema si possono applicare i modelli di attrito delle crepacce. A titolo esemplare viene utilizzato il criterio di

rottura secondo Barton-Bandis (Barton e Choubey 1977):

$$\tau_p = \sigma' \tan (JRC \times \log(\frac{\sigma_u}{\sigma}) + \phi_r) + c$$

Che con il joint roughness coefficient JRC include la rugosità delle crepacce e con la resistenza alla compressione della superficie della crepaccia ϕ_r , lo stato delle crepacce, utilizzando l'angolo di attrito residuo σ_u della roccia. Diversi studi mostrano che la resistenza alla compressione della roccia dipende in modo significativo dalla temperatura.

Nel campo di temperatura da -10° a 0 °C, gli studi di Mellor (1973), Dahlström (1992), Dwivedi et al. (1998) o di Li et al. (2003) descrivono un calo della resistenza della roccia con l'aumentare della temperatura. Mellor (1973) dimostra nel campo da -10 a 0 °C una resistenza alla compressione monoassiale ridotta tra il 20% (granito) e il 50% (arenaria) e una resistenza alla trazione ridotta dal 15 al 70%. L'effetto è correlato alla porosità e al contenuto di acqua della roccia che in questo campo di temperatura influenza anche la deformazione trasversale, il modulo elastico e la rigidità della crepaccia (Glamheden e Lindblom 2002; Inada e Yokota 1984).

Le prove di taglio di Krautblatter et al. (2013) su campioni di roccia congelati e non congelati sottolineano la dipendenza dalla temperatura della resistenza al taglio delle crepacce.

Nel campo di carichi bassi fino a 500 kPa le prove confermano la dilatazione secondo Patton (1966). La conclusione è che non vi sono differenze significative nella resistenza al taglio tra campioni congelati e non congelati. Al contrario, al di sopra dei 500 kPa, le rugosità vengono livellate. In questo campo, le prove con campioni congelati presentano una resistenza al taglio superiore del 14-17% rispetto a quelli non congelati.

2.2.4 Ponti di roccia e rottura di roccia compatta

Le forze di contenimento della roccia compatta o dei ponti di roccia vengono superate da processi di rottura critici e subcritici (Atkinson 1982). Quali processi di rottura prevalgono può essere determinato dal fattore di intensità di tensione K , che caratterizza la concentrazione di tensione nella punta di una frattura. Se supera il valore critico K_c (limite critico di rottura, anche resistenza alla rottura) si verifica l'inizio o l'allargamento della frattura (Irwin 1958). Se K è inferiore a K_c , ma superiore a K_{sc} (valore limite rottura subcritica), nel corso del tempo si possono verificare dei processi di rottura subcritica.

Nella determinazione del fattore di intensità di tensione si distinguono tre modalità di movimento in relazione geometrica alla crepaccia esaminata. Per il tipo di apertura II, in direzione della superficie di taglio, secondo Rooke e Cartwright (1976), trascurando l'attrito nelle superfici della crepac-

cia, si ottiene per i ponti di roccia un fattore di intensità di tensione K_{II} :

$$K_{II} = \frac{\tau 2w}{\sqrt{a\pi}}$$

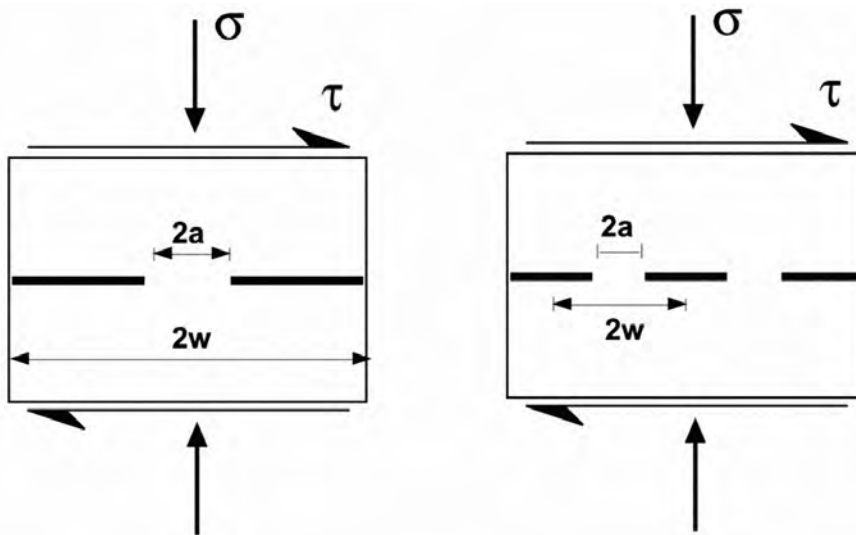


Figura 6: modelli di meccanica della rottura di modalità II per sollecitazioni normali e di taglio, a sinistra: uno, a destra: più ponti di roccia (Kemeny 2003).

Nella formula, a e $2w$ rappresentano i parametri geometrici della crepaccia o del ponte di roccia (figura 6), e τ rappresenta la tensione di taglio.

Riordinando questa equazione a τ si ottiene come criterio di rottura un termine equivalente alla coesione (Kemeny 2003). In questo modo è possibile integrare l'impatto dei ponti di roccia con K_{II} nella coesione di un criterio di rottura di Mohr-Coulomb.

La resistenza critica alla rottura aumenta quando la roccia satura d'acqua viene congelata (Krautblatter et al. 2013). Dwivedi et al. (1998) e Dwivedi et al. (2000) dimostrano un aumento fino al 37% in presenza di un raffreddamento fino a -10 °C, in dipendenza della porosità, del contenuto di acqua e della temperatura. Va notato che la presenza di acqua in queste zone può promuovere i processi di erosione chimica e quindi aumentare gli effetti di affaticamento (Whalley 1982).

Utilizzando nei campioni di roccia ($R^2 = 0,8$) le strette correlazioni di K_I e K_{II} e di K_I e della velocità delle onde P (Chang et al., 2002), le velocità delle onde P possono essere utilizzate come indicatori della resistenza alla rottura KII. Similmente agli studi precedentemente presentati da Mellor (1973) sulla resistenza alla compressione e alla trazione, la velocità delle onde P mostra anche una chiara dipendenza dalla temperatura (e quindi variazioni nella resistenza alla rottura) nel campo direttamente inferiore a 0 °C: uno studio di Dräbing e Krautblatter (2012)

rileva in campioni di roccia artica e alpina nel campo di temperatura da $-0,5$ °C a -3 °C un aumento della velocità delle onde P del fattore da 1,1 a 2,6 - e ne conclude che oltre all'effetto dell'acqua gelata negli interstizi (calcolo secondo (Timur 1968)), la forma degli interstizi può contribuire in modo decisivo ad un aumento della velocità delle onde P.

2.3 Approcci di calcolo e fattori d'influenza

Le suddette forze attive e di contenimento possono agire in modo diverso nel tempo e nello spazio. A seconda del problema considerato, i modelli di materiale scelti e i criteri di rottura possono essere adattati a casi specifici. Questi includono, per esempio, la geometria e la modalità di cedimento dei ponti di roccia, la tipologia di deformazione del ghiaccio o il comportamento del modello dei contatti roccia-roccia (Krautblatter et al. 2013)

2.3.1 L'influenza della scala temporale

Le suddette forze attive e di contenimento possono agire in modo diverso nel tempo e nello spazio. A seconda del problema considerato, i modelli di ma-

teriale e i criteri di rottura selezionati possono essere adattati a casi specifici. Questi includono, per esempio, la geometria e la modalità di cedimento dei ponti di roccia, la tipologia di deformazione del ghiaccio o il comportamento del modello dei contatti roccia-roccia (Krautblatter et al. 2013).

Se però all'interno dei sistemi si rompono singoli ponti di roccia, la redistribuzione del carico sugli altri componenti del sistema può determinare la formazione di ulteriori cedimenti sotto forma di rotture progressive. Delle ulteriori redistribuzioni del carico possono attivare meccanicamente parti del sistema precedentemente inattive. Nelle fasi successive di destabilizzazione, l'attrito dei contatti roccia-roccia e l'influenza meccanica del ghiaccio e delle sue superfici di contatto con la roccia possono risultare determinanti per il comportamento del sistema. (Krautblatter et al. 2013).

In combinazione con l'effetto termico dei singoli fattori di influenza descritto sopra, si può dedurre che il riscaldamento delle rocce permafrost tra -5 e 0 °C può favorire sia la formazione di percorsi di taglio che l'accelerazione di percorsi di taglio predefiniti (Krautblatter et al. 2013).

2.3.2 L'influenza della scala spaziale

Non tutti gli effetti descritti rivestono un ruolo ugualmente importante a livello di distribuzione spaziale. A seconda dello stato di sollecitazione prevalente, qui esemplificato dalla profondità di sovrapposizione, il comportamento meccanico può essere dominato da vari effetti. La figura 7 offre una panoramica dei singoli effetti: la pressione dell'acqua gioca un ruolo a tutte le profondità e varia a seconda della colonna d'acqua. Le sollecitazioni dovute alla segregazione del ghiaccio dipendono dal carico, dalla disponibilità di acqua e dal gradiente termico, specialmente fino a profondità di circa 20 m (Clark e Phillips 2003; Nixon 1982).

Alcuni processi sono particolarmente importanti nella zona vicina alla superficie e tendono a influenzare le instabilità delle rocce poco profonde (con una magnitudo tendenzialmente inferiore), mentre processi differenti sono responsabili per le forme d'instabilità più profonde (con una magnitudo tendenzialmente superiore). Questo indica che i fattori d'influenza meccanico-glaciali sono rilevanti soprattutto per i cedimenti poco profondi, mentre i fattori meccanico-rocciosi sono decisivi per i processi di destabilizzazione profonda (Krautblatter et al. 2013).

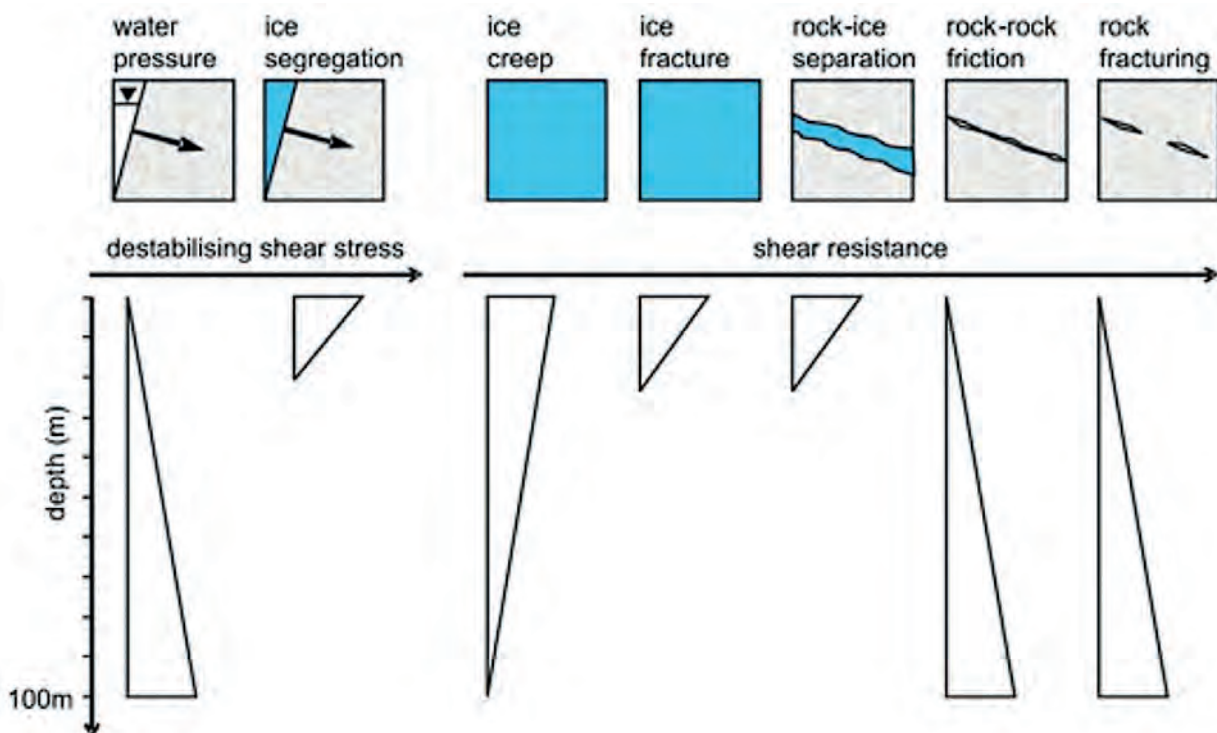


Figura 7: aree su cui agiscono i vari fattori e le resistenze in dipendenza della profondità del percorso di taglio considerato (Krautblatter et al. 2013)

2.4 Letteratura di approfondimento

Pudasaini, M. & Krautblatter, M. (2014). A two-phase mechanical model for rock-ice avalanches. *JGR Earth Surface*.

Krautblatter, M., Funk, D. & F.K. Günzel (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 876-887.

16

Draebing, D., M. Krautblatter, and T. Hoffmann (2017), Thermo-cryogenic controls of fracture kinematics in permafrost rockwalls, *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3535-3544, doi:10.1002/2016gl072050.

Jia, H., K. Leith, and M. Krautblatter (2017), Path-Dependent Frost-Wedging Experiments in Fractured, Low-Permeability Granite, *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 698-709, doi:10.1002/ppp.1950.

Jia, H., W. Xiang, and M. Krautblatter (2015), Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles, *Permafrost and Perigl. Process.*, doi:10.1002/ppp.1857.

Mamot, P., S. Weber, T. Schröder, and M. Krautblatter (2019), A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints, *The Cryosphere*.

3 Studio casistico Ödenwinkel

3.1 Aree di studio

3.1.1 Ödenwinkel

L'Ödenwinkel è situato all'estremità meridionale della valle dello Stubach nel Land di Salisburgo, in Austria. La valle dello Stubach forma il confine tra il Gruppo con il Glockner, fortemente glaciale, e il Gruppo Granatspitz, con vette meno alte. L'Ödenwinkel è all'estremità della valle dello Stubach ed è caratterizzato da pareti rocciose ripide, per lo più esposte a N.

La geologia nella parte posteriore dell'Ödenwinkel è dominata dallo gneiss centrale e dalla copertura del Riffel che appartengono al sistema di copertura del

Gruppo del Venediger. Il confine tra gneiss centrale e copertura del Riffel interessa l'area di studio tra Hoher Kasten e Eiskögele che si estende a circa 30 gradi verso sud-est (Höck e Pestal 1994). Lungo la parete nord dell'Eiskögele il confine si estende da circa 3100 m s.l.m. verso est attraverso la parete fino ad essere coperto dal ghiacciaio a 2800 m s.l.m. (figura 8). Lo gneiss centrale è composto essenzialmente da gneiss granitico, mentre le rocce sovrastanti della copertura del Riffel sono molto diverse e composte da biotite prasinite, scisti di biotite e serpentinite; nella parte superiore del Johannisberg, in una marcata zona scagliosa, sono visibili rocce della copertura scistosa superiore (Höck e Pestal 1994). Si nota immediatamente la colorazione molto più chiara dello gneiss granitico, che contrasta fortemente con le rocce più scure della copertura del Riffel.

17

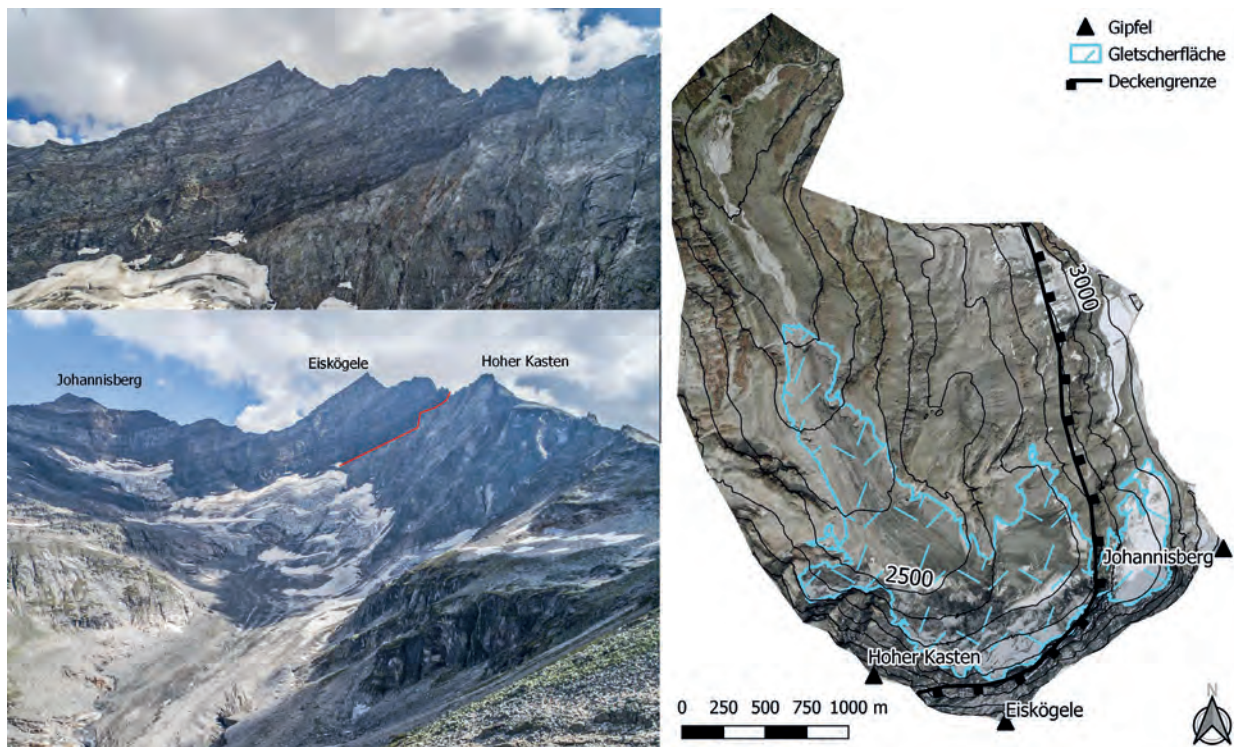


Figura 8: la zona di studio dell'Ödenwinkel con il limite di copertura chiaramente riconoscibile tra lo gneiss centrale (aree delle pareti chiare) e la copertura del Riffel (aree delle pareti scure).

L'Ödenwinkelkees è l'unico ghiacciaio vallivo e, inoltre, il più grande ghiacciaio della valle dello Stubach. Il suo bacino si estende da circa $47^{\circ} 7' N$ a $12^{\circ} 30' E$, ha una superficie di $9,2 \text{ km}^2$ (Carrivick et al. 2013) ed è oggetto di numerosi studi scien-

tifici (Carrivick et al. 2013; Carrivick et al. 2015; Slupetzky 1997; Slupetzky e Teufl 1991). Il ghiacciaio occupa una superficie di $1,8 \text{ km}^2$, ovvero il 19,5% della superficie della zona. L'altezza del bacino si estende da 1 790 a 3 490 m s.l.m. L'Öd-

enwinkelkees è stato influenzato fortemente dal cambiamento climatico e dal 1850 ha perso più del 40% della propria superficie. Nello stesso periodo di tempo, il volume del ghiacciaio è diminuito del 75 % (Carrivick et al. 2015). Inoltre, è scomparsa

quasi interamente la formazione di ghiaccio lungo le pareti. Formazioni estese di ghiaccio parietali, come illustrato nella figura 9, non si osservano più o solo sporadicamente.

18

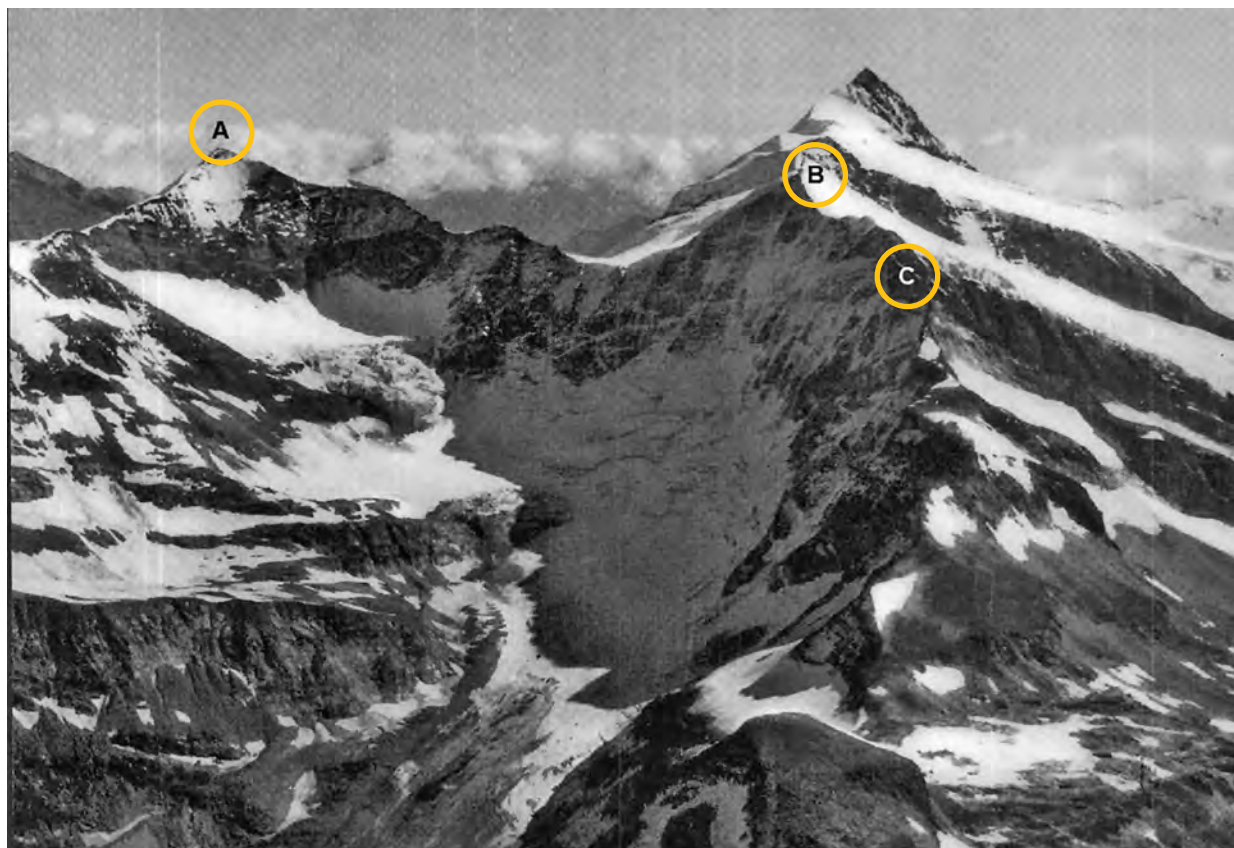


Figura 9: l'Ödenwinkel con Johannisberg (A), Eiskögele (B) e Kastengrat (C). Fotografia aerea del 05.10.1966 (Slupetzky 1967).

3.1.2 Kitzsteinhorn

Il Kitzsteinhorn, situato a circa 10 km a nord-est dell'Ödenwinkel, è un importante sito di riferimento del presente studio. Al fine di consentire una migliore classificazione e interpretazione, nella presente relazione, le misurazioni a scansione laser e le osservazioni delle crepacce periferiche effettuate sull'Ödenwinkel vengono confrontate in vari punti con i dati di monitoraggio raccolti sul Kitzsteinhorn (capitolo 3.3.2, capitolo 4). Per questo motivo vengono presentate in forma sintetica le misurazioni effettuate nel sito di riferimento Kitzsteinhorn.

Dal 2011, le pareti posteriori e laterali del ghiacciaio Schmiedingerkees, costituite da micascisti calcarei, vengono monitorate nell'ambito di un ampio progetto di scansione laser sul Kitzsteinhorn (Hartmeyer et al. 2020a; Hartmeyer et al. 2020b). Il Kitzsteinhorn ha una struttura molto più rigida dell'Ödenwinkel che presenta pareti più di due volte più alte e una superficie della roccia circa dieci volte superiore.

Le minori distanze di scansione laser del Kitzsteinhorn (~ 300 m) permettono l'identificazione di piccoli eventi di caduta massi, mentre l'oggetto degli studi sull'Ödenwinkel sono i crolli di rocce con volumi >100 m³.

Dal 2015 le misurazioni laserscan sul Kitzsteinhorn vengono completate da numerose misurazioni della temperatura in una crepacca periferica sotto il versante settentrionale del Kitzsteinhorn (progetto ÖAW 'GlacierRocks') (Hartmeyer et al. 2020a). Il monitoraggio include la misurazione della temperatura della roccia e del ghiaccio a profondità fino a 15 m sotto la superficie del ghiacciaio, così da rilevare variazioni indotte dal cambiamento climatico. Grazie all'altitudine e all'esposizione simile, le osservazioni delle crepacce periferiche del Kitzsteinhorn costituiscono una base di comparazione eccellente per le misurazioni sull'Ödenwinkel.

3.2 Metodologie

3.2.1 Monitoring superficiale



Figura 10: monitoraggio dei cambiamenti superficiali nell'area di studio Ödenwinkel. A: scansione laser terrestre, B: punto di controllo a terra per il volo UAS, C: volo UAS, D: cartina con posizioni di scansione e punti di controllo a terra, (fotografie: GEORESEARCH).

Laserscan

Le analisi di caduta massi delle pareti rocciose sono state effettuate principalmente sulla base di dati LiDAR (Light Detection and Ranging). Questo metodo di telerilevamento attivo prevede l'emissione di un impulso focalizzato di luce; misurando il tempo impiegato per la riflessione dell'impulso è possibile definire la distanza dell'oggetto (figura 11). Eseguendo numerose misurazioni si ottiene un alto numero di punti di misurazione (nuvola di punti) che rappresenta con precisione il terreno scansionato. Nel caso del laserscan, si distingue tra la scansione laser a terra (terrestrial laser scanning; TLS) e la misurazione dall'aria, di solito da un aereo (airborne laser scanning; ALS).

Per le analisi eseguite nell'ambito del presente progetto sono stati utilizzati i dati ALS del Land di Salisburgo rilevati nel novembre 2008 (Land Salisburgo 2008), così come i dati TLS raccolti dagli

autori negli anni 2015- 2019 (tabella 2). I dati ALS del 2008 hanno una risoluzione di circa 3,5 punti per m² e coprono l'intera area di studio. I dati TLS hanno una risoluzione di circa 6 punti per m² e sono stati acquisiti da tre diverse posizioni di scansione, così da evitare zone d'ombra e rappresentare in modo ottimale l'area di studio (figura 10).

La referenziazione e l'allineamento spaziale dei dati TLS sono stati eseguiti con il software RiScan Pro sulla base di un processo ICP (Iterative-Closest-Point-Algorithm). L'identificazione delle aree di distacco di rocce e il calcolo dei volumi dei crolli di roccia sono stati realizzati con il software open-source CloudCompare (algoritmo M3C2) (Lague et al. 2012). Una descrizione dettagliata del processo di analisi può essere consultata in Hartmeyer et al. (2020a). Sulla base dei dati del laserscan non è possibile giudicare se un'area di distacco identificata rappresenta un evento isola-

to o se si tratta di una sovrapposizione di vari (piccoli) eventi. Al fine di una migliore comprensione, le aree di distacco di rocce identificate saranno

descritte in seguito semplicemente come „crolli di rocce“.

20

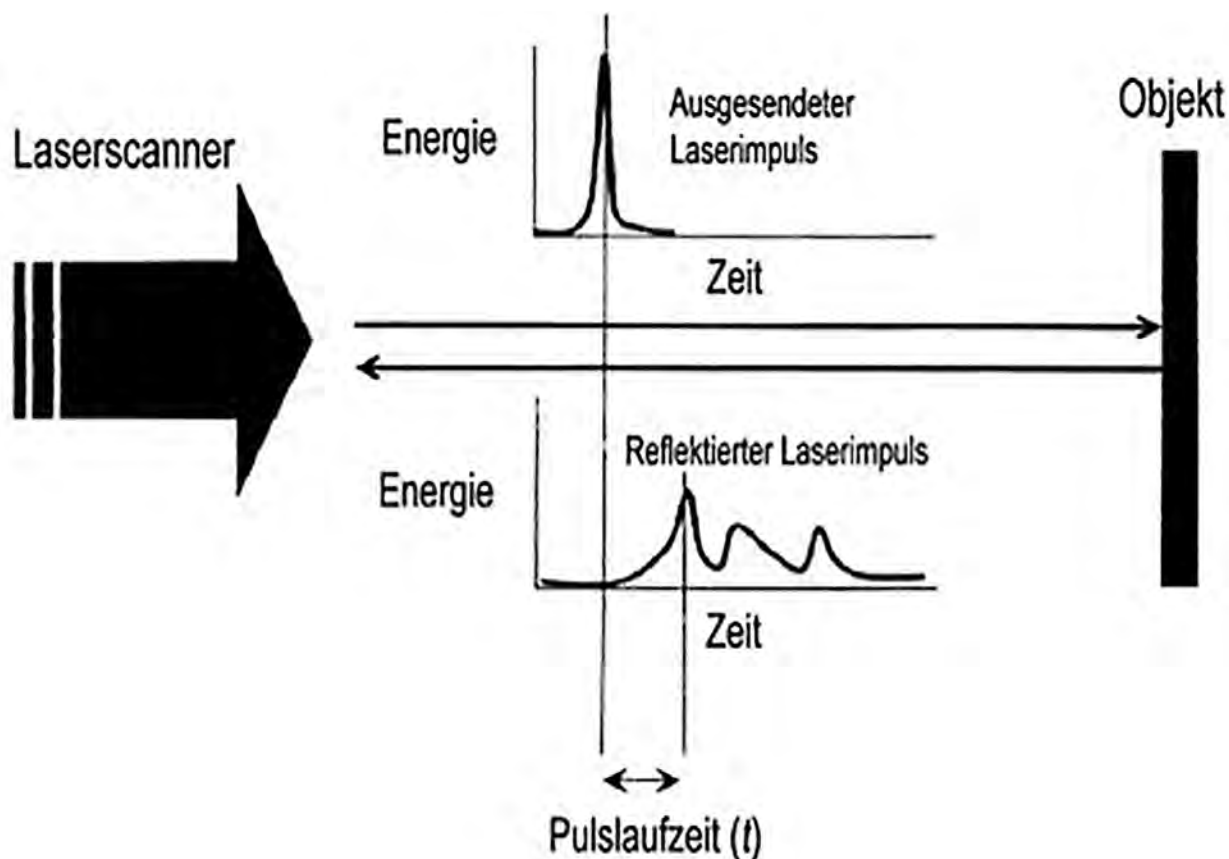


Figura 11: rappresentazione schematica di funzionamento di un laser scanner (modificato da Heritage e Large (2009)).

Anno	Mese	TLS / ALS	Posizioni scan
2008	Nov.	ALS	-
2015	Aug.	TLS	2
2016	Aug.	TLS	2
2018	Aug.	TLS	1
2019	Aug.	TLS	2

Tabella 2: set di dati di laserscan dell'Ödenwinkel.

Fotogrammetria

Nell'ambito del progetto vari dati fotogrammetrici sono stati utilizzati allo scopo di analisi (tabella 3): per la ricostruzione dei livelli dei ghiacciai e delle pareti ghiacciate sono stati utilizzati ortofoto storiche degli anni 1953-2012 e dati raccolti da UAS (Unmanned Aerial Systems). I suindicati dati

UAS sono stati utilizzati anche (oltre ai dati TLS) per il rilevamento delle aree di distacco di rocce.

Entrambi i metodi (generazione di ortofoto e valutazione UAS) prevedono la realizzazione di foto in sovrapposizione, da cui si elaborano, tramite specifiche della macchina fotografica e dati GPS, immagini in scala ed esenti da distorsioni della superficie. Con i dati aerei, attraverso una minore sovrapposizione e risoluzione, vengono prodotte solo ortofoto. In compenso, dai dati a risoluzione notevolmente superiore dei voli UAS (risoluzioni al suolo 7-50 cm) si calcolano nuvole di punti, da cui si generano mesh, il modello di superficie e ortofoto per ulteriori elaborazioni.

Anno	Data	Piattaforma	Sensore	Prodotti	Autore	Limitazioni
1953	11.09.	Aereo	M. foto.	1, 2	BEV	Ampie lacune nelle aree delle pareti
1974	16.08.	Aereo	M. foto.	1, 2	Land Tirolo	Incompleto
1991	04.09.	Aereo	M. foto.	1, 2	BEV	Forti ombre nelle aree delle pareti
1999	14.09.	Aereo	M. foto.	1, 2, 3, 4	DLR	Forte rumore nelle zone d'ombra
2003	04.09.	Aereo	M. foto.	1, 2	BEV	Nessuna
2008	01.11.	Aereo	ALS	3, 4	Land Salisburgo	Neve fresca
2009	21.08.	Aereo	M. foto.	1, 2	BEV	Nessuna
2012	18.08.	Aereo	M. foto.	1, 2	BEV	Nessuna
2019	27.08.	UA	M. foto.	1, 2, 3, 4	GR	Leggere

Tabella 3: Übersicht über die genutzten Photogrammetriedaten. Produkte (Spalte 5): 1 = Luftbilder, 2 = Orthofotos, 3 = Punktwolken, 4 = Oberflächenmodelle.

La metodologia dei voli UAS è stata testata nell'area di studio per la prima volta nel 2016. L'area di studio è stata sorvolata da un singolo UAS (dotato di un sensore da 12 megapixel), per cui il volo è durato circa sette ore. La lunga durata del volo richiederebbe condizioni meteorologiche stabili per un periodo di tempo esteso e ciò ha influenzato negativamente la qualità dei dati delle foto, poiché le condizioni di luce cambiano rapidamente durante il giorno, soprattutto in alta montagna. A causa delle limitazioni della capacità della batteria e delle prestazioni dell'UAS, sono state realizzate solo basse quote di volo e risoluzioni relativamente basse.

Ogni anno, dai primi voli del 2016, sono stati perfezionati la posizione, l'equipaggiamento tecnico e la pianificazione dei voli. Per esempio, per migliorare la localizzazione permanente dei dati nell'area di studio, nel 2018 sono stati installati dodici punti di controllo a terra (figura 10). Durante l'ultimo volo

del 27.08.2019 è stato rilevato l'intero Ödenwinkel, dalla fronte del ghiacciaio fino alla sua linea di cresta (figura 12). Due DJI Phantom4 Pro hanno eseguito simultaneamente un volo in sciame (Auer et al. 2018), così che in solo 70 minuti sono stati assolti complessivamente nove piani di volo. Nel corso della missione sono state scattate più di 1.000 fotografie su una distanza di volo di 72 km. La fronte e le superfici del ghiacciaio sono state fotografate al nadir (direzione verticale), mentre i versanti ripidi sono stati fotografati approssimativamente ad angolo retto rispetto all'inclinazione della parete.

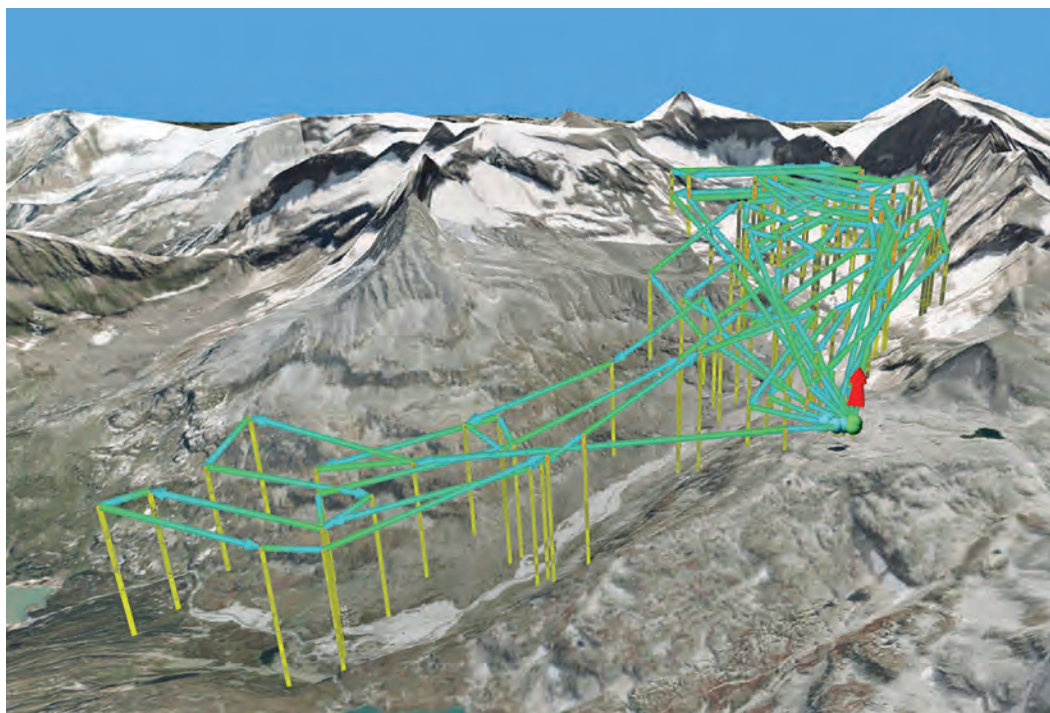


Figura 12: screenshot delle rotte di volo dei nove piani di volo.

I dati storici e di fotogrammetria ripresi dagli UAS sono stati analizzati ed elaborati con i programmi open source CloudCompare (elaborazione di nuvole di punti) e QGIS (elaborazione GIS). L'elaborazione dei dati UAS in nuvole di punti, ortofoto e modelli di superficie è stata eseguita con il software Pix4d.



Figura 13: i due UAS (DJI Phantom4 Pro) all'inizio del volo in sciame.

22

3.2.2 Monitoring della crepaccia periferica

Per caratterizzare le condizioni termiche del sottosuolo nelle zone della parete rocciosa prive di neve, lungo un transetto verticale della crepaccia periferica sono stati installati dei sensori termici a differenti profondità della roccia. Per misurare la temperatura sono stati installati dei mini data logger di temperatura (Geoprecision M-Log5W-Rock). I sensori utilizzati sono termistori PT1000 con una precisione di misurazione di $\pm 0,1$ °C e una risoluzione di $0,01$ °C. I logger sono dotati di un robusto involucro in acciaio inossidabile e impermeabile (classe di protezione IP 69) e hanno un'elevata capacità di memoria, fino a 400.000 valori misurati. Grazie al loro basso consumo energetico, i logger sono ideali per l'uso di lunga durata e a condizioni critiche. L'approvvigionamento energetico del logger avviene tramite una batteria al litio sostit

tuibile (AA) che permette un tempo di funzionamento ininterrotto di diversi anni. La lettura dei dati di temperatura avviene senza contatto tramite un'interfaccia radio a 433 MHz o 915 MHz e può essere effettuata anche attraverso un manto nevoso di diversi metri.

Durante la fase preliminare di esplorazione è stato selezionato un transetto di crepaccia periferica adatto al monitoraggio della temperatura. Dopo una dettagliata valutazione dell'accessibilità e dei pericoli locali (rischio di caduta massi, caduta nella crepaccia, possibilità di protezione), per il monitoraggio della temperatura è stata selezionata un'area esposta a nord-ovest della crepaccia a circa 2.825 m s.l.m. L'area selezionata si trova approssimativamente nella linea di caduta della Ödenwinkelscharte inferiore (3.261 m s.l.m.) e nelle fotografie aeree storiche presenta ancora una spessa copertura di ghiaccio (figura 14).

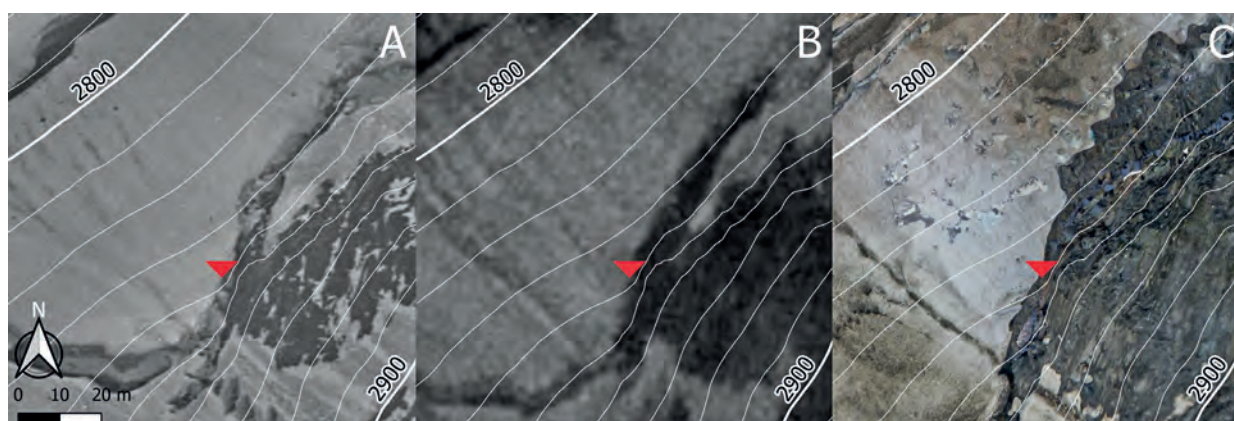


Figura 14: il sito della crepaccia periferica nelle ortofoto di (A) 1974 (Land Tirolo 1974), (B) 1991 (Land Salisburgo 1991), (C) 2019 (rilievo proprio di GEORESEARCH).

Successivamente, dei sensori di temperatura sono stati installati in tre punti differenti della crepaccia periferica selezionata. Con un trapano a batteria (diametro di perforazione 10 mm) sono stati praticati dei fori di sondaggio profondi 0,8 m, nei quali sono stati successivamente inseriti dei sensori per la misurazione della temperatura ad una profondità di 0,1 m e 0,8 m. I logger di temperatura sono stati installati (i) al livello della superficie del ghiacciaio (posizione „Crepaccia periferica A“), (ii) circa 5 m sotto la superficie del ghiacciaio (posizione „Crepaccia periferica B“) e (iii) circa 10 m sotto la superficie del ghiacciaio (posizione „Crepaccia periferica C“). Nelle posizioni „Crepaccia periferica A“

e Crepaccia periferica B“, la temperatura viene misurata esclusivamente nei fori nella roccia. Nella posizione „Crepaccia periferica C“, oltre alla temperatura della roccia viene misurata la temperatura del ghiaccio del ghiacciaio (a 0,1 e 0,8 m di profondità del foro) (figura 15).

I tre siti formano insieme un transetto verticale rappresentativo della crepaccia periferica. L'inserimento della strumentazione nella crepaccia periferica è stato realizzato in due fasi: le posizioni „Crepaccia periferica A“ e „Crepaccia periferica B“ sono state installate il 25.07.2018, la posizione „Crepaccia periferica C“ è stata aggiunta un anno dopo, il 22.08.2019.

23

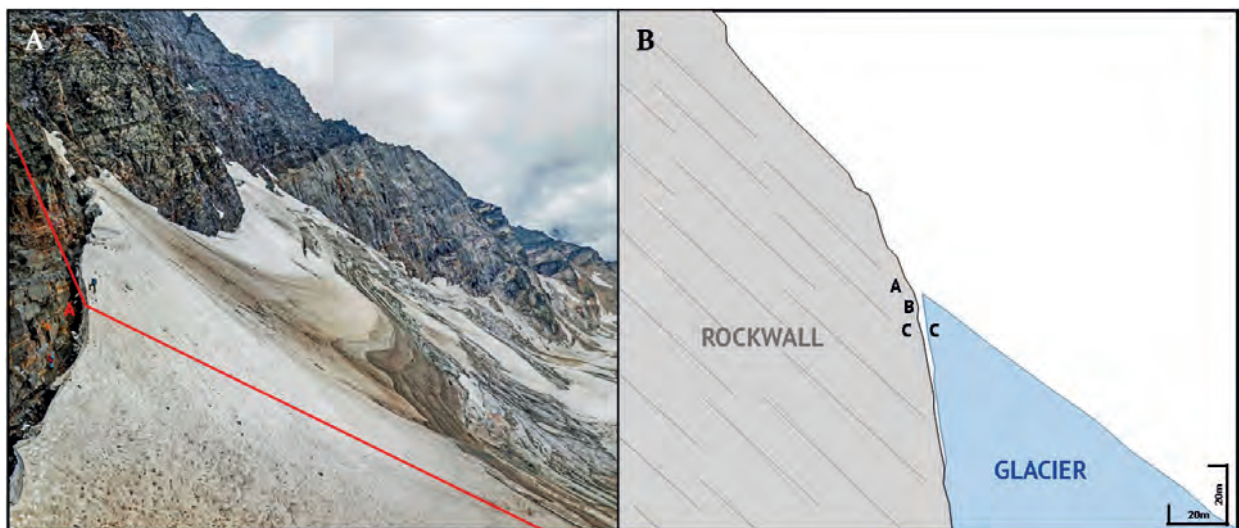


Figura 15A: fotografia panoramica della crepaccia periferica con la strumentazione nella posizione „Crepaccia periferica A“ e l'andamento della sezione trasversale rappresentato in 15B. 15B: sezione trasversale schematica che mostra le posizioni delle „Crepacce periferiche A, B e C“.



Figura 16: impressioni dei lavori di installazione nella crepaccia periferica il 25.07.2018 e il 22.08.2019 (foto: G. Valentin e R. Delleske).

3.2.3 Modellazione della stabilità della roccia

Nell'ambito di una tesi di master (a seguire indicata con "TM") scritta da Maximilian Rau (Università TU di Monaco di Baviera) dal titolo "Osservazione della stabilità di un ampio versante alpino in condizioni di cambiamento climatico per mezzo dell'approccio del continuo sull'esempio della parete nord dell'Eiskögele (Alti Tauri)" è stata eseguita una modellazione di meccanica del continuo con studio di varianti (Rau 2019). Nell'ambito della modellazione i versanti sono stati rappresentati come continuo con parametri di materiale uniformi. Gli effetti di strutture di piccola entità nell'area prossima alla superficie sono stati inoltre osservati in due varianti modificando i parametri modello. La base del lavoro è costituita da ampi esperimenti nei laboratori di meccanica delle rocce e del freddo dell'Università TU di Monaco. Per la rappresentazione dettagliata dell'analisi si rimanda ai singoli capitoli della tesi.

Prove di laboratorio

I campioni prelevati per le prove di laboratorio provengono da una trivellazione esplorativa di 200 m di lunghezza effettuata dalla società Österreichische Bundesbahnen AG (ÖBB) sul Tauernmoos (si veda TM figura 4-1). La litologia (gneis centrale) corrisponde a quella della parete nord inferiore dell'Eiskögele. Per i 31 campioni sono stati definiti densità, porosità e dimensioni. Successivamente, su un totale di 14 campioni è stata rilevata la resi-

stenza a compressione monoassiale (UCS) conformemente alla scheda 1 della Società geotecnica tedesca DGGT (Lepique 2008) allo stato congelato e non congelato. Undici campioni sono serviti al rilevamento della resistenza a trazione indiretta (BZL) conformemente alla scheda AG3.3 della DGGT (Mutschler 2004). Su cinque campioni sono state effettuate anche delle prove triassiali.

Analisi della geometria delle superfici

I dati UAS raccolti nel corso del progetto sono stati utilizzati come input per determinare la geometria delle superfici. Oltre a questo, dalle caratteristiche della superficie sono state derivate, con l'aiuto di un software QGIS, le tendenze per le informazioni sulle crepacce come parametri di ingresso dei modelli numerici.

Modellazione

Per la modellazione numerica è stato usato il pacchetto software RS2 della società "Rocscience Inc", basato su un modello ad elementi finiti. I risultati sono stati analizzati sulla base di due fattori: è stata utilizzata la "shear strength reduction" (SSR), che valuta un "Factor of Safety" (FoS) per l'intero modello, definito nell'RS2 anche come "critical strength reduction factor" (CSRF), che mette a confronto le forze di resistenza presenti con quelle in caso di cedimento, fornendo così informazioni sulle riserve di stabilità intrinseche al sistema. Come secondo fattore sono state valutate e comparate le rispettive figure di deformazione delle varianti.

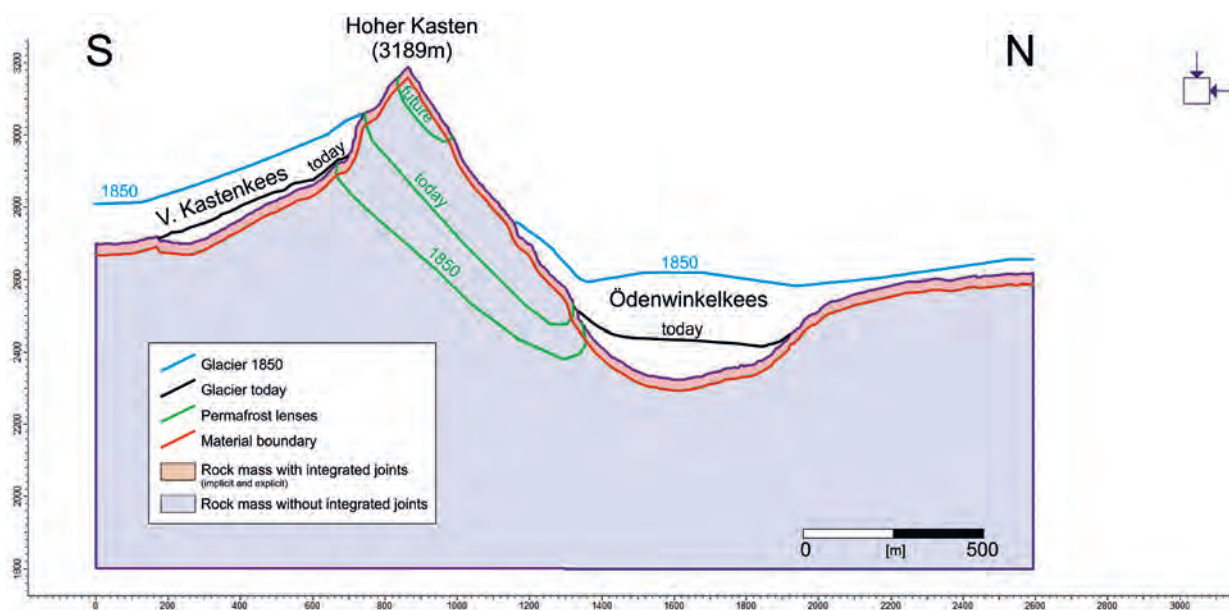


Figura 17: rappresentazione schematica del modello complessivo con i vari livelli del ghiacciaio e formazioni delle lenti di permafrost.

Complessivamente sono stati calcolati più di 450 modelli con 15 scenari climatici, che derivano dalla combinazione di tre diversi livelli del ghiacciaio (nel 1850, oggi e nel futuro) con cinque set di proprietà della roccia (Permafrost e stati di presollecitazione). La figura 17 (MS figure 4-9) mostra in forma schematica il modello con i livelli del ghiacciaio ipotizzati.

L'impatto del permafrost sul modello è stato quantificato con l'aiuto di parametri derivati da test di laboratorio allo stato congelato e non congelato. Al fine di osservare diverse dilatazioni del permafrost, i parametri derivati sono stati applicati all'intero modello (scenari "completamente congelato" e "completamente non congelato") oppure a parti del modello (scenario "lente di permafrost"). In questo ultimo scenario sono stati assegnati alle aree al di sopra del limite del permafrost parametri di congelamento, mentre alle aree al di sotto di tale limite sono stati applicati parametri di non congelamento.

Per studiare ulteriori effetti dovuti a eventuali impatti preesistenti, per gli scenari "lente di permafrost" e "non congelato" è stato impiegato un set di parametri di roccia a resistenza ridotta contrassegnato con "impatto preesistente" ed utilizzato per l'intero modello. La tabella 4 mostra le combinazioni analizzate. I parametri di roccia utilizzati sono sempre presentati, a seguire, nelle tabelle dei valori applicati.

	Senza impatto preesistente	Impatto preesistente
Completamente congelato	X	
Lente di permafrost	X	X
Non congelato	X	X

Tabella 4: set modellati di caratteristiche della roccia, (X) indica gli scenari utilizzati. kennzeichnet die verwendeten Szenarien.

All'interno di questi scenari climatici sono state a loro volta analizzate tre diverse configurazioni di modelli per studiare l'impatto di eventuali zone di allentamento vicino alla superficie, che sono brevemente descritte nelle pagine seguenti.

Modello del continuo omogeneo

La variante di base utilizza un modello del continuo omogeneo con proprietà della montagna uniformi per l'intero modello. Il passaggio dalle proprietà della roccia testate in laboratorio alle proprietà degli ammassi rocciosi viene effettuato utilizzando il GSI (Geological Strength Index) secondo Höck e Pestal (1994) e Marinos e Hoek (2000). Il GSI considera la struttura, la fratturazione (vedi TM Figg. 3-22) e le proprietà fessurali degli ammassi rocciosi e riduce i parametri della roccia applicati a parametri degli ammassi rocciosi, che rappresentano il comportamento meccanico degli ammassi di roccia „spalmato“ sull'intero modello. I parametri utilizzati in questa configurazione di modello sono rappresentati nella tabella 5 (si veda TM tabella 4-4).

Modello del continuo con crepacce implicitamente integrate

Due ulteriori modelli integrano una zona di allentamento prossima alla superficie con crepacce rappresentate in modo implicito o esplicito nelle aree vicine alla superficie segnate in rosa nella figura 17. "Implicito" o "esplicito" si riferisce a come le crepacce sono rappresentate nel modello: la prima variante considera l'allentamento prossimo alla superficie con un GSI più basso in questa zona. Poiché le crepacce in questa variante non sono rappresentate geometricamente, bensì in modo "impreciso", la variante è definita "implicita". I parametri di ingresso utilizzati in questo caso sono riportati nella tabella 6 (TM Tab. 4-5).

Description	Symb.	Unit	stressed	unfrozen	frozen	Remarks	Used Formulas
General Input							
Unit Weight	Y	MN/m ³	0.0265	0.0265	0.0265	Density Determination	-
Field Stress Factor	K = h/v	-	1.0	1.0	1.0	Estimation	-
Geol. Strength Index	GSI	-	70	70	70	Estimation with RMR	Hoek & Brown 1997
Disturbance Factor	D	-	0.0 res: 0.7	0.0 res: 0.7	0.0 res: 0.7	Evert Hoek (Rocscience)	-
Dilation Parameter	DP	°	0	0	0	Rocscience website	-
Intact Rock E-Modulus	E _i	MPa	36500 ¹	40500	42000	Uniaxial Compression Test	-
Rock Mass E-Modulus	E _{rm}	MPa	26748 res: 12323	29679 res: 13673	30778 res: 14179	Estimation with E _i , D and GSI	Hoek & Diederichs 2006
Poisson's Ratio	ν	-	0.23	0.23	0.13	Uniaxial Compression Test	-
Intact Rock Constant	m _i	-	16.88 ¹	18.76	20.64 ²	Triaxial Compression Test	Hoek & Brown 1997
Intact Uniaxial Compr. Strength	σ _u	MPa	99.5 ¹	110.5	113.0	Uniaxial Compression Test	-
Rock Mass Constant	m _b	-	5.78 res: 3.25	6.43 res: 3.61	7.07 res: 3.97	Estimation with m _i , GSI and D	Hoek et al. 2002
Rock Mass Constant	s	-	0.04 res: 0.01	0.04 res: 0.01	0.04 res: 0.01	Estimation with GSI and D	Hoek et al. 2002
Rock Mass Constant	a	-	0.50 res: 0.50	0.50 res: 0.50	0.50 res: 0.50	Estimation with GSI	Hoek et al. 2002
Tensile Strength	σ _{t,rm}	MPa	-0.61 res: -0.4	-0.60 res: -0.40	-0.60 res: -0.20	Estimation with s, σ _u and m _b	Hoek et al. 2002
Rock Mass Friction Angle	φ _{HB}	°	46.70 res: 42.20	48.30 res: 43.90	49.30 res: 44.40	Complex Estimation	Hoek et al. 2002
Rock Mass Cohesion	c _{HB}	MPa	5.20 res: 4.07	5.60 res: 4.40	5.70 res: 5.30	Complex Estimation	Hoek et al. 2002
Height of Shear Plane	H	m	600	600	600	Estimation	-
HB							
MC							

1: unfrozen value -10%; 2: unfrozen value +10%

Tabelle 5: Eingangsparameter für reines Kontinuumsmodell (ohne integrierte oberflächennahe Klüfte).

	Description	Symb.	Unit	stressed	unfrozen	frozen	Remarks	Used Formulas
General Input	Unit Weight	γ	MN/m ³	0.0265	0.0265	0.0265	Density Determination	-
	Field Stress Factor	$K = h/v$	-	1.0	1.0	1.0	Estimation	-
	Geol. Strength Index	GSI	-	35	35	35	Estimation with RMR	-
	Disturbance Factor	D	-	0.0	res: 0.7	0.0	Evert Hoek (Rocscience)	-
	Dilation Parameter	DP	°	0	0	0	Rocscience website	-
	Intact Rock E-Modulus	E_i	MPa	36500 ¹	40500	42000	Uniaxial Compression Test	-
	Rock Mass E-Modulus	E_{rm}	MPa	4139	res: 1635	4820	Estimation with E_i , D and GSI	Hoek & Diederichs 2006
	Poisson's Ratio	ν	-	0.23	0.23	0.13	Uniaxial Compression Test	-
	Intact Rock Constant	m_i	-	16.88 ¹	18.76	20.64 ²	Triaxial Compression Test	Hoek & Brown 1997
	Intact Uniaxial Compr. Strength	σ_u	MPa	99.5 ¹	110.5	113.0	Uniaxial Compression Test	-
HB	Rock Mass Constant	m_b	-	1.66	res: 0.47	2.03	Estimation with m_i , GSI and D	Hoek et al. 2002
	Rock Mass Constant	s	-	0.001	res: 0	0.001	Estimation with GSI and D	Hoek et al. 2002
	Rock Mass Constant	a	-	0.516	res: 0.516	0.516	Estimation with GSI	Hoek et al. 2002
	Tensile Strength	$\sigma_{t,rm}$	MPa	-0.044	res: -0.017	-0.041	Estimation with s , σ_u and m_b	Hoek et al. 2002
	Rock Mass Friction Angle	φ_{HB}	°	68.1	res: 62.0	69.9	Complex Estimation	Renani & Martin 2019, Hoek et al. 2002
MC	Rock Mass Cohesion	c_{HB}	MPa	0.21	res: 0.10	0.22	Complex Estimation	
	Height of Shear Plane	H	m	30	30	30	Estimation	-

1: unfrozen value -10%; 2: unfrozen value +10%

Tabella 6: parametri di ingresso per i modelli con crepacce integrate implicitamente in prossimità della superficie.

Modello del continuo con crepacce integrate esplicitamente

Nella terza variante dei modelli, le crepacce in prossimità della superficie sono rappresentate in forma geometrica (figura 18). La geometria delle crepacce o dei blocchi rocciosi è derivata dai dati presentati nel capitolo 3.3.3 relativi all'analisi della geometria delle superfici. La tabella 7 mostra le geometrie utilizzate per la modellazione.

28

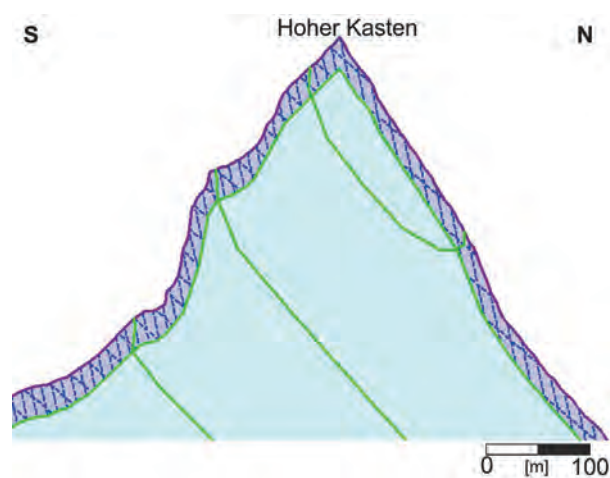


Figura 18: insiemi di crepacce integrate esplicitamente (linee tratteggiate in blu) sulla cresta dell'Hoher Kasten.

Joint Model	Parallel Statistical	
Joint End Condition	Open at Surface Contact	
Trace Plane Dip Direction	101°	
Joint Sets	J1	J2
Dip	78°	51°
Dip Direction	8°	57°
Spacing	10 m	20 m
Length	5 m	5 m
Persistence	0.7	0.7

Tabella 7: Geometrie delle crepacce derivate per le crepacce in prossimità della superficie esplicitamente integrate.

A seconda del rispettivo scenario del permafrost, alle crepacce sono state assegnate diverse proprietà (congelamento, non congelamento, ghiaccio) indicate nella tabella 8. Inoltre, ulteriori analisi di sensibilità sono state eseguite per tutti i 15 scenari climatici, effettuando modifiche al GSI, al campo di sollecitazione e alla profondità delle zone di allentamento, e confrontando i risultati. Sono stati applicati il modello di Mohr-Coulomb e il modello di Hoek-Brown. A causa della stabilità numerica, nel caso concreto di applicazione alla fine si è proceduto soltanto con il modello di Mohr-Coulomb (cfr. TM capitoli 5.3.2.1 e 6.3.2.1).

Description	Symb.	Unit	unfrozen		frozen		ice-filled		Remarks
Joint Tensile Strength	σ_t	MPa	0	res: 0	2.0	res: 1.3	2.0	res: 1.3	KRAUTBLATTER et al. 2013
Joint Friction Angle	φ_j	°	35	res: 23	41.0	res: 27.0	55.8	res: 37.2	KRAUTBLATTER et al. 2013; MAMOT et al. 2018 (for -5°C)
Joint Cohesion	c_j	MPa	0	res: 0	0.1	res: 0.0	0.4	res: 0.3	
Joint Normal Stiffness	k_n	MPa/m	100 000		100 000		100 000		Default in RS2
Joint Shear Stiffness	k_s	MPa/m	10 000		10 000		10 000		Default in RS2

Tabella 8: proprietà delle crepacce in prossimità della superficie esplicitamente integrate.

3.2.4 Monitoraggio climatico

Le stazioni meteorologiche in alta montagna ad altitudini superiori ai >2500 m s.l.m. sono rare e forniscono un prezioso contributo alla ricerca sull'impatto del clima ad alta quota e alla pianificazione delle misure di adattamento. Nell'ambito del presente progetto Arge Alp, il 29 agosto 2018 la ÖBB Infrastruktur AG ha installato sull'altopiano dell'Hoher Sand (2650 m s.l.m.) una stazione meteorologica completamente automatica (fig. 19).

La stazione meteorologica consiste in un tubo di alluminio lungo 3 m, che è fissato alla roccia per mezzo di ancoraggi e rinforzato su tre lati. Un pannello fotovoltaico da 12 volt con una potenza di 50 watt ne assicura l'alimentazione. I dati misurati vengono rilevati da un registratore di dati (Ott netDL1000) e tramite la rete di telefonia mobile trasmessi ogni mezz'ora a un server della ÖBB Infrastruktur AG. La stazione meteorologica registra i seguenti parametri: (i) direzione e velocità del vento (monitor del vento Young 05103V-45), (ii) precipitazioni (Young

52202), (iii) radiazione (piranometro / pirgeometro Huskeflux NR01-05), (iv) precipitazione nevosa (sensore a ultrasuoni Campbell Scientific SR50AH), (v)

umidità e temperatura dell'aria (sensore combinato Ott Fat Ott TRH) e (vi) pressione atmosferica (barometro Vaisala PTB110).

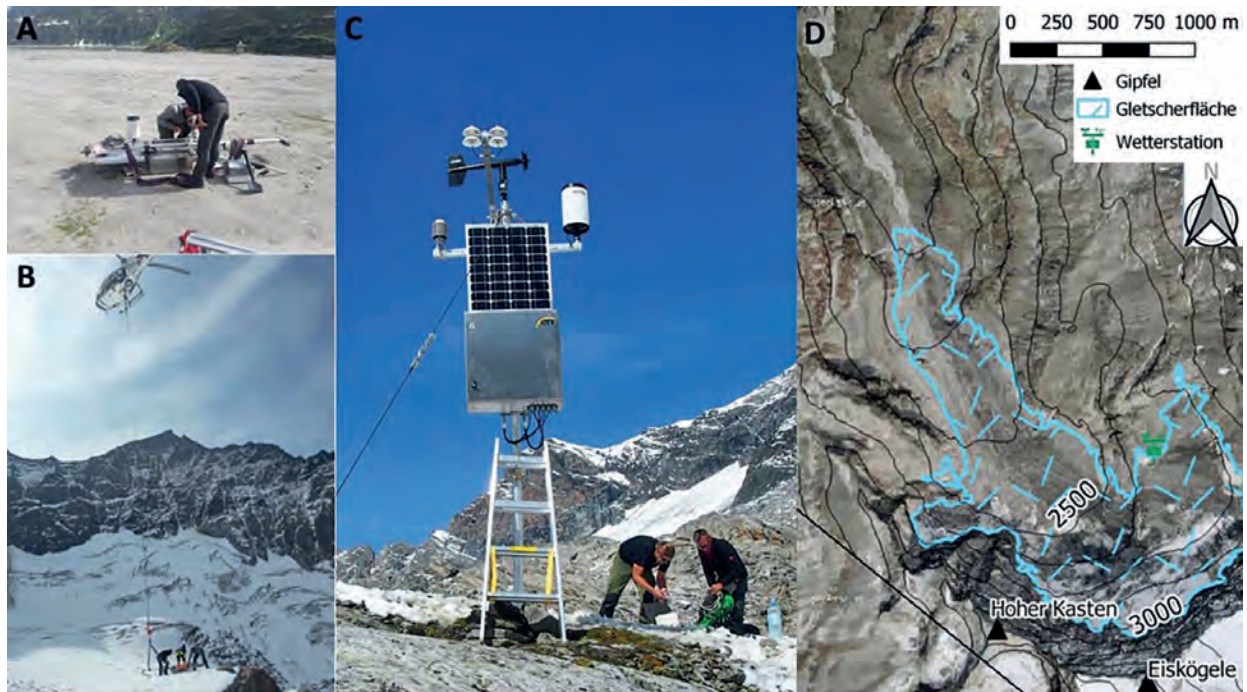


Figura 19: costruzione della stazione meteorologica sull'Hoher Sand (2.650 m s.l.m.). A: preparazione del trasporto in elicottero. B: trasporto in elicottero alla sede della stazione meteo (vista nord). C: costruzione della stazione meteorologica (vista sud). D: posizione geografica.

3.3 Risultati

3.3.1 Monitoraggio delle superfici

Inventario dei crolli di roccia (2008-2019)

L'inventario dei crolli di roccia presentato qui di seguito si basa su un'analisi combinata dei dati di scansione laser aerea ("Airborne Laser-scanning") del 2008 (Land Salisburgo 2008), dei dati di scansione laser terrestre del 2015, 2016, 2018 e 2019 (cfr. capitolo 3.2.1) e dei rilevamenti fotogrammetrici con drone del 2019 (cfr. capitolo 3.2.1).

I set di dati provenienti da fonti diverse (ALS, TLS, UAS) hanno una qualità non omogenea. Per garantirne la comparabilità, sono stati inclusi nell'analisi solo gli eventi con volumi $>100 \text{ m}^3$. Durante il periodo di osservazione di undici anni (da novembre 2008 a settembre 2019) si sono registrati in totale 23 crolli di roccia per un volume complessivo di 25.340 m^3 . Gli eventi hanno interessato un volume compreso tra i 126 m^3 e i 6.762 m^3 . Più della metà dei crolli di roccia identificati ($n = 15$) ave-

vano volumi $<500 \text{ m}^3$, e sono state registrate sei crolli di roccia con volumi $>1.000 \text{ m}^3$ (figura 20).

Per un'ulteriore caratterizzazione spazio-temporale dell'attività di crolli rocciosi osservata è stata eseguita per la presente distribuzione di frequenza-magnitudo un'analisi della regressione (figura 21). L'analisi mostra che la distribuzione, che si estende su due grandezze, può essere rappresentata da una funzione di potenza ($R^2 = 0,96$). I risultati della regressione ottenuti sono coerenti con diversi studi in cui le distribuzioni frequenza-magnitudo sono state descritte da funzioni di potenza (Barlow et al. 2012; Bennett et al. 2012; Dussauge-Peisser et al. 2002).

L'esponente della funzione di potenza rilevata è considerato un parametro importante per il confronto degli inventari dei movimenti di masse. L'esponente calcolato in questo studio ($b = 0,69$) si trova nella gamma di valori tipici per gli inventari di crolli rocciosi (Dussauge et al. 2003; Bennett et al. 2012).

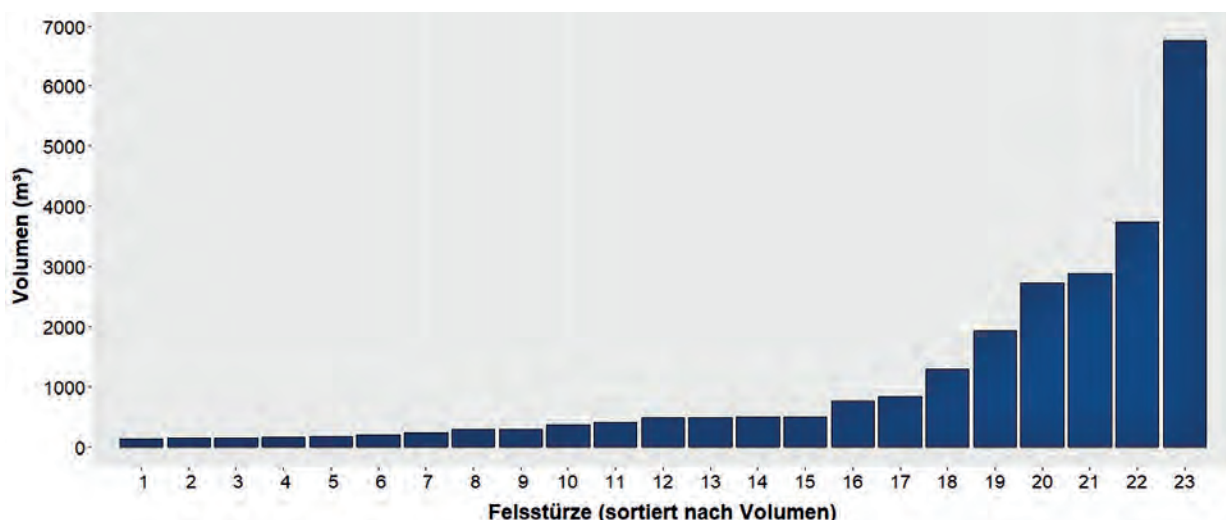


Figura 20: rappresentazione delle dimensioni dei crolli di roccia identificati in ordine di grandezza (n = 23). I volumi della maggior parte dei crolli (n = 15) erano compresi tra i 100 m³ (= soglia di rilevamento) e i 500 m³. Sono stati registrati sei eventi con volumi >1.000 m³.

All'estremità inferiore della gamma di magnitudo (100- 200 m³) non c'è deviazione (,rollover') della distribuzione misurata dalla funzione di potenza calcolata. I rollover sono segni tipici per la sotto-rilevazione di eventi più ridotti, per lo più causati da una capacità di risoluzione limitata

nell'acquisizione dei dati all'estremità inferiore della gamma di magnitudo (Strunden et al. 2015; Hartmeyer et al. 2020b). L'assenza di rollover sottolinea la qualità dei dati raccolti e indica un rilevamento coerente di tutti gli eventi sopra la soglia definita di 100 m³.

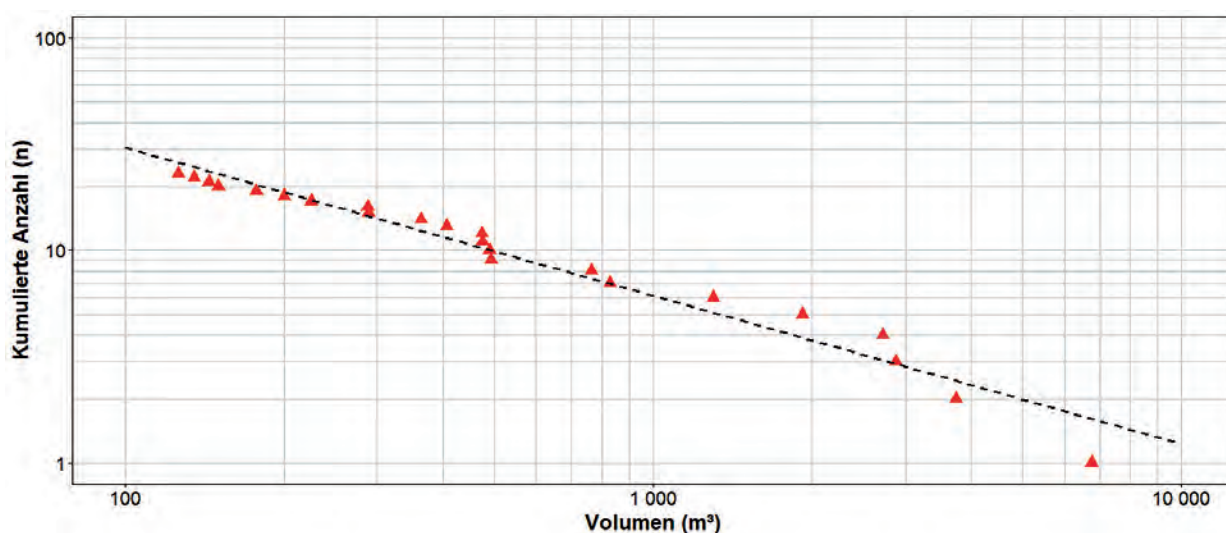


Figura 21: distribuzione di frequenza e magnitudo dei crolli di roccia registrati nel periodo di osservazione di undici anni (2008 - 2019). L'analisi della regressione eseguita ha prodotto una funzione di potenza (linea tratteggiata) con esponente $b = 0,69$ e un alto coefficiente di determinazione $R^2 = 0,96$.

Analisi dell'esposizione e dell'altitudine

L'area totale delle pareti rocciose analizzate è di circa 1,9 milioni di m² (190 ha). Di questi, circa due terzi (68%) si trovano a nord (315-45° N) e circa un quarto (24%) a ovest (225-315° N), mentre a est (45-135° N) si trova il 7% della superficie totale, e a sud (135-225° N) soltanto l'1%.

La maggior parte delle aree di distacco identificate si trova in zone esposte a nord (n = 14) e a ovest (n = 7), due aree di distacco sono esposte a est. I crolli di roccia provenienti da siti esposti a nord rappresentano circa il 53% (13.493 m³) del volume totale, mentre quelli da siti esposti a ovest sono

circa il 44% (11.195 m³) e quelli da siti esposti a est circa il 3% (652 m³) (figura 22).

La figura 23 mostra la distribuzione spaziale delle aree di distacco identificate all'interno delle pareti rocciose analizzate. Si evidenzia (i) un accumulo di crolli rocciosi nello gneiss granitico compatto del nucleo del Granatspitz, dove i sistemi di crepacce a forte pendenza contribuiscono alla formazione di grandi blocchi rocciosi allungati (metà occidentale dell'area di studio), e (ii) un accumulo di crolli rocciosi nelle immediate vicinanze del ghiacciaio o nelle aree basse delle pareti rocciose. Durante il periodo di osservazione non ci sono stati eventi importanti lungo le attuali linee di faglia.

Al momento dell'indagine, quattro delle 23 aree di distacco identificate erano situate direttamente sul margine del ghiaccio. Il volume dei quattro crolli di roccia situati sul margine del ghiaccio ammontava a un totale di 8.305 m³. Circa un terzo (33%) del volume totale (25.340 m³) proviene

quindi da una frangia relativamente stretta lungo l'attuale linea di margine del ghiaccio. Tre ulteriori crolli con un volume di 1.024 m³ (4% del volume totale) si sono verificati appena al di fuori dell'attuale limite delle nevi perenni, ma all'interno o in posizione direttamente adiacente alla linea di margine di ghiaccio dell'anno 1974, che è stata ricostruita sulla base di un'ortofotografia (Land Tirolo 1974).

Oltre a una concentrazione di crolli di roccia sulla linea di margine del ghiaccio, si può osservare un notevole accumulo di aree di distacco nelle aree inferiori della parete che non sono a contatto diretto con il ghiaccio - e non sono mai state in contatto diretto con il ghiaccio neanche negli ultimi decenni. In tutto sette crolli, per un volume complessivo di 11.496 m³ (45% del volume totale), interessano questa zona.

La dipendenza degli eventi dall'altitudine diventa particolarmente evidente con il calcolo dell'atti-

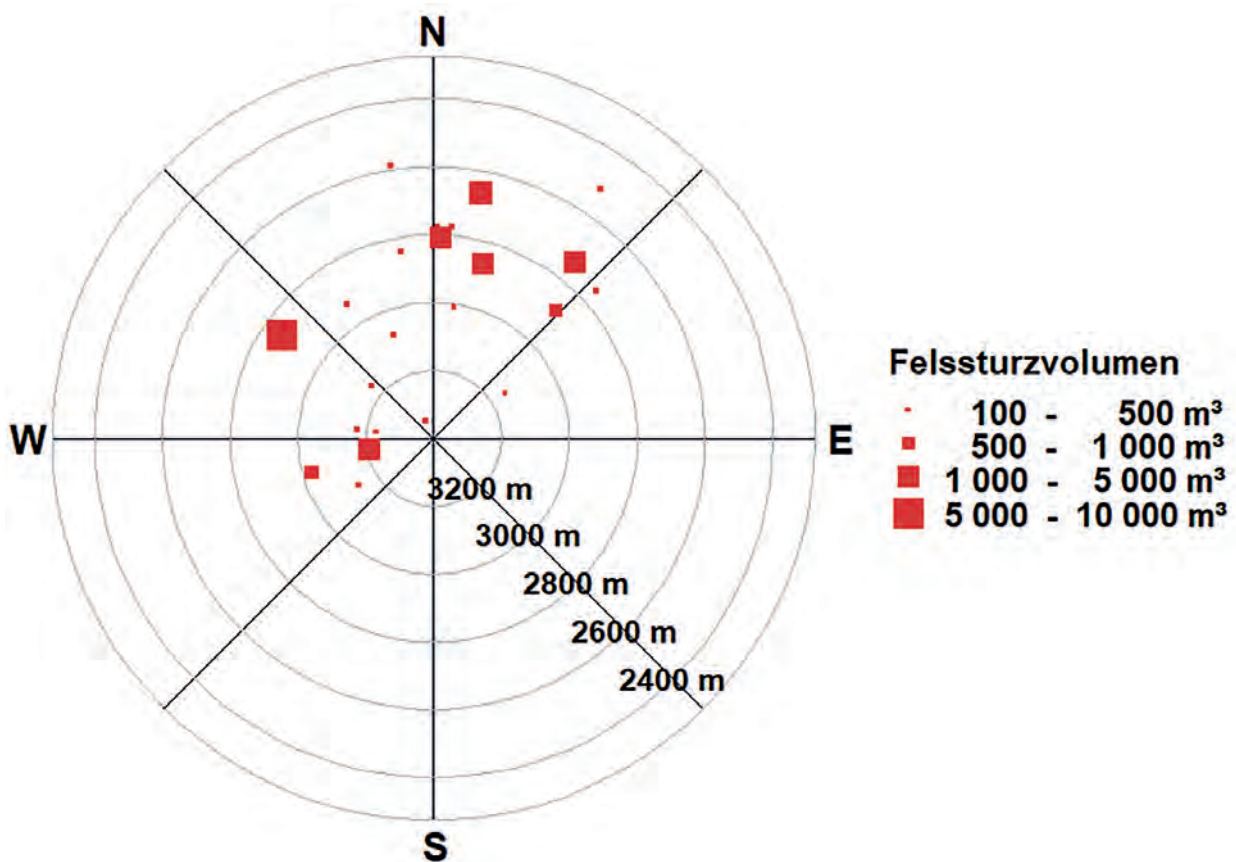


Figura 22: esposizione e altitudine dei 23 crolli di roccia identificati. Nelle aree esposte a nord (il 68% della superficie rocciosa) si sono registrati 14 eventi (13.493 m³), mentre in quelle esposte a ovest (il 24% della superficie rocciosa) se ne sono rilevati sette (11.195 m³).

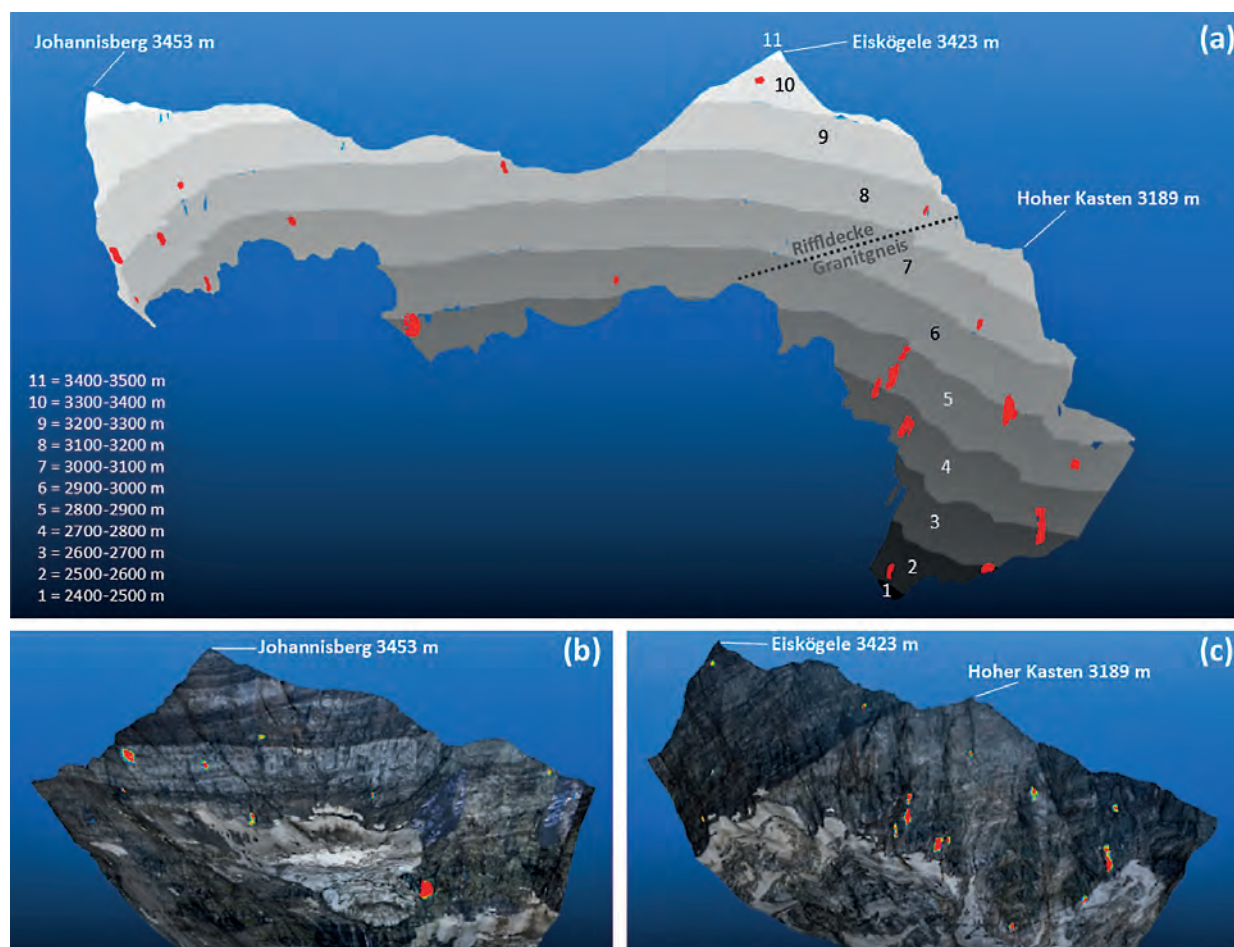


Figura 23a: porzioni di superficie classificate secondo livelli di altitudine di 100m. Alle quote più basse (<2.900 m s.l.m.) si osserva un notevole accumulo di aree di distacco (la linea tratteggiata simboleggia la linea di faglia tra il nucleo del Granat-spitz (gneiss granitico) e il Riffel). 25b/c: posizione delle aree di distacco identificate nella metà orientale (b) e occidentale (c) dell'area analizzata.

vità di crolli rocciosi normalizzata per superficie, cioè prendendo come riferimento la superficie presente ai rispettivi livelli di altitudine (figura 24). Il più alto numero normalizzato di crolli rocciosi (0,56 per ettaro) è stato registrato al livello di altitudine più basso (2.500-2.600 m s.l.m.), ma a causa della bassa estensione di superficie (circa 3,6 ettari) questo valore è poco significativo. I secondi valori più alti sono stati osservati a livelli di altitudine con maggiore superficie compresi tra 2.700 e 2.900 m s.l.m. (0,23-0,32 per ettaro), mentre ai livelli di altitudine superiori ai 2.900 m s.l.m., anch'essi molto estesi, sono stati registrati valori costantemente bassi (<0,1 per ettaro) (figura 25b).

Un quadro ancora più chiaro emerge osservando i volumi di crolli rocciosi normalizzati. Al primo posto si posiziona il livello di altitudine 2.800-2.900 m (528 m³ per ettaro), seguito dai tre livelli di

altitudine direttamente sottostanti (2.500-2.800 m s.l.m.) con valori di 268-381 m³ per ettaro di superficie rocciosa. Ad altitudini superiori ai 2.900 m s.l.m., invece, sono stati registrati valori costantemente bassi (<30 m³ per ettaro); solo ad una altitudine di 3.200-3.300 m s.l.m. il volume normalizzato del crollo roccioso è risultato leggermente più alto con 107 m³ per ettaro di superficie rocciosa (fig. 25d).

La dipendenza dell'attività di crolli rocciosi dall'altitudine è stata successivamente studiata separatamente per le due unità geologiche presenti nell'area analizzata (gneiss granitico/copertura del Riffel) (figura 26). Per l'unità relativamente omogenea dello gneiss granitico (nucleo del Granat-spitz) è stata riscontrata un'attività di crolli rocciosi costantemente elevata alle altitudini comprese tra i 2.500 e i 2.900 m s.l.m. con volumi normalizzati di 250-400 m³ per ettaro di superficie rocciosa.

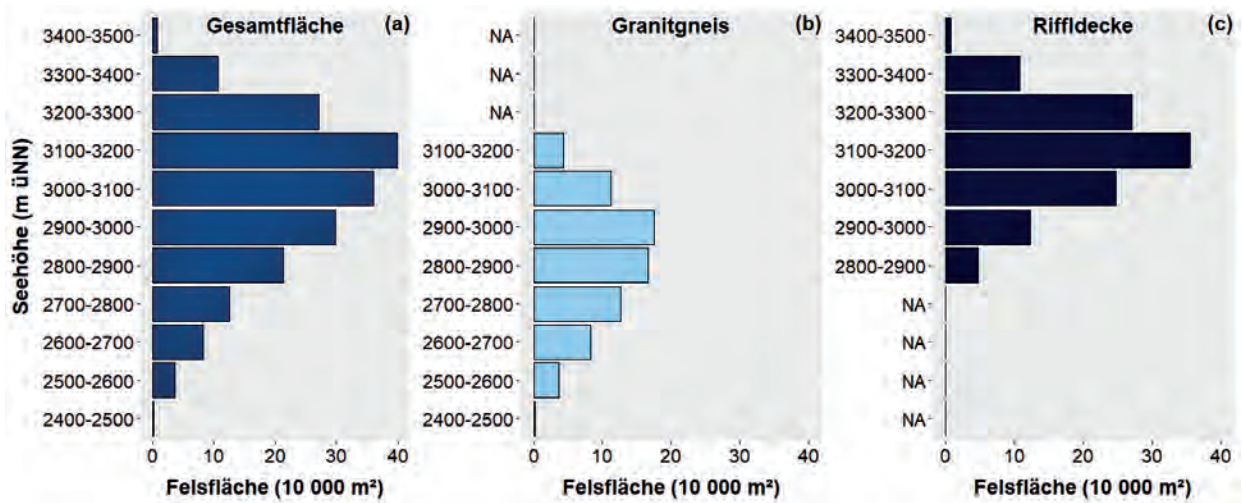


Figura 24: porzioni di superficie classificate secondo livelli di altitudine e appartenenza all'unità geologica; (a) porzioni di superficie per l'intera area di analisi (superficie 190 ha); (b) porzioni di superficie all'interno del nucleo del Granatspitz (gneis granitico) (superficie 74 ha); (c) porzioni di superficie all'interno della copertura del Riffel (superficie 116 ha).

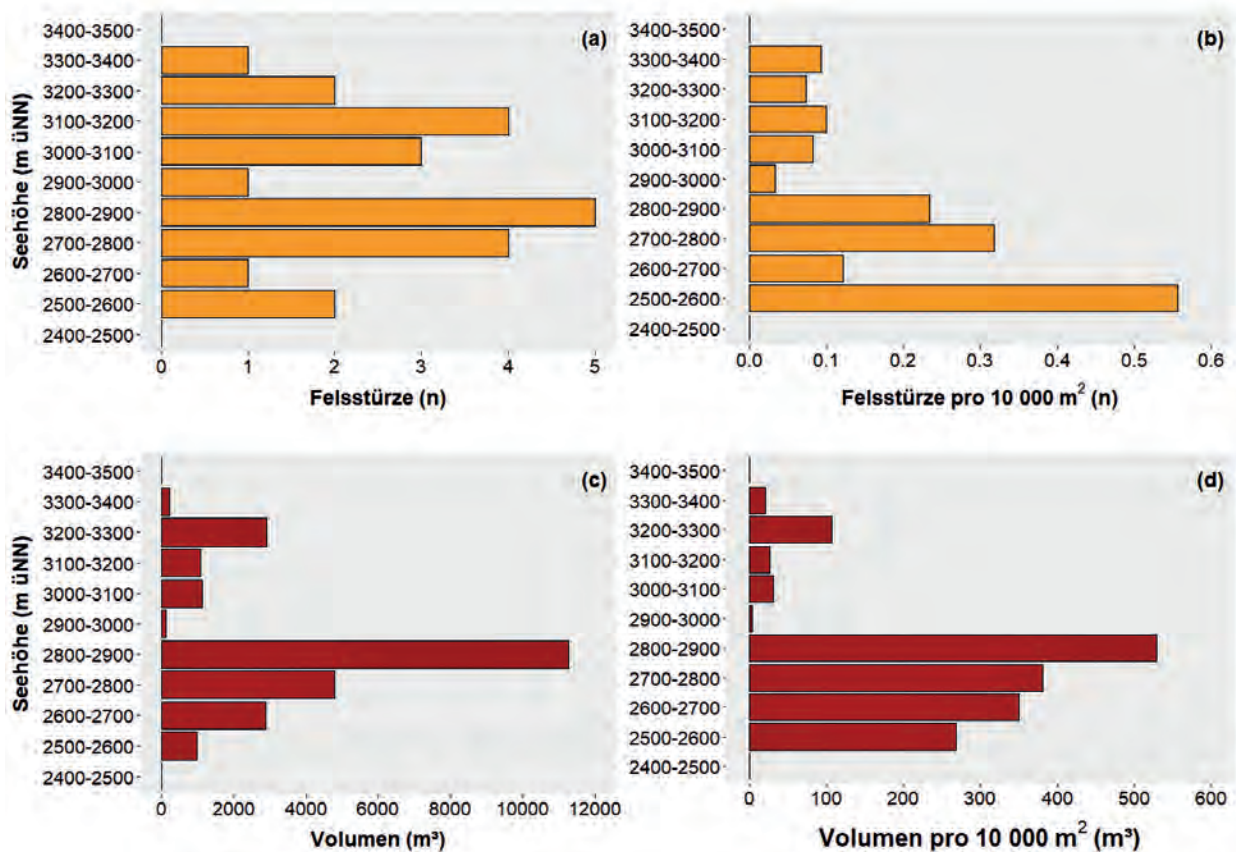


Figura 25: La classificazione dell'attività di crolli rocciosi in base ai livelli di altitudine mostra valori significativamente maggiori nelle zone più basse dell'area di studio (<2.900 m s.l.m.). (a) Numero assoluto di crolli rocciosi; (b) numero di crolli rocciosi normalizzato per superficie; (c) volume assoluto dei crolli rocciosi; (d) volume dei crolli rocciosi normalizzato per superficie.

L'attività nelle zone più alte dello gneiss granitico (>2.900 m s.l.m.), invece, è stata estremamente ridotta, anche se in linea di principio a questa altitudine ci sono superfici molto estese (44% del tota-

le) (figura 26c). La forte dipendenza dall'altitudine riscontrata nell'analisi complessiva di tutte le pareti rocciose è quindi evidente anche quando si considera separatamente l'unità granito-gneiss.

Per le rocce sovrapposte della copertura del Riffel eterogenea (gneiss, scisti) è stato misurato al livello di altitudine più basso (2.800-2.900 m s.l.m.) un volume normalizzato estremamente elevato (1.448 m³ per ettaro), che può essere attribuito al più esteso crollo roccioso identificato durante il periodo di osservazione (6.762 m³, 2016-18). Nelle

zone più alte della copertura del Riffel (>2.900 m s.l.m.) si è registrata un'attività di crolli rocciosi molto ridotta (figura 26d). Occorre sottolineare ancora una volta che il presente studio prende in considerazione solo i volumi >100 m³ e non rileva gli eventi più ridotti.

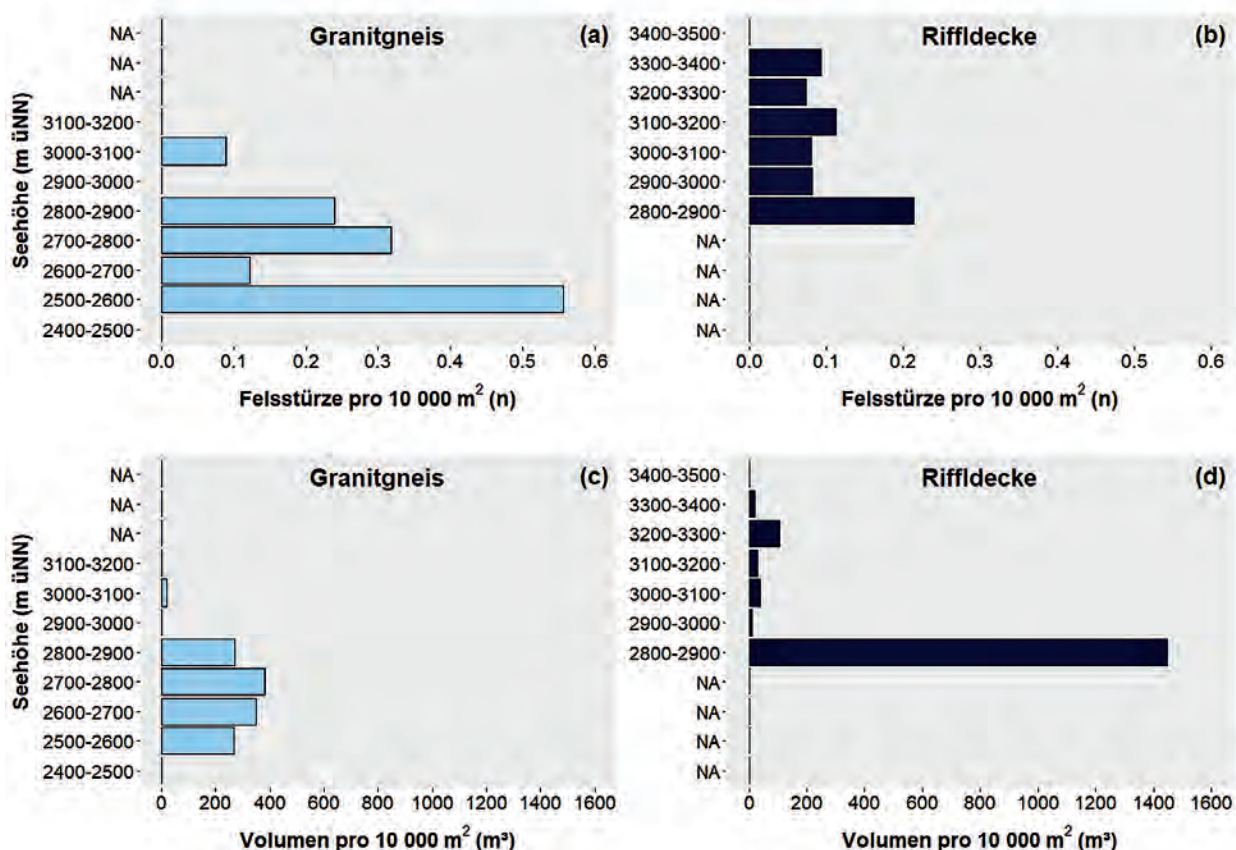


Figura 26: numero normalizzato e volume normalizzato classificati per livello di altitudine e appartenenza all'unità geologica (gneiss granitico/copertura del Riffel). In entrambe le unità si riscontra una maggiore attività ai bassi livelli di altitudine. (a) Volume normalizzato nello gneiss granitico; (b) numero normalizzato nella copertura del Riffel; (c) volume normalizzato nello gneiss granitico; (d) volume normalizzato nella copertura del Riffel.

Profondità delle superfici di cedimento

Il confronto multitemporale dei rilievi effettuato sulla base dei dati ALS, TLS e UAV disponibili oltre al calcolo del volume permette la ricostruzione della relativa profondità di cedimento. Le profondità di cedimento tracciate oscillano tra i 2,2 e gli 8,9 m (figura 27). La profondità media di cedimento è di 4,0 m, solo in quattro casi sono state registrate profondità di cedimento > 5 m. I crolli rocciosi nello gneiss granitico hanno mostrato in media (media: 4,3, mediana: 4,3) una profondità di cedimento molto maggiore rispetto ai crolli rocciosi della copertura del Riffel (media: 3,7, mediana: 3,0), il che ancora una volta indica il

cedimento di blocchi relativamente grandi nello gneiss granitico.

L'analisi comparativa della profondità di cedimento e dell'altitudine indica una chiara correlazione (figura 27, figura 28). Con l'aumento dell'altitudine si osserva in media una diminuzione della profondità di cedimento. L'altitudine media di tutti i crolli rocciosi con profondità di cedimento > 5 m è di circa 3 100 m s.l.m. Raggruppando le profondità di cedimento in classi di un metro in ordine decrescente, si osserva una notevole diminuzione dell'altitudine di circa 100 m per ogni classe (figura 27).

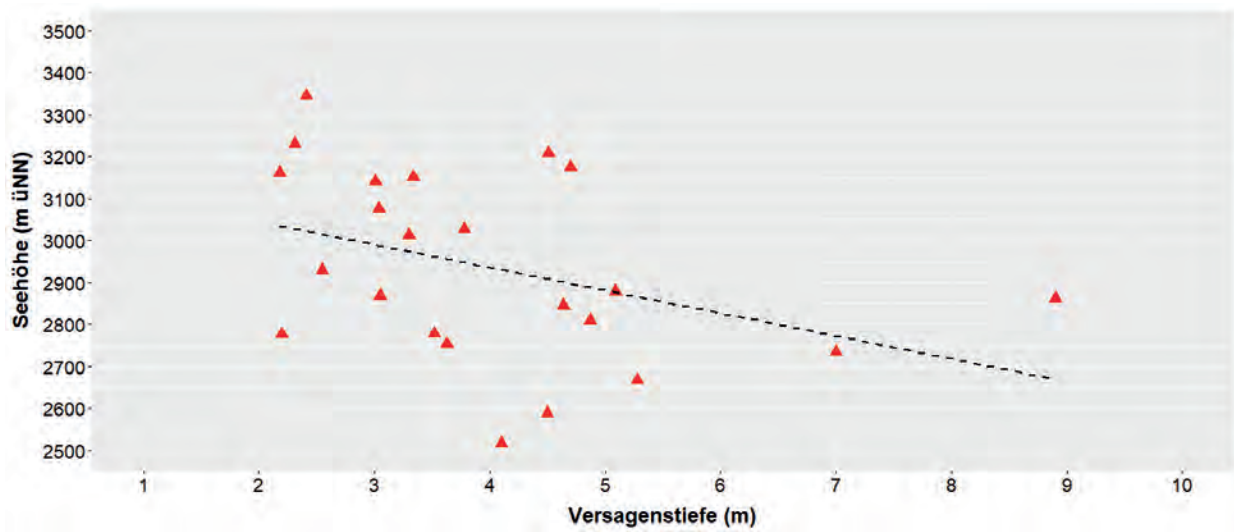


Figura 27: profondità delle superfici di cedimento di tutti i crolli rocciosi identificati. I crolli rocciosi nello gneiss granitico hanno in media una superficie di cedimento significativamente più profonda. La profondità media di cedimento diminuisce con l'aumentare dell'altitudine. *Profondità di cedimento (suddivisione in classi), **Altitudine media della rispettiva classe di profondità di cedimento.

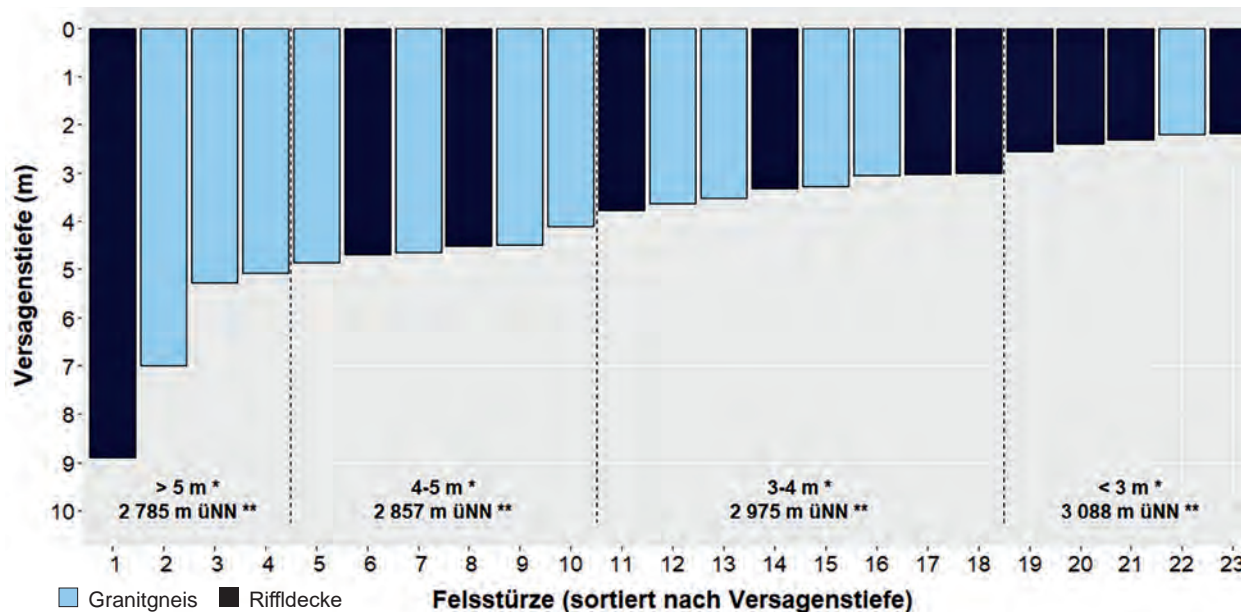


Figura 28: con la diminuzione dell'altitudine si riscontra in media un aumento delle profondità di cedimento. Dall'analisi della regressione lineare si ottiene come risultato un coefficiente di correlazione $R^2 = 0,15$.

Cambiamenti del ghiacciaio (2008-2019)

Il ghiacciaio dell'Ödenwinkelkees tra il 2008 e il 2019 ha perso circa 22,5 milioni di m³ di ghiaccio, con una riduzione media dello spessore del ghiaccio di 11,5 m. Le maggiori perdite di spessore (-51 m) sono state misurate nella zona della lingua del ghiacciaio (figura 29).

La perdita di superficie dell'Ödenwinkelkees dal livello massimo del 1850 ammonta a circa 1,7 km². Negli ultimi undici anni (2008-2019) la superficie del ghiacciaio è diminuita di circa il 15% (-0,25 km²) e misura 1,6 km² (figura 30 e figura 31).

36

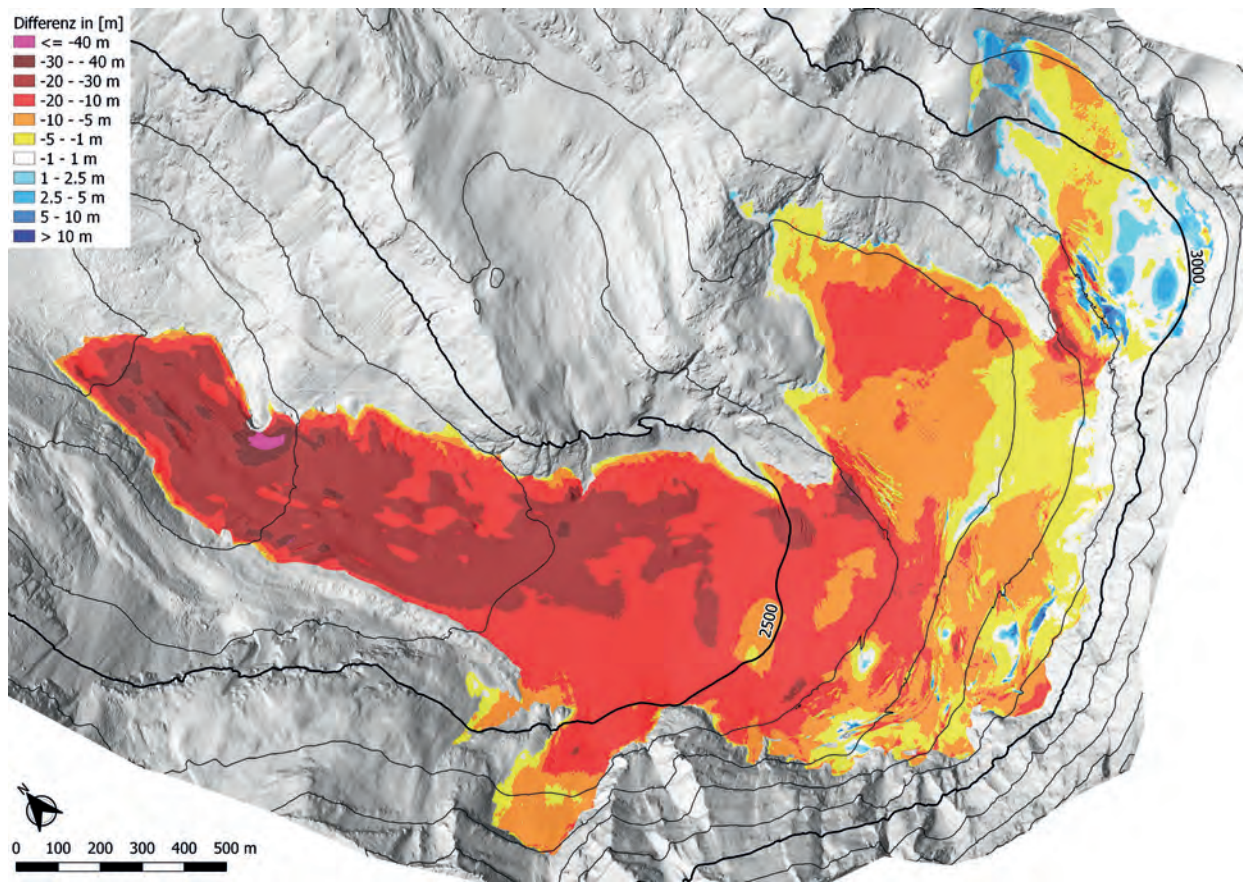


Figura 29: cambiamenti di spessore sull'Ödenwinkelkees tra il 2008 e il 2019.

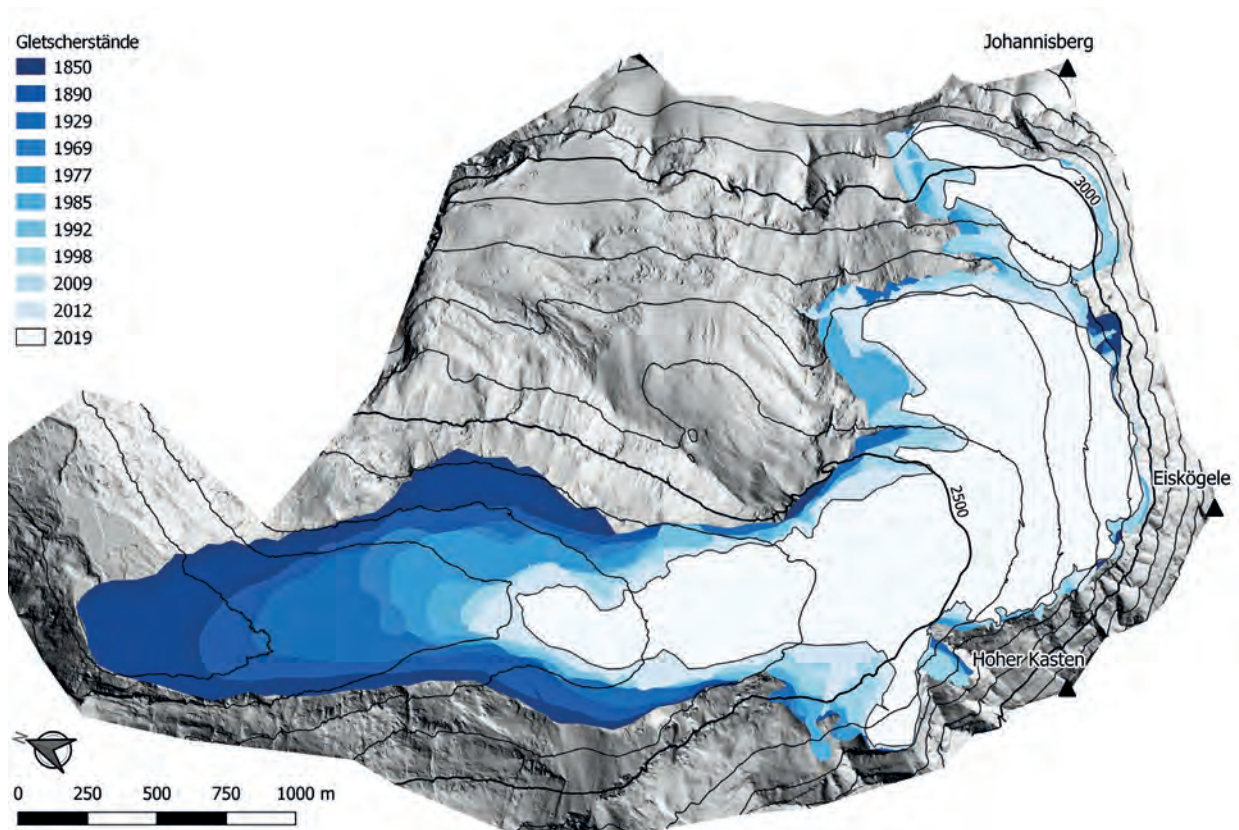
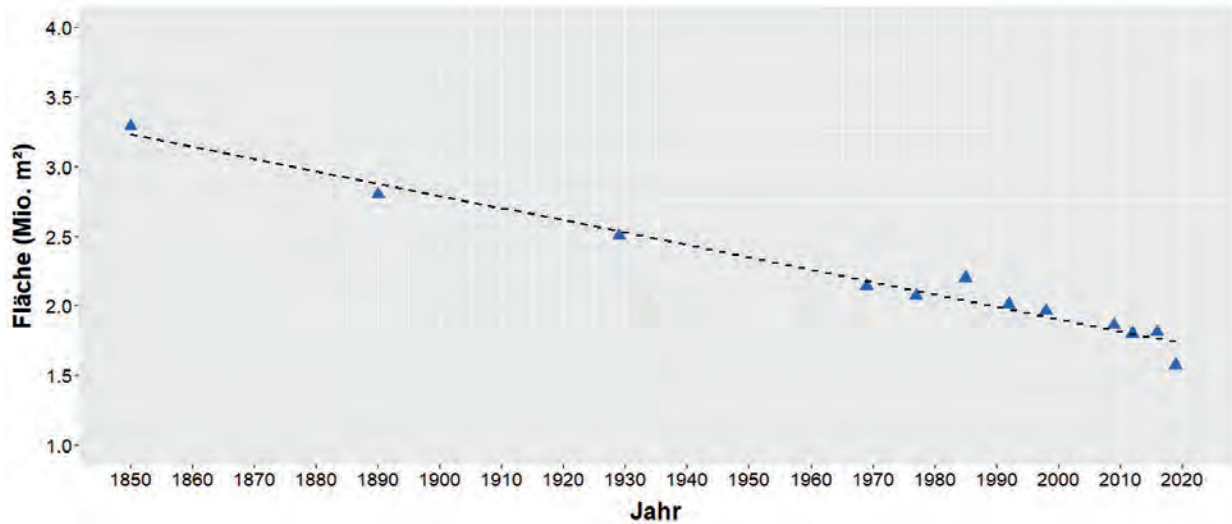


Figura 30: livelli del ghiacciaio dell'Ödenwinkelkees dal 1850 al 2019. Livelli del ghiacciaio: 1850-1998 secondo Carrivick et al. (2015), 2009-2012 secondo il Land Salisburgo (2009, 2012), 2019 in base a rilevamento effettuato da GEORESEARCH.

Oltre al forte scioglimento del ghiacciaio nel bacino di ablazione e il conseguente accorciamento della lingua del ghiacciaio, ci sono stati anche cambiamenti significativi nel bacino collettore. Così la linea del

marginale del ghiaccio sulle pareti rocciose si è abbassata in media da 2.877 a 2.857 m s.l.m. tra il 1974 e il 2019. La riduzione di in media 20 m ha portato all'esposizione di circa 120.000 m² di superficie rocciosa.



37

Figura 31: evoluzione della superficie del ghiacciaio tra il 1850 e il 2019 con linea di tendenza ($R^2 = 0,97$).

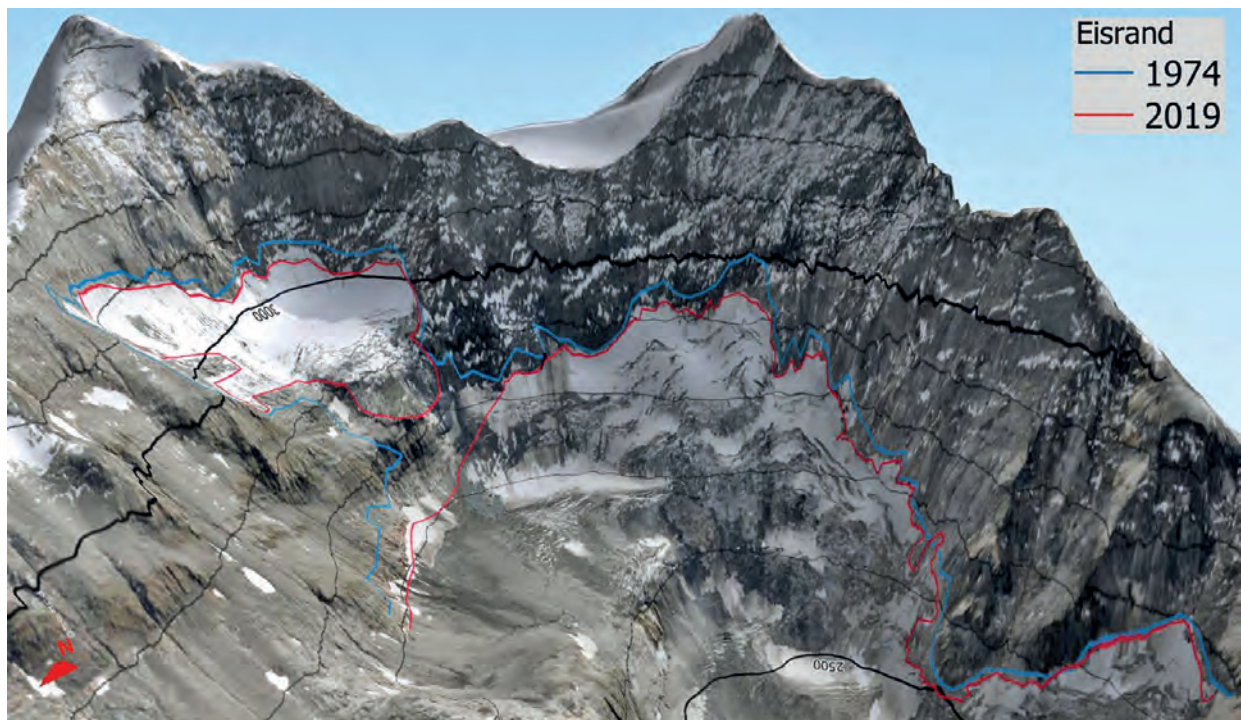


Figura 32: andamento della linea di margine del ghiaccio nel 1974 (Land Tirol 1974) e nel 2019 (rilevamento di GEORESEARCH) nel bacino collettore come rappresentazione in prospettiva (estesa 1,5 volte). Sfondo: ortofoto 2018 (Land Salisburgo 2018).

3.3.2 Monitoraggio della crepaccia periferica

Le misurazioni effettuate nell'ambito del presente studio mostrano lo stato termico di una

porzione di crepaccia periferica esposta a nord a un'altitudine di 2.825 m s.l.m. Grazie alla sua posizione nel punto di incontro tra roccia e ghiaccio, le misurazioni effettuate sono perfettamente idonee a rilevare direttamente l'impatto del ritiro del ghiacciaio sul regime termico del sotto-

suolo. Il monitoraggio nel sito di riferimento del Kitzsteinhorn e il monitoraggio nell'Ödenwinkel rappresentano gli unici siti in cui finora sono state effettuate misurazioni sistematiche di lungo termine della temperatura della roccia e del ghiaccio a diverse profondità della crepaccia.

A livello della superficie del ghiacciaio („crepaccia periferica A“), la temperatura media nel 2019 era di $-0,6\text{ °C}$ (misurata ad una profondità di trivellazione di 0,8 m). A 5 m di profondità della crepaccia („crepaccia periferica B“), la temperatura media annuale con $-1,3\text{ °C}$ era leggermente inferiore. Per il sito „crepaccia periferica C“ (10 m sotto la superficie del ghiacciaio) a causa della data di installazione successiva (22 agosto 2019) non sono disponibili dati per il periodo di comparazione (figura 33).

Con l'aumento della profondità del crepaccio, si osserva una chiara attenuazione dell'ampiezza delle temperature annuali. Mentre nel 2019 a livello della superficie del ghiacciaio sono state misurate significative fluttuazioni stagionali di $13,2\text{ °C}$, a una

profondità della crepaccia di 5 m queste oscillazioni stagionali ammontavano solo a $5,0\text{ °C}$ (tutti i valori misurati a una profondità di trivellazione di 0,8 m). I dati rilevati a 10 m di profondità della crepaccia periferica (dal 22.08.2019 al 06.05.2020) hanno evidenziato un intervallo di fluttuazione delle temperature della roccia di soli $2,1\text{ °C}$ e suggeriscono un regime di temperatura quasi isotermico per maggiori profondità di crepacce.

Le temperature massime di $6,7\text{ °C}$ misurate a livello della superficie del ghiacciaio nel 2019 indicano spessori di disgelo significativi nell'ordine di diversi metri per i siti posti direttamente sul margine del ghiaccio. Ad una profondità della crepaccia di 5 m, invece, si prevede ormai solo la formazione di uno strato di disgelo molto sottile a causa delle temperature massime considerevolmente ridotte ($1,1\text{ °C}$ nel 2019). Ad una profondità della crepaccia di 10 m, le temperature sono rimaste costantemente sotto 0 °C - la massa rocciosa rimane quindi congelata tutto l'anno fino alla superficie della roccia, impedendo completamente la formazione di uno strato di disgelo.

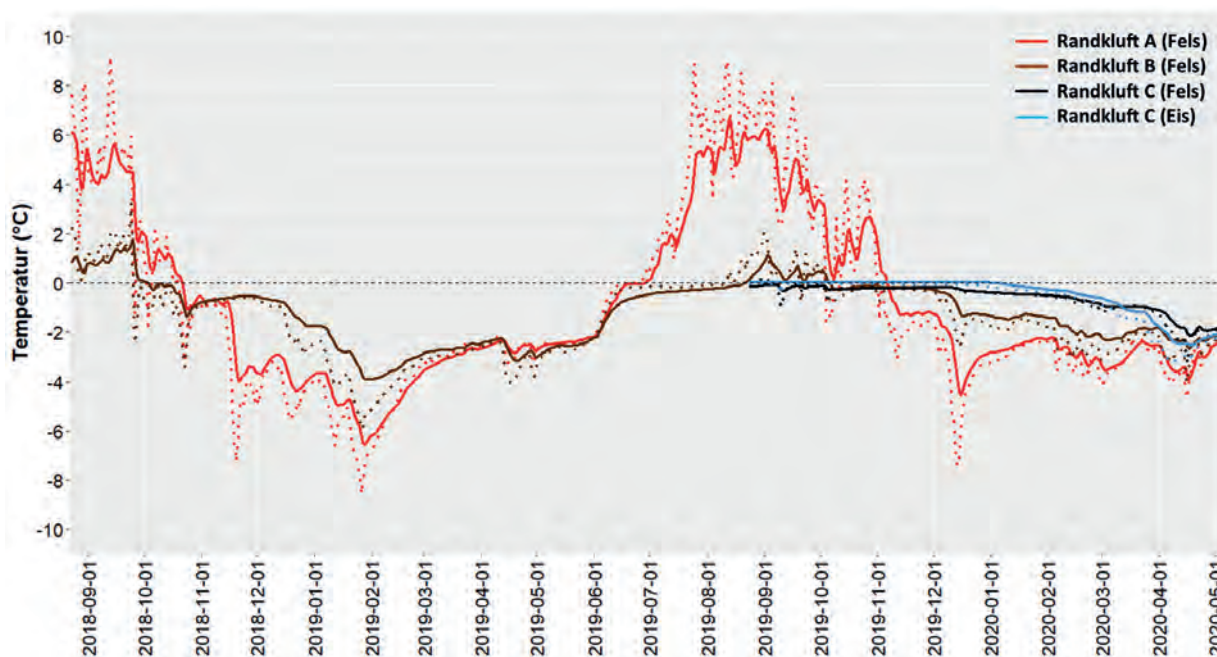


Figura 33: temperature della roccia e del ghiaccio nell'area della crepaccia periferica analizzata sull'Ödenwinkel. Con l'aumento della profondità della crepaccia si può notare una chiara attenuazione della variabilità della temperatura. Le temperature sono state misurate a una profondità di trivellazione di 0,1 m (linea tratteggiata) e 0,8 m (linea continua).

Le temperature del ghiaccio misurate a 10 m di profondità sotto la superficie del ghiacciaio sono rimaste a poco meno di 0 °C da agosto a fine dicembre 2019. Solo a gennaio 2020 si è registrato l'inizio di un abbassamento delle temperature del ghiaccio, che è perdurato fino a metà aprile, quando le temperature hanno ripreso a salire.

Le misurazioni della crepaccia periferica effettuate presso il sito di riferimento del Kitzsteinhorn possono essere messe a confronto in modo eccellente con i dati del presente studio per via della simile altitudine (apertura della crepaccia periferica a 2.905 m s.l.m.) e della simile esposizione (a nord-est). Sul Kitzsteinhorn, la media triennale (dal 01.01.2016 al

31.12.2018) a livello della superficie del ghiacciaio ha evidenziato valori di $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, che erano solo leggermente inferiori al valore comparativo dello studio sull'Ödenwinkel, ($-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per la „crepacchia periferica A“) (figura 34). Ad una profondità della crepacchia di circa 7 m, tuttavia, i valori medi misurati sul Kitzsteinhorn con $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ erano abbastanza nettamente superiori rispetto ai valori misurati sulla crepacchia dell'Ödenwinkel ($-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ sulla „crepacchia periferica B“). La causa di questa differenza è il raffreddamento invernale molto più consistente della crepacchia periferica dell'Ödenwinkel rispetto al Kitzsteinhorn. Un raffreddamento relativamente rapido durante i primi mesi invernali, così come frequenti cambiamenti di temperatura a breve termine, indicano l'introduzione di aria fredda invernale, che può essere attribuita o ad effetti di ventilazione nella crepacchia periferica o all'assenza di un manto nevoso sufficientemente isolante. Sul Kitzsteinhorn, in nessuno dei tre anni di osservazione (2016-18) si è registrato durante i mesi invernali un netto calo della temperatura nella crepacchia periferica. Questo indica una copertura nevosa significativa e precoce e - a differenza dell'Ödenwinkel - un disaccoppiamento

precoce e duraturo da influssi meteorologici diretti. La ragione del diverso andamento delle temperature invernali nelle crepacce periferiche dell'Ödenwinkel e del Kitzsteinhorn potrebbe essere da ricercare nella differente ampiezza di apertura. Alla stretta crepacchia periferica del Kitzsteinhorn (con un'ampiezza di apertura da 0,5 a 3 m) si contrappongono le crepacce periferiche dell'Ödenwinkel con ampiezze di apertura quasi doppie, che ostacolano la formazione di un manto nevoso sufficientemente isolante o che favoriscono la circolazione dell'aria.

Delle temperature invernali differenti non solo determinano uno scostamento dalla temperatura media, ma anche una diversa variabilità delle temperature. Sul Kitzsteinhorn, durante il periodo di osservazione di tre anni (2016-18) l'oscillazione della temperatura ad una profondità di 7 m è stata soltanto dell' $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ - e la maggior parte di tale oscillazione può essere attribuita ad un breve travaso di aria fredda nell'ottobre 2016. Nell'Ödenwinkel, invece, nell'arco di un solo anno a una profondità di crepacchia di 5 m sono state misurate oscillazioni di temperatura pari a $5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2019).

39

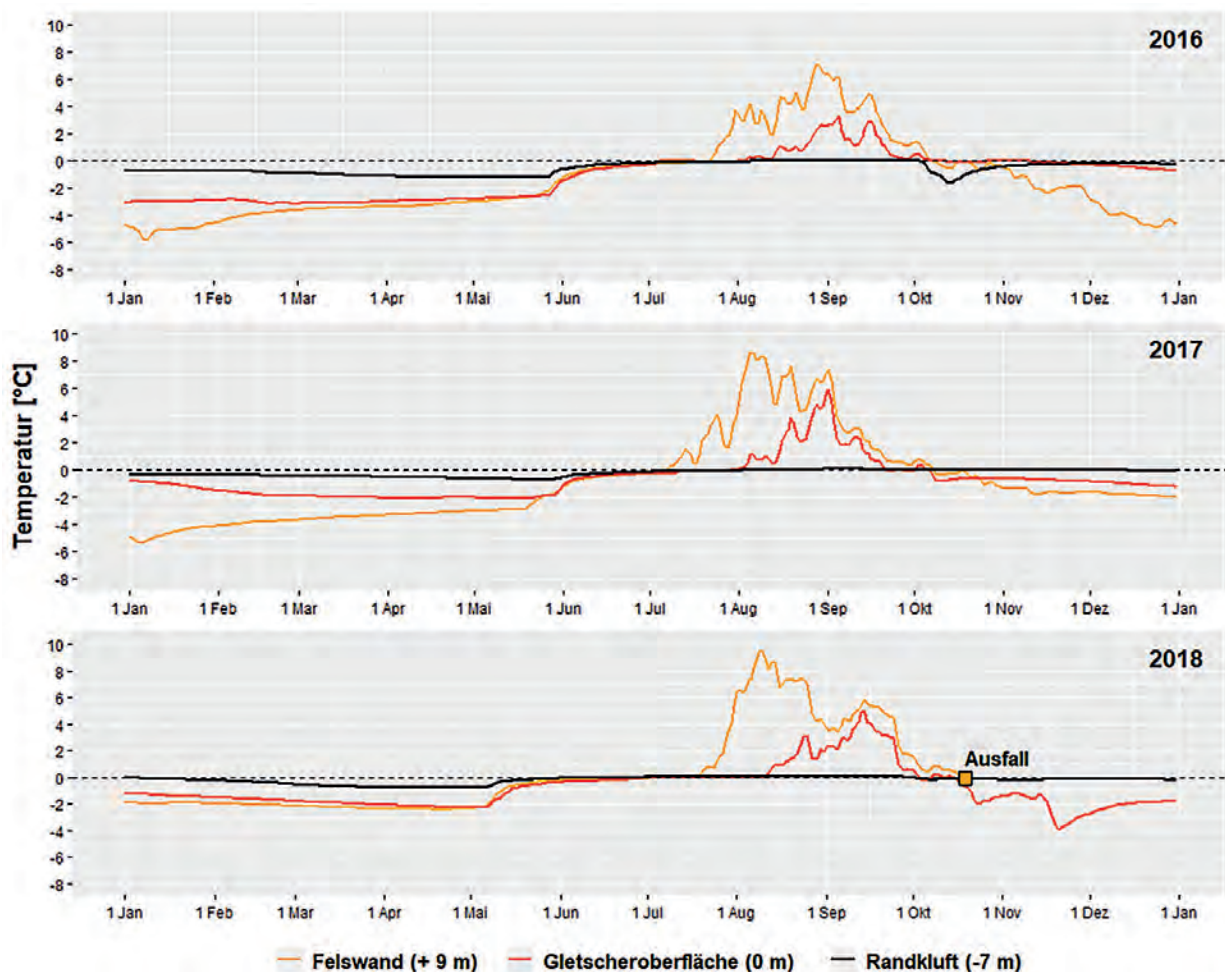


Figura 34: temperature della roccia nella crepacchia periferica del Kitzsteinhorn. A differenza della crepacchia periferica dell'Ödenwinkel, nell'area della crepacchia periferica del Kitzsteinhorn non si sono osservati travasi di aria fredda invernale. Tutte le temperature sono state misurate a una profondità di trivellazione di 0,8 m. La distanza verticale dalla superficie del ghiacciaio è indicata tra parentesi.

3.3.3 Modellazione della stabilità della roccia

Test di laboratorio

La tabella 9 (TM capitolo 5.1) riassume i parametri di laboratorio rilevati per lo gneiss centrale:

Sample (dimension)	Dry bulk density ¹ [g/cm ³]	Dry bulk density ² [g/cm ³]	Apparent bulk density [g/cm ³]	Usable pore space [%]	Water absorption [%]
E1 to E10 (Ø 5 cm x 10 cm)	2.63 ± 0.00	2.63 ± 0.01	2.66 ± 0.00	0.96 ± 0.07	0.37 ± 0.03
S1 to S11 (Ø 5 cm x 2.5 cm)	2.64 ± 0.01	2.64 ± 0.07	2.66 ± 0.01	0.84 ± 0.12	0.32 ± 0.04

Determination by immersion weighing to DIN EN 1097-6 (2005) - Appendix | Determination by measuring with a caliper gauge

Tabella 9: risultati delle prove di densità, porosità e assorbimento dell'acqua dello gneiss centrale.

Dalle prove di resistenza alla trazione indiretta sono risultati valori di $7,66 \pm 1,20$ MPa (senza congelamento) e $8,23 \pm 1,05$ MPa (con congelamento).

Ciò significa che la resistenza alla trazione in caso di congelamento è superiore del 7,5% a quella senza congelamento (figura 35).

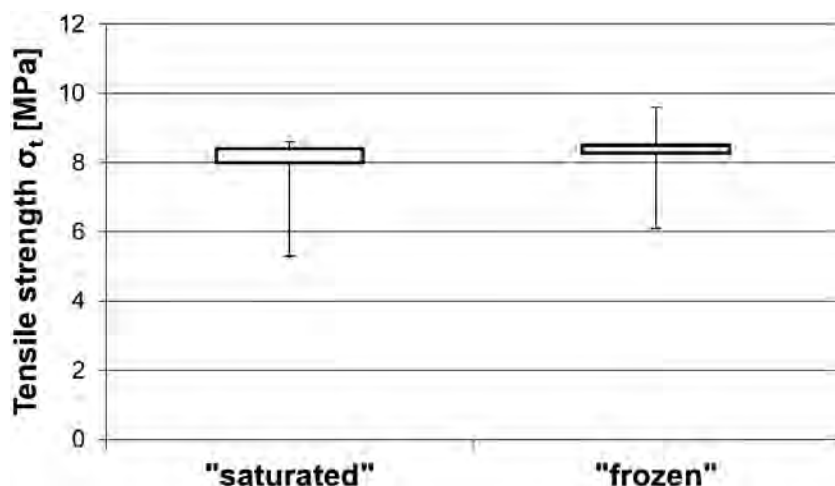


Figura 35: resistenza alla trazione indiretta dello gneiss centrale saturo (non congelato) e congelato.

I test per la resistenza alla compressione monoassiale, così come i moduli di elasticità e deformazione, evidenziano tendenze simili, anche se un po' meno nette:

con 113 ± 3 MPa, il valore di resistenza alla compressione monoassiale è leggermente superiore a quello in stato di non congelamento di 111 ± 11 MPa (figura 36).

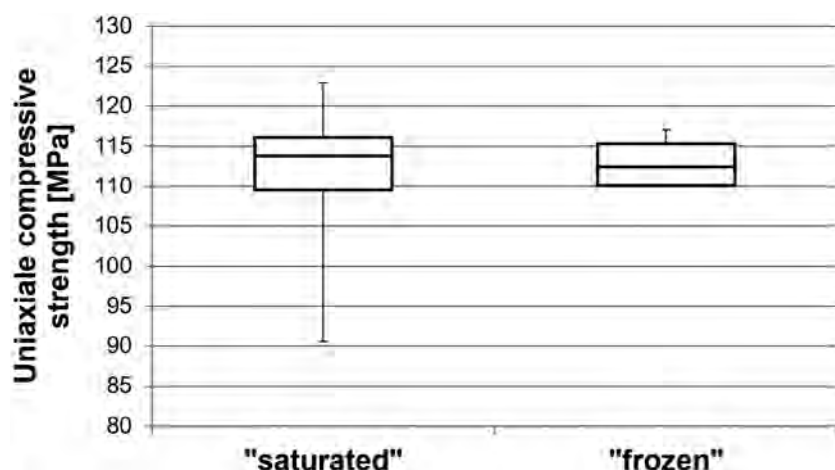


Figura 36: risultati delle prove di compressione monoassiale (n=4) dello gneiss centrale saturo/non congelato (n=5) e congelato (n=4).

Nella determinazione dei moduli di elasticità e deformazione, i valori dei campioni congelati sono leggermente superiori a quelli dei campioni non congelati. Per i campioni congelati il valore medio del modulo di elasticità è di 42 ± 2 GPa e per il modulo di deformazione 31 ± 4 GPa. In stato di non congelamento, lo

gneiss centrale presenta un modulo di elasticità di 41 ± 1 GPa e un modulo di deformazione di 31 ± 2 GPa. La figura 37 mostra i risultati dei test di laboratorio. Per la modellazione è stato utilizzato un modulo di elasticità di 40,5 GPa per la roccia intatta, non congelata, e di 42,0 GPa per la roccia congelata.

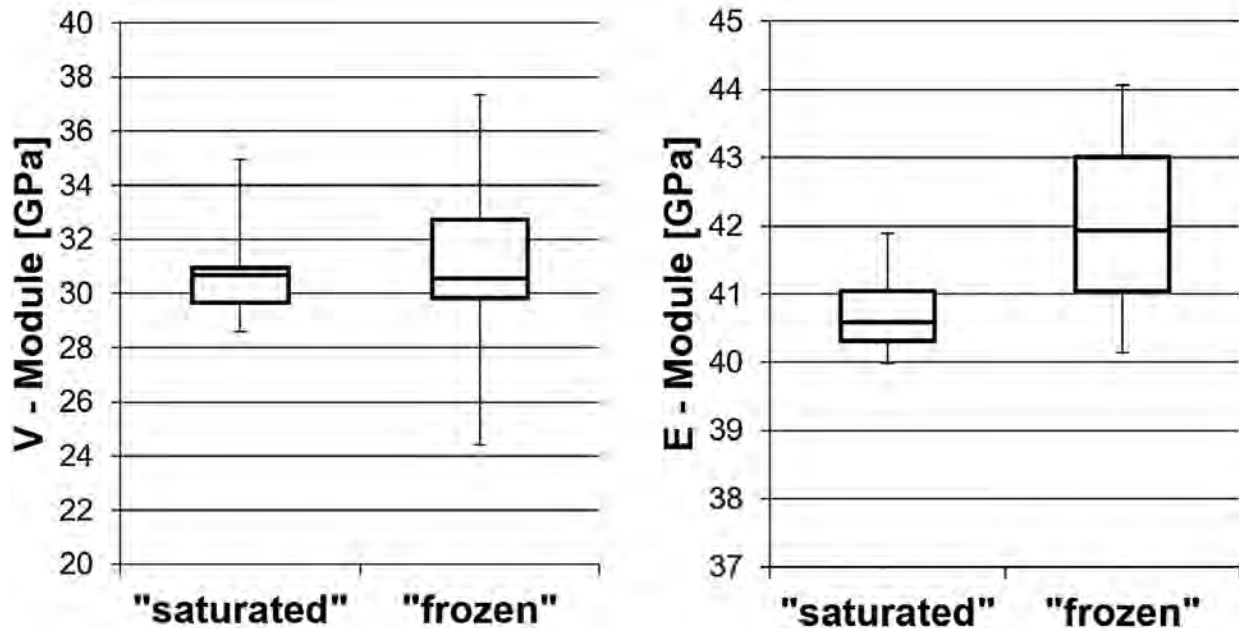


Figura 37: risultati dei moduli di elasticità e deformazione dello gneiss centrale saturo/non congelato (n=4) e congelato (n=3).

I risultati delle prove triassiali possono essere riassunti senza incongruenze nel diagramma p-q in un criterio di frattura con un coefficiente di determinazione $R^2 = 0,99$. Per lo gneiss centrale intatto risulta un angolo di attrito interno ϕ di $47,4^\circ$ e una coesione c di 20,5 MPa. La figura 38 mostra i

risultati delle prove triassiali in combinazione con quelle della resistenza alla compressione monoassiale e della resistenza alla trazione (TM fig. 5-7). La posizione di queste prove sulla retta di regressione supporta il criterio di frattura derivato.

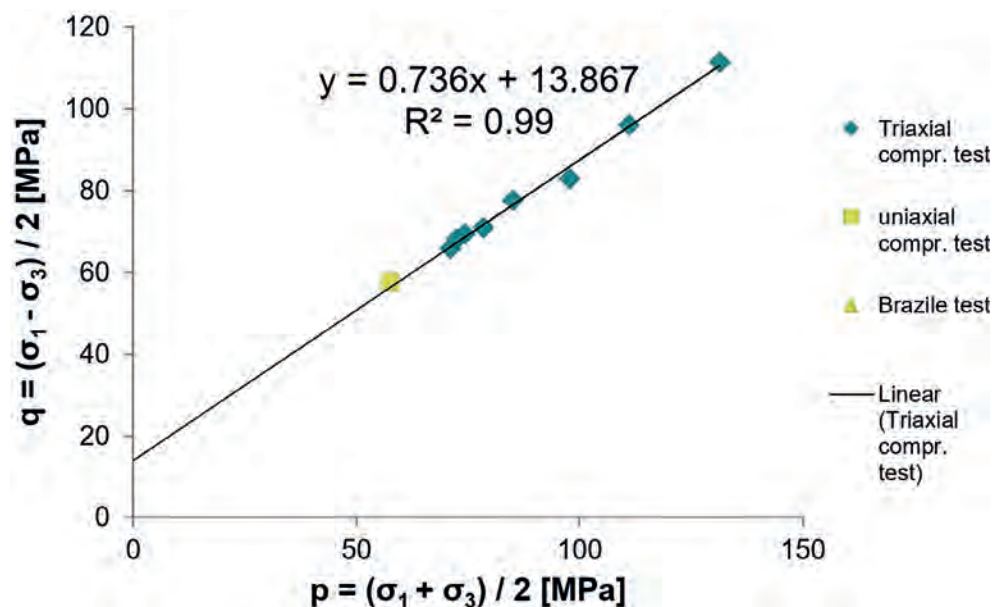


Figura 38: analisi delle prove triassiali, di compressione monoassiale e di trazione nel diagramma p-q.

La tabella 10 riassume i risultati di tutti i test di laboratorio e contrassegna i parametri usati direttamente nella modellazione. I parametri contrasse-

gnati come "indirect" sono inclusi nei modelli solo tramite l'integrazione in calcoli preinseriti.

Laboratory Test	Sample	Parameter	Unit	unfrozen	frozen	n (unfrozen)	n (frozen)	Model Input	
Density Determination	Cylinder E1 to E10 (Ø 5cm x 10cm)	Dry Bulk Density ¹	g/cm ³	2.63±0.00	-				
		Dry Bulk Density ²	g/cm ³	2.63±0.01	-				
		Apparent Bulk Density	g/cm ³	2.66±0.00	-	10	-		
	Disk S1 to S11 (Ø 5cm x 2.5cm)	Usable Pore Space	%	0.96±0.07	-				Indirect (unit weight)
		Water Absorption	%	0.37±0.03	-				
		Dry Bulk Density ¹	g/cm ³	2.64±0.01	-				
		Dry Bulk Density ²	g/cm ³	2.64±0.07	-				
Brazilian Test	Disk S1 to S11 (Ø 5cm x 2.5cm)	Apparent Bulk Density	g/cm ³	2.66±0.01	-	11	-		
		Usable Pore Space	%	0.84±0.12	-				
		Water Absorption	%	0.32±0.04	-				
	Cylinder E1; E2; E3; E6; E8; T1; T2; T3; T5 (Ø 5cm x 10cm)	Tensile Strength	MPa	7.66±1.20	8.23±1.05	5	6	-	
		Uniaxial Compressive Strength	MPa	110.6±10.8	113.0±3.0	5	4	direct	
		Young's Modulus	GPa	40.8±0.7	42.1±1.6	4	3	indirect	
		Deformation Modulus	GPa	31.0±2.2	31.0±3.9	5	4	-	
Triaxial Compression Test	Cylinder T4; T6; T9 (Ø 5cm x 10cm)	Poisson's Ratio	-	0.23±0.07	0.13±0.02	4	3	indirect	
		Internal Friction Angle ³	°	47.4	-			-	
		Internal Friction Angle ³	°	46.1	-			-	
	Disk S1 to S11 (Ø 5cm x 2.5cm)	Internal Cohesion ⁴	MPa	20.5	-				-
		Internal Cohesion ⁴	MPa	21.1	-				-
		Hoek-Brown Constant m _i	-	18.76	-				indirect
		Young's Modulus	GPa	37.7±6.6	-				-
Poisson's Ratio	-	0.26±0.06	-				-		

Tabella 10: sintesi dei risultati di laboratorio e dei parametri di ingresso della modellazione numerica

Analisi della geometria delle superfici

Joint Set	Orientation (Dip Direction/Dip) of the individual joints	Derived orientation for the numerical model
J1	351 / 79	008 / 78
	049 / 80	
	034 / 73	
	017 / 80	
	004 / 78	
J2	053 / 51	057 / 51
	083 / 34	
	067 / 48	
	066 / 50	
	053 / 61	
	047 / 52	
	071 / 37	
	027 / 64	
	059 / 63	
	049 / 54	
	069 / 48	
	052 / 46	
	035 / 64	

Gli orientamenti delle crepacce in prossimità della superficie sono stati eseguiti sulla base di dati del terreno ad alta risoluzione. Sono emersi due insiemi principali di crepacce J1 e J2, di cui la tabella 11 indica derivazione e orientamento. Gli insiemi di crepacce J1 e J2 confluiscono nel modello numerico come descritto al capitolo 3.2.3.

43

Tabella 11: risultati dell'analisi dell'orientamento delle crepacce nella zona dell'Hoher Kasten.

Modellazione

Modello continuo omogeneo

I risultati di calcolo (FoS o CSRF) dei modelli con proprietà degli ammassi rocciosi omogenee mostrano un CSRF („critical strength reduction factor“) che è al livello massimo per lo scenario storico (livello del ghiacciaio del 1850) e da quel momento diminuisce con scenari temporali suc-

cessivi (figura 39). Il cambiamento più grande avviene tra gli scenari del 1850 e oggi (10%). Da oggi allo scenario „Futuro“, il CSRF diminuisce solo di un ulteriore 2%. Si può vedere che gli scenari con lente di permafrost sono un po' più stabili rispetto a quelli completamente privi di congelamento.

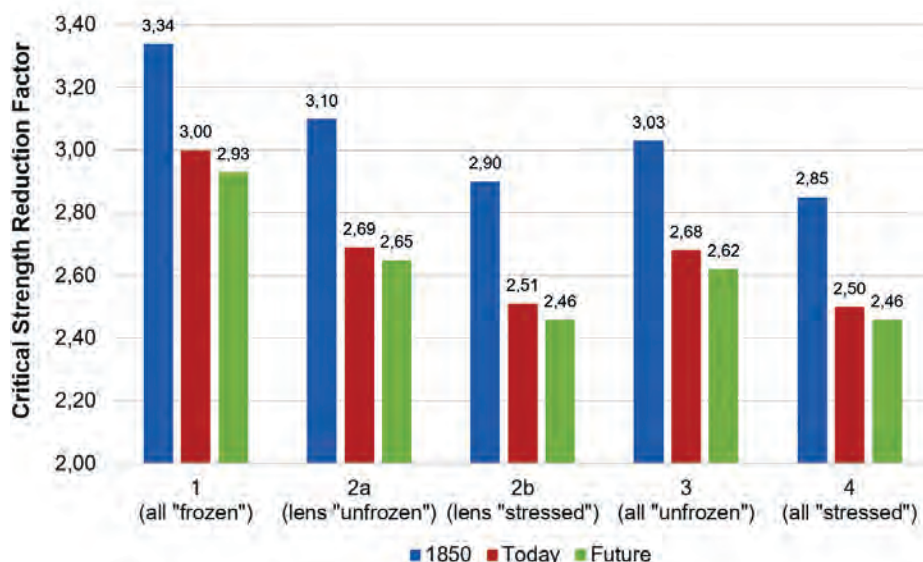


Figura 39: CSRF per i 15 scenari di base dipendenti dal clima senza crepacce integrate.

L'analisi grafica della modellazione mostra un tipico modello di cedimento di un cerchio di scivo-

lamento profondo (qui come esempio il modello 3.1 con un CSRF di 2.93).

44

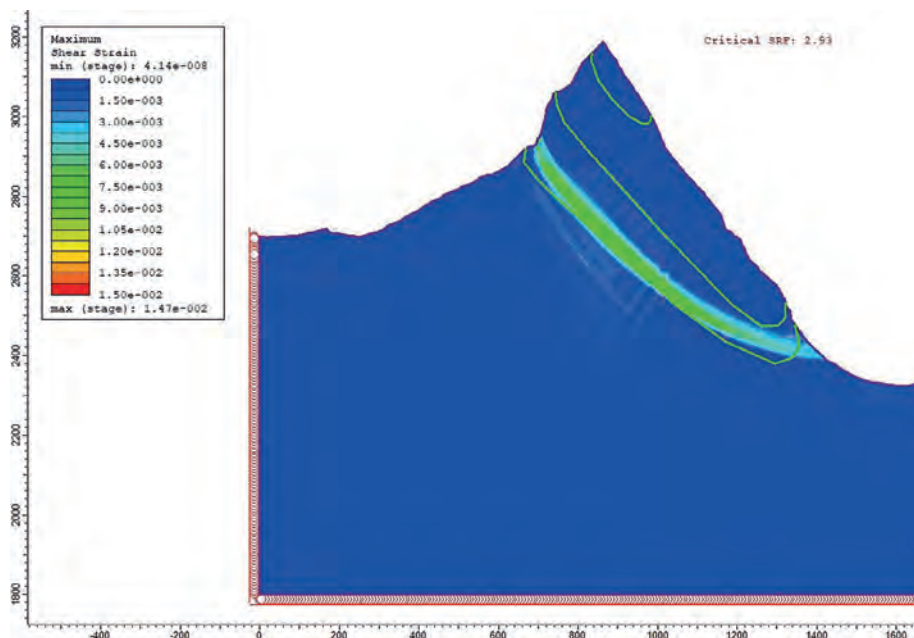


Figura 40: un tipico modello di cedimento degli scenari di base senza crepacce integrate (come esempio qui lo scenario 3.1; i colori più chiari indicano dilatazioni maggiori e quindi l'area che diventa rilevante per il cedimento in caso di riduzione dei parametri della roccia).

Modello continuo con crepacce implicitamente integrate

Rispetto al modello continuo puro, i CSRF dei modelli con crepacce implicitamente integrate mostrano tendenze un po' meno nette: i CSRF dello

scenario 1 mostrano un alto grado di somiglianza, mentre gli scenari da 2b a 4 evidenziano una riduzione dal 1850 a oggi (figura 41)

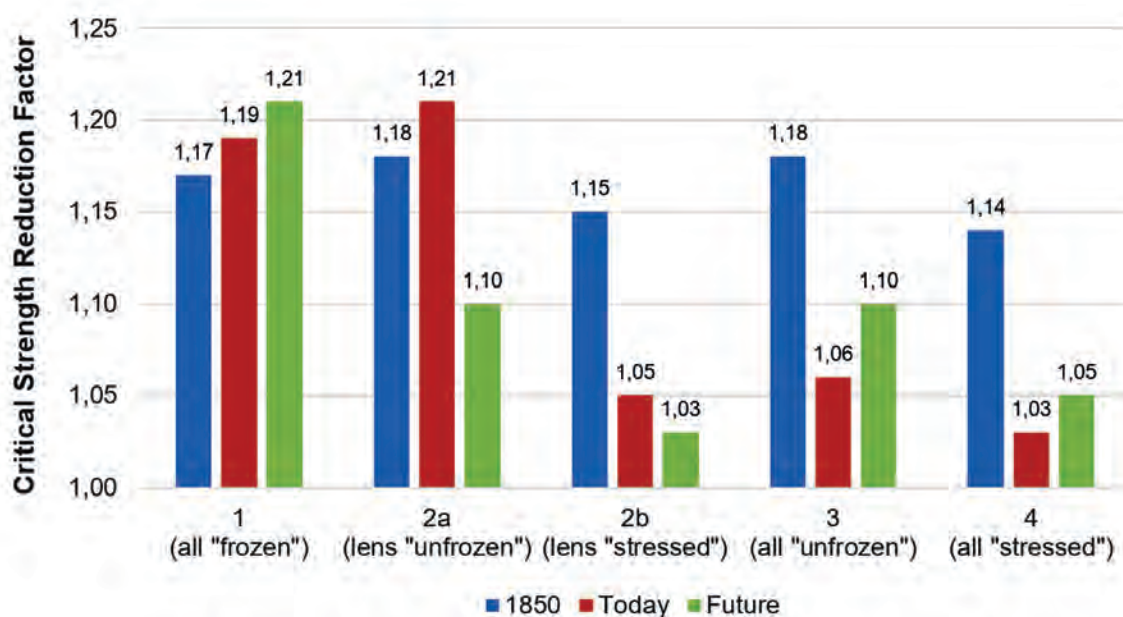
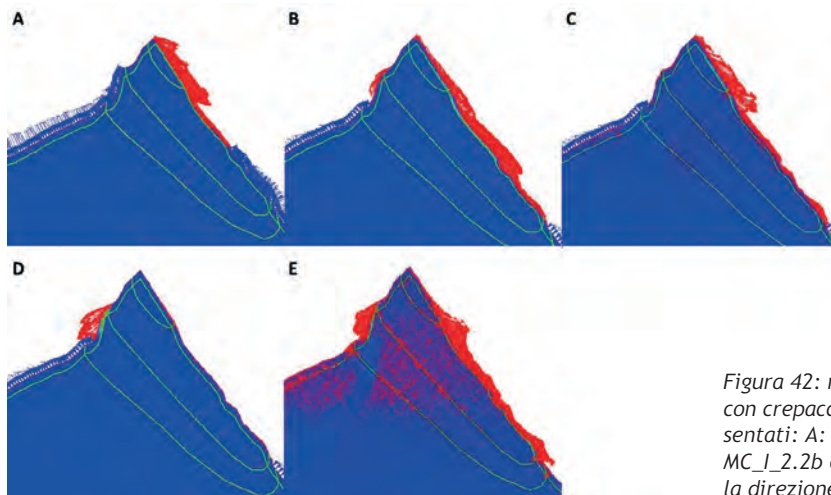


Figura 41: CSRF calcolati per gli scenari di base con crepacce implicitamente integrate.

La valutazione grafica dei calcoli indica diversi effetti: a partire da un GSI di circa 60 per lo strato crepacciato prossimo alla superficie le modalità di cedimento cambiano da cedimento prossimo alla superficie a cedimento profondo - conformemente al comportamento del modello omogeneo. Nelle varianti con cedimento in prossimità della superficie, si evidenziano per i rispettivi scenari modelli di cedimento legger-



mente diversi: per il livello del ghiacciaio del 1850, i movimenti si verificano esclusivamente sul versante settentrionale (figura 42A). All'odierno livello del ghiacciaio, i movimenti in condizioni di completo congelamento si verificano sul versante settentrionale e meridionale (figura 42B), nello scenario con lente di permafrost i movimenti sono limitati nuovamente solo al versante settentrionale (figura 42C), mentre in tutti gli altri scenari all'attuale livello del ghiacciaio i movimenti più forti riguardano il versante meridionale (figura 42D). Gli scenari senza ghiacciaio (futuro) mostrano un comportamento simile, con modelli di movimento in entrambe le direzioni (figura 42E).

45

Figura 42: modelli di cedimento degli scenari di base con crepacce implicitamente integrate (esempi presentati: A: MC_I_1.2a; B: MC_I_2.1; C: MC_I_2.2a; D: MC_I_2.2b ed E: MC_I_3.2b (le frecce rosse indicano la direzione e l'entità degli spostamenti)).

Dagli studi di variante degli ulteriori parametri per le crepacce implicitamente integrate sono scaturiti i risultati riassunti nella tabella 12. Per ulterio-

ri dettagli sulle valutazioni si rimanda ai capitoli pertinenti della tesi di master sopracitata.

Influence of ...	Maximum decrease of the determined CSRF values	Influence on the failure pattern	Comment
Mesh	71 %	No	Some large fluctuations depending on the settings!
Scenario	15 %	Yes	Failure pattern depending on model structure.
GSI value outside	81 %	Yes	From GSI 60 shear runaway through complete rock structure.
Calculation method of the equivalent Mohr-Coulomb parameters	32 %	No	Difference especially to the calculation method of Hoek et al. 2002 large.
Estimated depth of the shear run H	59 %	No	Linear decrease of CSRF with decreasing depth of shear plane H
Inner GSI	7 %	Conditioned	At the lowest tested GSI value of 30 the complete rock structure fails.
Material model elastic-perfectly plastic	55 %	No	-
Stress Field	14 %	No	-
Thickness of the loosening zone	51 %	Yes	Lower CSRF values with increasing thickness.

Tabella 12: sintesi dei fattori che influenzano i CSRF e i pattern di movimento dei modelli con crepacce implicitamente integrate.

Modello del continuo con crepacce esplicitamente integrate

I 15 scenari con crepacce esplicitamente integrate sono stati calcolati con i parametri di ingresso indicati, la figura 43 (TM 5-36) mostra i CSRF risultanti. In quasi tutti gli scenari il CSRF diminuisce

con il ritiro dei ghiacciai e del permafrost. Il confronto dei modelli di deformazione con quelli delle crepacce implicitamente integrate mostra una buona corrispondenza per tutti gli scenari.

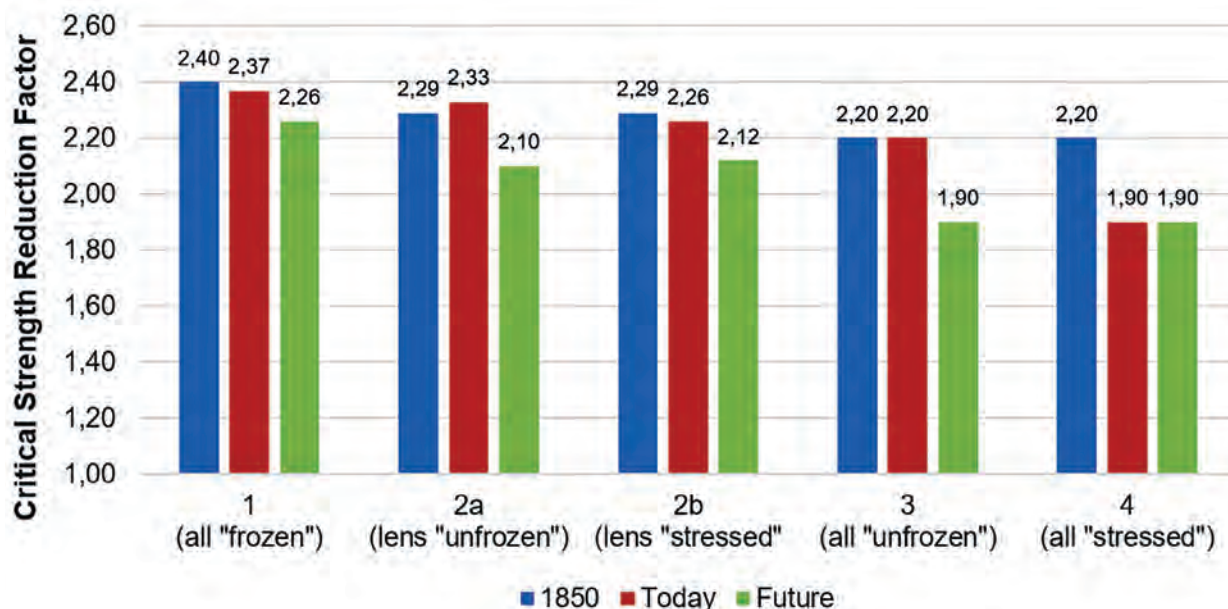


Figura 43: calcolo dei CSRF dei modelli con crepacce esplicitamente integrate.

Nel caso delle crepacce esplicitamente integrate, i risultati per lo studio di variante sono quelli riassunti nella tabella 13 (TM 5-9).

Influence of ...	Maximum decrease of the determined CSRF values	Influence on the failure pattern	Comment
Scenario	21 %	Yes	Failure patterns as with implicitly integrated joints.
GSI value outside	62 %	Yes	Failure patterns as with implicitly integrated joints.
Persistence of Joints	46 %	No	CSRF for high persistency not calculable with FEM.
Joint Length	-	No	Small influence
Joint Spacing	-	No	Small influence
Joint Properties	1 %	No	Small influence
Material Model	27 %	No	Higher values when using the elastic-perfectly plastic Material model for the rock mass.
Stress Field	14 %	No	Tendency with higher stress field factor also higher CSRF values.
Thickness of the loosening zone	74 %	Yes	At H = 15 m the shear plane runs through the entire rock structure, otherwise deformations exclusively in the outer layer .

Tabella 13: sintesi dei fattori che influenzano i CSRF e i pattern di movimento dei modelli con crepacce esplicitamente integrate.

3.3.4 Monitoraggio del clima

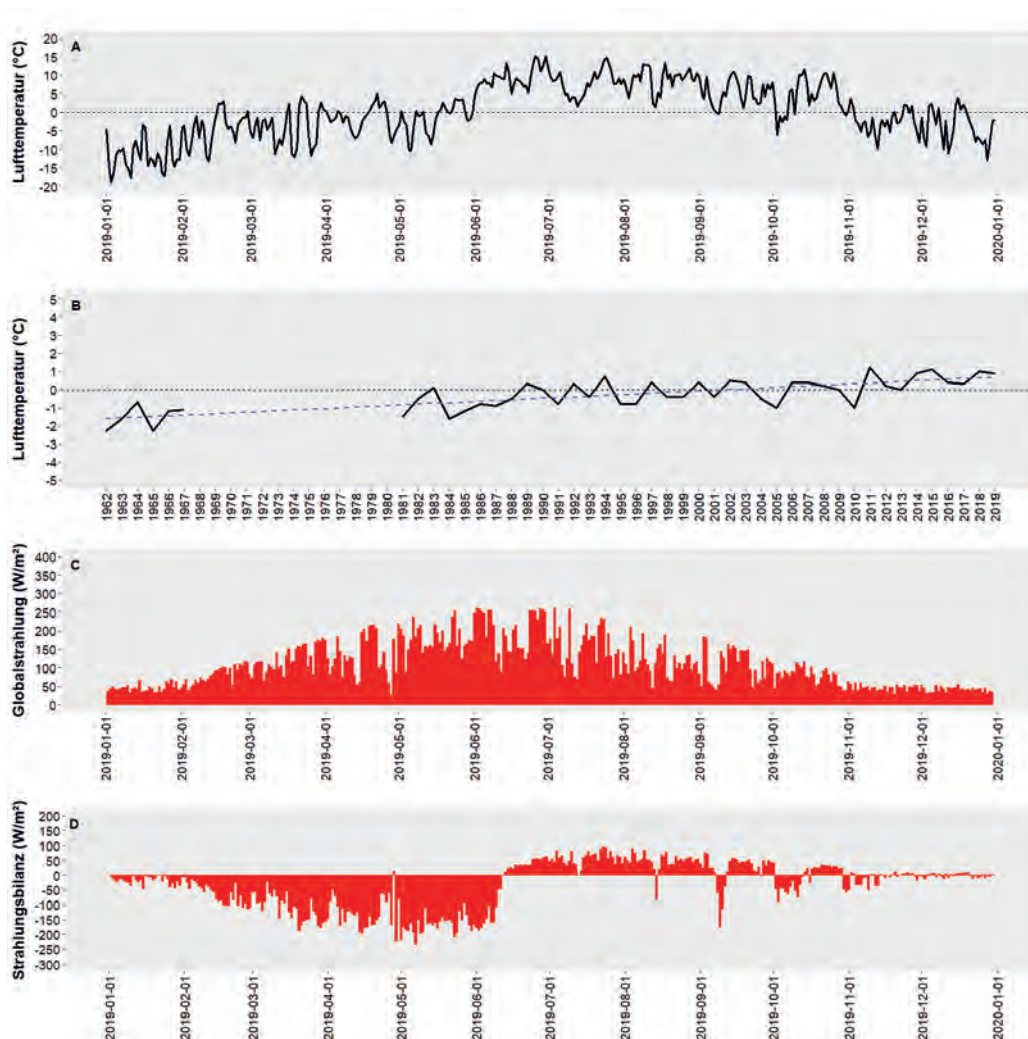


Figura 44: temperatura dell'aria e valori di radiazione. (A) Valori medi giornalieri della temperatura dell'aria nel 2019 nella stazione meteorologica „Hoher Sand“. (B) Valori medi annuali della temperatura dell'aria nella stazione meteorologica „Rudolfshütte“ per il periodo 1962-2019. (C e D) Valori medi giornalieri della radiazione globale e del bilancio di radiazione nel 2019 nella stazione meteorologica „Hoher Sand“.

La misurazione della temperatura dell'aria presso la stazione meteorologica „Hoher Sand“ (2650 m s.l.m.), costruita nell'ambito del progetto, ha dato come risultato per l'anno solare 2019 un valore medio di 0,5 °C. Le temperature più basse sono state misurate all'inizio di gennaio (-18,8 °C), le più alte alla fine di giugno (15,3 °C) (figura 44A). Nella stazione meteorologica „Rudolfshütte“ (2317 m s.l.m.), situata circa 3 km a nord-ovest, si è riscontrata negli ultimi decenni una significativa tendenza al riscaldamento. Mentre le temperature medie annuali fino alla fine degli anni '80 sono rimaste costantemente in un range negativo, negli ultimi due decenni sono state misurate temperature medie annuali prevalentemente sopra lo zero (ZAMG 2020) (figura 44B).

La misurazione della radiazione nella stazione meteorologica „Hoher Sand“ ha registrato nel 2019

una potenza radiante media di 110 W/m², che corrisponde a un valore annuo di 964 kWh/m² (figura 44C). Il bilancio della radiazione nello stesso periodo era leggermente negativo (-33 W/m²) (figura 44D), il che probabilmente è dovuto al rilevamento (influenzato dai rilievi) della radiazione riflessa nell'area circostante la stazione meteorologica.

La misurazione delle precipitazioni e dell'altezza del manto nevoso nel 2019 ha presentato dei difetti tecnici che hanno impedito un rilevamento completo di entrambi i parametri. Gli adeguamenti della stazione meteorologica previsti per il 2020 (sostituzione del pianale del secchio di raccolta, sostituzione del sensore a ultrasuoni per la misurazione dell'altezza del manto nevoso) dovrebbero consentire in futuro un rilevamento completo di tutti i parametri.

4 Conclusioni

I volumi e la distribuzione spaziale dei crolli di roccia identificati durante il periodo di osservazione (2008-2019) mostrano una significativa dipendenza da litologia e altitudine (cfr. capitolo 3.3.1). Nello gneiss granitico compatto del Gratspitzkern (area di analisi occidentale) è stato osservato un sorprendente accumulo di crolli di roccia di considerevole portata. Questo potrebbe essere dovuto alla presenza di gruppi di crepacce scoscese, che potrebbero aver favorito la formazione e conseguentemente il cedimento di grandi blocchi di roccia, spesso estesi in lunghezza. Invece, nelle pareti di roccia della copertura del Riffel, più estese in termini di superficie, si sono riscontrati relativamente pochi crolli di roccia. Ciò potrebbe essere dovuto al fatto che in queste aree si sono formati di preferenza piccoli blocchi rocciosi i cui volumi restano al di sotto della soglia di rilevamento (100 m^3) del presente studio. Tuttavia, la ridotta attività di crolli rocciosi riscontrata nelle pareti di roccia della copertura del Riffel, situate mediamente a maggiori altitudini, potrebbe spiegarsi anche con la significativa diminuzione dell'attività di crolli rocciosi in altitudine, come illustrato di seguito.

Intensa attività di crolli rocciosi lungo l'attuale limite delle nevi perenni

Quattro crolli rocciosi (33% del volume totale) al momento del rilevamento si trovavano a contatto diretto con il margine del ghiaccio, tra cui l'evento di maggiore portata registrato durante il periodo di osservazione (6.762 m^3). L'analisi delle ortofoto storiche ha mostrato che quattro ulteriori aree di distacco identificate (il 19 % del volume totale) ancora nel 1974 erano in contatto diretto con il ghiacciaio. A causa del leggero raffreddamento climatico documentato durante gli anni '70 (Auer et al. 2014), si può ipotizzare che tra il 1974 e i primi anni '80 non ci sia stato un significativo calo della formazione di ghiaccio nelle zone della parete posteriore. Invece, i bilanci di massa del ghiacciaio positivi misurati dal 1974-1981 sul vicino Stubacher Sonnblickkees suggeriscono addirittura che ci possa essere stata una leggera intensificazione della formazione di ghiaccio nelle zone della parete posteriore durante questo periodo (Slupetzky 2015). In sintesi si può quindi affermare che circa un terzo del volume dei crolli di roccia verificatisi nel periodo di osservazione (2008-2019) interessa una posizione diretta sul margine del ghiaccio, e un altro quinto si è distaccato in aree il cui lo strato di ghiaccio è scomparso solo nel corso degli ultimi 35-40 anni (cioè dai primi anni '80). Il confronto dei livelli del ghiacciaio tra il 1974 e il 2019 mostra

che l'altitudine media del margine del ghiaccio si è ridotta di circa 20 m durante questo periodo, lasciando priva di ghiaccio una superficie rocciosa di ca. 120.000 m^2 . Più della metà (53%) del volume totale dei crolli rocciosi avvenuti nel periodo di osservazione (2008- 2019) proviene quindi da una striscia relativamente stretta lungo l'attuale limite delle nevi perenni che costituisce solo il 6% circa della superficie totale della parete.

Studio parallelo sul Kitzsteinhorn

I risultati dell'analisi mostrano chiari parallelismi con gli attuali studi di lungo termine sul Kitzsteinhorn (Hartmeyer et al. 2020a; Hartmeyer et al. 2020b), dove, nell'ambito di un monitoraggio ad alta risoluzione della parete rocciosa mediante scansione laser (2011-2017), sono stati rilevati elevati tassi di caduta massi nelle aree della parete rocciosa in prossimità del ghiacciaio. Circa il 60 % del volume totale dei massi caduti proveniva da aree a meno di 10 m sopra l'attuale superficie del ghiacciaio, mentre circa il 75 % ha interessato i primi 20 m sopra la superficie del ghiacciaio. Tuttavia, ci sono differenze essenziali tra lo studio sul Kitzsteinhorn e il presente studio sull'Ödenwinkel che rendono difficile un confronto diretto: (i) la superficie rocciosa analizzata sul Kitzsteinhorn era solo un decimo di quella dell'Ödenwinkel, (ii) le litologie sul Kitzsteinhorn (micascisto calcareo) e sull'Ödenwinkel (gneiss granitico, copertura del Riffel) mostrano differenze significative, (iii) il ritiro del ghiacciaio dell'Ödenwinkel è stato considerevolmente meno esteso rispetto a quello del Kitzsteinhorn a causa della forte presenza di zone d'ombra a livello locale (sky view factor) e del maggiore apporto di neve valangosa dovuto alla superficie parietale, (iv) i due studi si sono concentrati su due diverse aree dell'intervallo di magnitudo; mentre il monitoraggio ad alta risoluzione sul Kitzsteinhorn permetteva una soglia di rilevamento di $0,1 \text{ m}^3$, nell'ambito del presente studio sull'Ödenwinkel questo valore ammontava a 100 m^3 . Soprattutto quest'ultimo punto sottolinea la notevole differenza di scala, ma contemporaneamente anche il carattere complementare dei due studi di monitoraggio a lungo termine: mentre sul Kitzsteinhorn è stata dimostrata per la prima volta una reazione immediata all'attuale ritiro del ghiacciaio al livello di magnitudo della caduta massi (il 99 % degli eventi registrati aveva volumi $< 100 \text{ m}^3$), il presente studio dell'Ödenwinkel ha fornito ora (per la prima volta) la prova sistematica che anche i crolli di roccia ($> 100 \text{ m}^3$) si verificano frequentemente in aree in cui il ghiaccio è scomparso di recente.

Il ghiacciaio che si ritira agisce come muro di contenimento glaciale?

La forte attività di crolli rocciosi riscontrata nelle porzioni di parete in area periglaciale porta a concludere che il passaggio da una condizione di copertura di ghiaccio alla scomparsa del ghiaccio eserciti un impatto fortemente destabilizzante. Come maggiore fattore scatenante dei movimenti di masse nelle porzioni di parete montuosa dove il ghiaccio è scomparso di recente si menziona spesso (McColl 2012; McColl e Davies 2013) il venir meno dell'effetto del ghiaccio come muro di contenimento ("glacial debuttressing"). Questo meccanismo sembra fornire una spiegazione molto più adeguata per i movimenti di masse risultanti dal ritiro delle vaste formazioni di ghiaccio che riempiono le valli, piuttosto che per i crolli di roccia osservati in questo studio. Tra la scomparsa del ghiaccio e il verificarsi dei crolli di roccia, però, intercorre un periodo di solito considerevole (evidentemente di diversi anni) di latenza che non si concilia con la perdita dell'effetto "muro di contenimento". D'altra parte, nella maggior parte dell'area che è stata oggetto del presente studio esistono ampi sistemi di crepacce periferiche che separano fisicamente il ghiaccio del ghiacciaio dalla parete posteriore e quindi impediscono - almeno in prossimità della superficie del ghiacciaio - un effetto diretto di muro di contenimento.

Il regime di temperatura della crepacca periferica

Il passaggio, associato al rapido ritiro del ghiacciaio, da condizioni di isotermità della crepacca periferica a condizioni di temperatura fortemente variabile tipiche delle pareti rocciose prive di ghiaccio potrebbe invece rappresentare una causa molto più plausibile dell'elevata attività di crollo di roccia in prossimità della superficie del ghiacciaio (come accade per la possibile perdita dell'effetto "muro di contenimento glaciale"). Le misurazioni della temperatura effettuate nell'area della crepacca periferica a una profondità di sondaggio di 0,8 m mostrano un netto calo delle oscillazioni stagionali di temperatura all'aumentare della profondità della crepacca periferica (cfr. capitolo 3.3.2). Mentre nella parte più alta della crepacca si sono registrate nette fluttuazioni stagionali pari a $13,5^{\circ}\text{C}$ (da $-6,6$ a $+6,9^{\circ}\text{C}$), a una profondità di 5 m tali oscillazioni si riducono a $5,7^{\circ}\text{C}$ (da $-3,9$ a $+1,8^{\circ}\text{C}$). Se si estrapola questa tendenza applicandola a maggiori profondità delle crepacce periferiche, per queste aree si prevedono un'ulteriore attenuazione del range annuale e temperature costantemente al di sotto dello zero. Questa ipotesi è confermata dalle

misurazioni della temperatura della roccia presso il sito di riferimento sul Kitzsteinhorn, che hanno evidenziato solo temperature appena sotto lo zero con fluttuazioni stagionali ridotte ($1-2^{\circ}\text{C}$) a una profondità rispettivamente di 7 m e 15 m.

Destabilizzazione sulle pareti rocciose scoperte

In conseguenza del ritiro del ghiacciaio, sulle aree delle pareti rocciose rimaste scoperte si ha un significativo cambiamento delle condizioni termiche. A causa dell'esposizione a pronunciate fluttuazioni stagionali di temperatura, è probabile che si verifichino sollecitazioni termomeccaniche, che specialmente lungo le superfici discontinue già sottoposte a stress possono essere rilevanti per la stabilità (Gischig et al. 2011a, 2011b). Inoltre, nelle aree dove il ghiaccio sta scomparendo si prevede la formazione di uno strato di disgelo profondo il cui sviluppo nella crepacca periferica è stato finora impedito dall'effetto protettivo del ghiaccio. Il risultante riscaldamento stagionale delle aree di permafrost ha un impatto negativo sulle proprietà meccaniche della roccia e del ghiaccio, e può determinare l'intensificarsi di processi di deformazione e taglio lungo le superfici di discontinuità prossime alla superficie (Davies et al. 2001; Krautblatter et al. 2013). Qui, gli impulsi termici estivi possono determinare la deformazione del ghiaccio e lo sviluppo di fratture da taglio sul confine roccia-ghiaccio, che possono infine portare a una riduzione critica della stabilità dell'ammasso roccioso (Dikau et al. 2019).

Le modellazioni numeriche effettuate nell'ambito del presente studio (capitolo 3.3.3) supportano l'effetto di riduzione della stabilità dovuto al ritiro dei ghiacciai e del permafrost. Gli scenari rappresentati con un modello del continuo puro mostrano la stabilità complessiva del versante di roccia che si riduce in conseguenza dei cambiamenti di temperatura. Quando viene eseguita una modellazione con crepacce esplicitamente integrate (prossime alla superficie), risulta una diminuzione della stabilità del 4-12% associata al ritiro del ghiacciaio e del permafrost. Soprattutto il GSI (che descrive la struttura crepacciata dell'ammasso roccioso) e la profondità della zona di allentamento hanno mostrato un impatto decisivo sulla stabilità e sul modello di cedimento.

La crepacca periferica come luogo di origine di futuri crolli di roccia?

Le ricostruzioni della storia climatica più recente hanno dimostrato che i ghiacciai degli Alti Tauri hanno avuto un'estensione minore di quella attuale per l'ultima volta probabilmente nel medio Olocene (da

6.000 a 10.000 anni fa) (Auer et al. 2014). La scomparsa di ghiaccio dalle pareti rocciose attualmente riscontrata lungo il margine superiore del ghiacciaio, quindi, con tutta probabilità mette fine a un impatto isotermico durato millenni, che potrebbe avere conferito ai fattori di destabilizzazione descritti (formazione di strati di disgelo, sollecitazioni termomeccaniche) un potenziale particolarmente distruttivo. Di grande importanza in questo contesto potrebbe essere l'effetto dei fattori preparatori all'interno della crepaccia periferica. La grande disponibilità di acqua e le temperature permanentemente sotto lo zero potrebbero determinare un'intensa disgregazione tramite segregazione del ghiaccio all'interno della crepaccia periferica.

Segregazione del ghiaccio

La segregazione del ghiaccio descrive un meccanismo di disgregazione che determina la creazione di piccole lenti di ghiaccio sulla roccia compatta permeabile. Un gradiente di temperatura nella roccia induce una tensione di suzione che causa la migrazione di acqua soprassatura e non congelata attraverso le porosità del suolo verso una zona di congelamento. L'acqua che vi si deposita determina la formazione di ghiaccio di segregazione che contribuisce a creare delle microfratture nella roccia e ad allargare la superficie di discontinuità. A differenza della disgregazione determinata dall'espansione del volume da acqua a ghiaccio, per una efficace segregazione del ghiaccio non è necessario che gli spazi interstiziali si saturino completamente di acqua, così come è richiesto non un rapido congelamento, bensì un regime di temperatura negativo costante (Dikau et al. 2019). Per molto tempo si è ritenuto che delle temperature fra i -3 e i 8 °C costituissero l'intervallo ideale per la segregazione del ghiaccio („frost cracking window“) (Anderson 1998). Tuttavia, studi attuali di laboratorio e sul campo hanno riscontrato che alti tassi di segregazione si verificano già a temperature di poco inferiori al punto di congelamento, suggerendo che anche al di fuori della “frost cracking window” è possibile una segregazione del ghiaccio efficace.

Il ghiaccio di segregazione che si crea nella roccia (nel corso di millenni) non avrebbe di per sé un effetto destabilizzante immediato. Tuttavia, dopo la scomparsa del ghiaccio dalle aree interessate, si avrebbe un riscaldamento e quindi uno scioglimento del ghiaccio di segregazione, il che potrebbe contribuire significativamente alla destabilizzazione e quindi all'aumento riscontrato di crolli di roccia in prossimità dei ghiacciai. I fattori preparatori che agiscono nella crepaccia periferica potrebbero quin-

di determinare in misura decisiva l'attuale modello di distribuzione dei crolli di roccia. Se e in quale misura esattamente la crepaccia periferica funga da luogo di origine dei futuri crolli di roccia è attualmente oggetto di indagini scientifiche presso il sito di riferimento del Kitzsteinhorn, dove con elaborate misurazioni dell'emissione acustica attualmente si sta cercando di quantificare l'intensità della segregazione del ghiaccio all'interno e all'esterno delle aree della crepaccia periferica.

Il ritiro del permafrost come fattore scatenante di un'elevata attività di crolli rocciosi?

Oltre all'accumulo descritto di crolli rocciosi nelle immediate vicinanze del ghiacciaio, si è osservata una notevole concentrazione di aree di distacco ad altitudini inferiori (<2.900 m s.l.m.), che si trovano al di fuori dei limiti delle nevi perenni degli ultimi anni o decenni. Complessivamente sono sette i crolli di roccia che si possono ascrivere a questa categoria, per un volume totale di circa 11.500 m³ - cioè quasi la metà del volume totale. Il cambiamento litologico all'interno delle pareti rocciose analizzate (copertura del Riffel ad altitudini elevate, gneiss granitico a bassa quota) non fornisce una spiegazione sufficiente per questa singolare distribuzione in zone, poiché

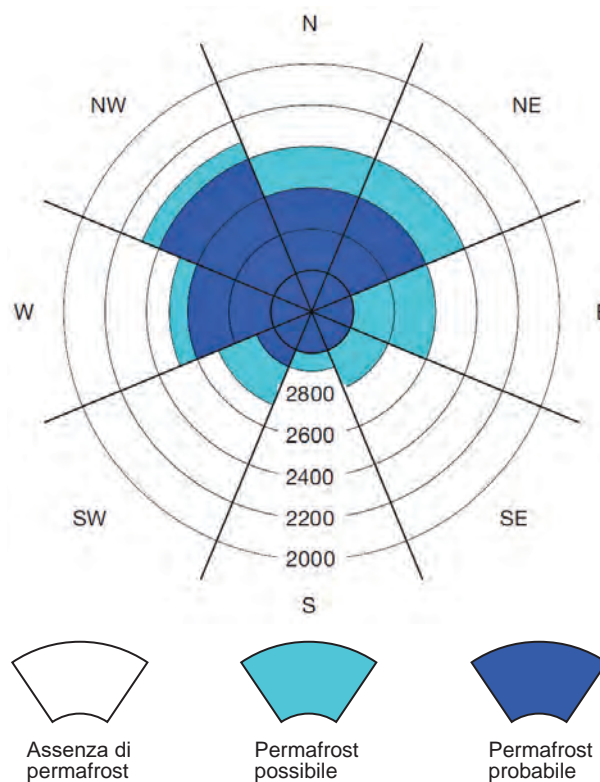


Figura 45: diagramma per la stima della probabilità di permafrost classificata in base all'esposizione e all'altitudine (Bommer 2009), semplificata secondo le regole empiriche di (Haerberli 1975).

anche all'interno delle pareti rocciose di gneiss granitico più basse è evidente una chiara diminuzione dell'attività di crolli rocciosi con l'altitudine. Piuttosto, l'accumulo di crolli rocciosi osservato a basse altitudini (<2.900 m s.l.m.) potrebbe essere correlato alla distribuzione e al ritiro del permafrost. I modelli di permafrost esistenti presuppongono per le pareti rocciose analizzate condizioni di permafrost (Schrott et al. 2012; Boeckli et al. 2012). Sui versanti scoscesi esposti a nord per esempio si ipotizza la presenza di permafrost a partire da un'altitudine di circa 2.500 m s.l.m., mentre sui versanti esposti a ovest e a est il limite inferiore del permafrost si trova ad un'altitudine maggiore a causa dell'incremento della radiazione solare diretta (figura 45). Le aree più basse delle pareti rocciose analizzate rappresentano quindi approssimativamente il limite inferiore del permafrost con temperature del permafrost presumibilmente calde appena inferiori a 0°C, mentre nelle aree di studio situate a una maggiore altitudine si presuppongono temperature del permafrost nettamente più fredde.

Il permafrost nelle pareti rocciose reagisce in modo particolarmente sensibile ai cambiamenti della temperatura dell'aria a causa di fattori di influenza specifici a livello locale (ad esempio bassa copertura nevosa, basso contenuto di ghiaccio) (Magnin et al. 2015). L'andamento stagionale dello spessore di disgelo del permafrost è particolarmente rilevante per la stabilità. In questo contesto, l'avanzamento estivo dello spessore disgelo a profondità superiori alla media - per esempio durante le estati torride

51

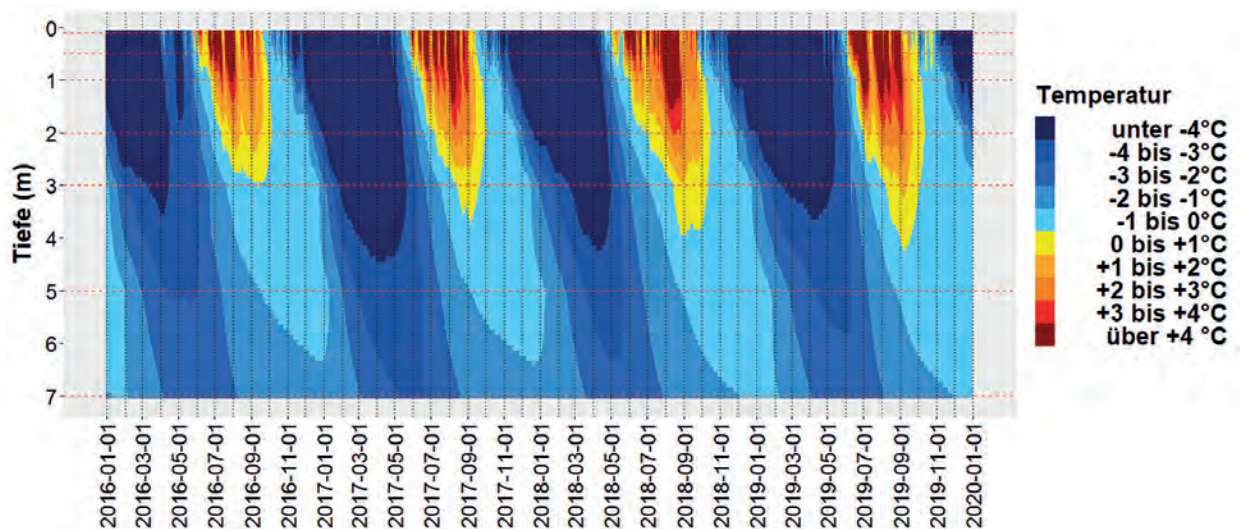


Abbildung 46: Vierjährige Temperaturreihe (2016-19) des 30 m tiefen Bohrlochs B2 in der Nordflanke des Kitzsteinhorns (Darstellung auf die obersten 7 m beschränkt). Die maximale saisonale Mächtigkeit der Auftautiefe variierte im Beobachtungszeitraum von 3,0-4,2 m. Seehöhe der Bohrlochöffnung: 2 985 m müA. Strichlierte, horizontale Linien repräsentieren die Sensortiefen.

del 2003 e del 2015 - è considerato un importante fattore scatenante per numerosi crolli di roccia (Ravel et al. 2017). Lo spessore di disgelo del permafrost varia notevolmente a seconda di fattori come esposizione, altitudine, ombreggiamento, manto nevoso e trasporto di acqua nella crepaccia, e non può essere misurato direttamente nell'area di studio a causa della mancanza di fori di sondaggio sufficientemente profondi.

Tuttavia, continue misurazioni della temperatura effettuate a una profondità fino a 30 m presso il sito di riferimento sul Kitzsteinhorn da diversi anni forniscono informazioni preziose. I siti esposti a nord ad un'altitudine di 3.000 m s.l.m. mostrano spessori di disgelo del permafrost massimi di 3-4 m, solitamente raggiunti alla fine di agosto o all'inizio di settem-

bre (figura 46). Con l'aumento dell'altitudine e la derivante diminuzione delle temperature dell'aria si prevede un considerevole calo della profondità di disgelo estivo, mentre man mano che l'altitudine scende si prevede una profondità di disgelo maggiore, temperature del permafrost più calde e un ghiaccio fessurale più instabile (duttile) (PERMOS 2019; Mamot et al. 2018; Davies et al. 2001).

Con l'aumento dell'altitudine diminuiscono la profondità di cedimento e lo spessore di disgelo

La profondità media di cedimento della roccia nell'ambito del presente studio era di 4,0 m, l'altitudine media delle aree di distacco era di 2.936 m s.l.m. I livelli massimi di spessore di disgelo

(3-4 m) misurati sul Kitzsteinhorn a 3.000 m s.l.m. mostrano una sorprendente somiglianza con le profondità di cedimento specifiche del presente studio - ad altitudini comparabili (2.900-3.100 m s.l.m.) la profondità media di cedimento sull'Ödenwinkel era di 3,2 m. Nelle pareti rocciose analizzate dell'Ödenwinkel è stata osservata anche una leggera ma significativa diminuzione delle profondità di cedimento all'aumentare dell'altitudine (figura 28), che ha un'evidente correlazione con la diminuzione dello spessore di disgelo del permafrost dovuto all'altitudine (PERMOS 2019). In linea con questa tendenza, alle altitudini più alte si è registrato non solo un minore spessore dei crolli di roccia, ma anche un numero generalmente inferiore di crolli. Alle altitudini superiori ai 3.100 m s.l.m., per esempio, sono stati identificati, nonostante la considerevole estensione delle superfici (il 41% del totale), solo sette crolli di roccia, di cui sei hanno interessato versanti esposti a est o ovest (maggiore spessore di disgelo). I siti esposti a nord (minore spessore di disgelo), più freddi e più frequenti nel presente studio, a questo livello di altitudine erano chiaramente sottorappresentati, il che ancora una volta indica una forte destabilizzazione in aree relativamente calde. Le modellazioni numeriche, in linea con le valutazioni dei crolli rocciosi, indicano un significativo impatto dell'aumento degli strati di disgelo e di allentamento.

Il cambiamento climatico intensificherà ulteriormente l'attività di crolli di roccia in alta montagna

In sintesi, l'analisi dell'attività dei crolli di roccia indica una chiara correlazione con i cambiamenti dello stato del permafrost, per cui in particolare lo spessore di disgelo del permafrost in estate sembra giocare un ruolo critico per la stabilità. L'accumulo di crolli di roccia riscontrato nelle aree calde del permafrost con spessori di disgelo più elevati è coerente con i risultati degli studi condotti sulle Alpi occidentali. Gli studi promossi da Arge Alp nelle Alpi svizzere indicano un accumulo di crolli di roccia in aree con permafrost caldo a fine estate (ad altitudini intorno ai 3.000 m s.l.m.)

(Kenner e Phillips 2017). L'esame di un inventario di movimenti di masse in Svizzera, Francia e Italia che copre un periodo di oltre 100 anni sembra confermare una concentrazione di crolli rocciosi lungo il limite inferiore del permafrost (Fischer et al. 2012). Gli studi menzionati sono studi regionali che analizzano l'attività dei movimenti di masse sul livello di scala di interi massicci montuosi. Il presente studio a lungo termine sull'Ödenwinkel è quindi il primo studio fino ad oggi che è stato in grado di dimostrare la destabilizzazione a seconda dell'altitudine causata dalla degradazione del permafrost non solo a livello regionale, ma anche sul livello di scala di una singola parete di roccia.

Sfide future per le infrastrutture d'alta montagna

Queste evidenze migliorano considerevolmente la nostra comprensione dei processi e sono di importanza decisiva per l'adattamento delle analisi di rischio nelle aree di alta montagna - che sono particolarmente rilevanti nel contesto di un riscaldamento climatico in rapido avanzamento. Nei prossimi 30 anni per l'Austria si prevede un ulteriore aumento della temperatura pari a 1,5°C (APCC 2014). L'estensione del permafrost e dei ghiacciai diminuirà significativamente. Entro la fine del 21° secolo, la superficie dei ghiacciai nelle Alpi si ridurrà a circa un quinto di quella attuale (Zemp et al. 2006). Il conseguente aumento dell'attività di crolli di roccia rappresenta una grande sfida per i gestori e i progettisti di infrastrutture d'alta montagna, gestibile solo disponendo di una base di dati ampia e di alta qualità. In questo contesto, le conoscenze acquisite con il presente studio contribuiscono a una comprensione decisamente migliore dei processi, fornendo quindi una base fondamentale per l'adattamento (futuro) delle analisi del rischio nelle aree di alta montagna.

5 Output scientifico

Pubblicazioni (peer-reviewed)

Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020a): Current glacier recession causes significant rockfall increase: The immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, pp. 1-25. DOI: 10.5194/esurf-2020-8.

Hartmeyer, I.; Keuschnig, M.; Delleske, R.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020b): 6-year LiDAR survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, pp. 1-23. DOI: 10.5194/esurf-2020-9.

Attività mediatica

Centro mediatico del Land Salisburgo: Gesicherte Daten über unsichere Felszonen, 24.4.2018, video.

Salzburger Nachrichten: Arge Alp arbeitet an Felssturz-Frühwarnsystem im Pinzgau, 24.04.2018, articolo di giornale.

Servus TV: Magazin PM Wissen (Episodio 7), 22.11.2018, reportage TV.

Salzburger Nachrichten: Sie blicken in die Kinderstube der Felsstürze, 22.10.2019, articolo di giornale.

Centro mediatico del Land Salisburgo: Problemzonen im Hochgebirge unter Beobachtung, 17.5.2020, video.

ORF2: Salzburg Heute, 23.05.2020, reportage TV.

Kurier: Klimawandel lässt die Alpen bröckeln, 30.5.2020, articolo di giornale.

Die Presse: Null Risiko ist unmöglich, 19.7.2020, articolo di giornale.

Servus TV: Magazin PM Wissen: Warum sind Nordwände so steil und gefährlich?, 8.10.2020, reportage TV.

Elaborati scientifici

Rau, M. (2019): Stability Assessment of a Large Alpine Rock Wall under Climatically Changing Conditions by Means of a Continuum Model using the Eiskögele North Face (Hohe Tauern) as an Example. Masterarbeit, TU München, 150 pagine.

Atti di convegno

Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Fegerl, L., Valentin, G., Helfricht, K., Otto, J.-C. (2017): Long-term monitoring of climate-sensitive cirques in the Hohe Tauern range. 6th International Symposium for Research in Protected Areas 2017, Salzburg, Österreich.

Otto, J.-C., Dörfler, M., Keuschnig, M. (2018): Patterns and origin of debris cover of the Oedenwinkelkees glacier, Hohe Tauern, Austria. EGU General Assembly 2018, Wien, Österreich, Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-12956.

Simposi scientifici

Workshop Arge Alp: Crolli di roccia in zone periglaciali - fattori di influenza, meccanismi scatenanti e conclusioni per la pratica. 18-19 settembre 2019, Rudolfshütte, Land Salisburgo, Austria.

6 Bibliografia

54

- APCC (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC). Hg. v. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Wien, Österreich.
- Atkinson, Barry Kean (1982): Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. In: *Journal of Structural Geology* 4 (1), S. 41-56. DOI: 10.1016/0191-8141(82)90005-0.
- Auer, I.; Foelsche, U.; Böhm, R.; Chimani, B.; Haimberger, L.; Kerschner, H. et al. (Hg.) (2014): *Vergangene Klimaänderung in Österreich*. In: Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC). Wien: Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.
- Auer, L.; Feichtner, A.; Steinhäusler, F.; Delleske, R.; Keuschnig, M. (2018): Swarm-technology for Large-area Photogrammetry Survey and Spatially Complex 3D Modelling. In: *International Journal of Latest Research in Engineering and Technology (IJLRET)* 4 (9), S. 33-39.
- Barlow, John; Lim, Michael; Rosser, Nick; Petley, David; Brain, Matthew; Norman, Emma; Geer, Melanie (2012): Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. In: *Geomorphology* 139-140, S. 416-424. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.11.006.
- Battle, W. R. B.; Lewis, W. V. (1951): Temperature Observations in Bergschrunds and Their Relationship to Cirque Erosion. In: *The Journal of Geology* 59 (6), S. 537-545. DOI: 10.1086/625910.
- Bennett, G. L.; Molnar, P.; Eisenbeiss, H.; McDell, B. W. (2012): Erosional power in the Swiss Alps: characterization of slope failure in the Illgraben. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 37 (15), S. 1627-1640. DOI: 10.1002/esp.3263.
- Boeckli, L.; Brenning, A.; Gruber, S.; Noetzli, J. (2012): A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. In: *The Cryosphere* 6 (1), S. 125-140. DOI: 10.5194/tc-6-125-2012.
- Bommer, Christian (Hg.) (2009): *Bauen im Permafrost. Ein Leitfaden für die Praxis*. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft. Birmensdorf: WSL.
- Carrivick, J. L.; Geilhausen, M.; Warburton, J.; Dickson, N. E.; Carver, S. J.; Evans, A. J.; Brown, L. E. (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. In: *Geomorphology* 188, S. 83-95. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.03.029.
- Carrivick, Jonathan L.; Berry, Katie; Geilhausen, Martin; James, William H.m.; Williams, Christopher; Brown, Lee E. et al. (2015): Decadal-scale changes of the ödenwinkelkees, central Austria, suggest increasing control of topography and evolution towards steady state. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 97 (3), S. 543-562. DOI: 10.1111/geoa.12100.
- Clark, J.I.; Phillips, R. (2003): Centrifuge modelling of frost heave of arctic gas pipelines. In: *Permafrost - 8th International Conference*.
- Dahlström, L-O. (1992): Rock Mechanical Consequences of Refrigeration.
- Davidson, G. P.; Nye, J. F. (1985): A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. In: *Cold Regions Science and Technology* 11 (2), S. 141-153.
- Davies, C. R. Michael; Hamza, Omar; Harris, Charles (2001): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. In: *Permafrost and Preiglacial Processes* (12), S. 137-144. DOI: 10.1002/ppp.
- Dikau, Richard; Eibisch, Katharina; Eichel, Jana; Meßenzehl, Karoline; Schlummer-Held, Manuela (2019): *Geomorphologie*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Dussauge, Carine; Grasso, Jean-Robert; Helmstetter, Agnès (2003): Statistical analysis of rock-fall volume distributions: Implications for rock-fall dynamics. In: *J. Geophys. Res.* 108 (B6). DOI: 10.1029/2001JB000650.
- Dussauge-Peisser, Carine; Helmstetter, Agnès; Grasso, Jean-Robert; Hantz, D.; Desvarreux, P.; Jeannin, M.; Giraud, A. (2002): Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2, S. 15-26.
- Dwivedi, R.D; Soni, A.K; Goel, R.K; Dube, A.K (2000): Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. In: *International Jour-*

nal of Rock Mechanics and Mining Sciences 37 (8), S. 1267-1275. DOI: 10.1016/S1365-1609(00)00051-4.

Dwivedi, RD.; Singh, PK.; Singh, D. P. (1998): Compressive strength and tensile strength of rocks at sub-zero temperature. In: Indian Journal of Engineering & Materials Sciences 5, S. 43-48.

Fellin, W. (2013): Einführung in Eis-, Schnee- und Lawinenmechanik. Dordrecht: Springer (SpringerLink). Online verfügbar unter <http://site.ebrary.com/lib/alltitles/docDetail.action?docID=10780146>.

Fischer, L.; Purves, R. S.; Huggel, C.; Noetzli, J.; Haerberli, W. (2012): On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12 (1), S. 241-254. DOI: 10.5194/nhess-12-241-2012.

Fischer, Luzia; Amann, Florian; Moore, Jeffrey R.; Huggel, Christian (2010): Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierwa rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). In: Engineering Geology 116 (1-2), S. 32-43. DOI: 10.1016/j.enggeo.2010.07.005.

Gardner, James S. (1987): Evidence for Headwall weathering zones, boundary glacier, Canadian Rocky Mountains. In: Journal of Glaciology 33 (113).

Gillespie, C. S. (2015): Fitting Heavy Tailed Distributions: The powerLaw Package. In: Journal of Statistical Software 64 (2).

Gischig, Valentin S.; Moore, Jeffrey R.; Evans, Keith F.; Amann, Florian; Loew, Simon (2011a): Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. In: J. Geophys. Res. 116 (F4). DOI: 10.1029/2011JF002006.

Gischig, Valentin S.; Moore, Jeffrey R.; Evans, Keith F.; Amann, Florian; Loew, Simon (2011b): Thermo-mechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. The Randa rock slope instability. In: J. Geophys. Res. 116 (F4). DOI: 10.1029/2011JF002007.

Glamheden, R.; Lindblom, U. (2002): Thermal and mechanical behaviour of refrigerated caverns in hard rock. In: Tunnelling and Underground Space Technology 17 (4), S. 341-353. DOI: 10.1016/S0886-

7798(02)00029-9.

Gruber, S.; Haerberli, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-re-

lated destabilization following climate change. In: J. Geophys. Res. 112 (F2), S. 301. DOI: 10.1029/2006JF000547.

Günzel, Friederike K. (2008): Shear strength of ice-filled rock joints.

Haerberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Zürich.

Haerberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. In: Permafrost and Preiglacial Processes 3, S. 111-124.

Haerberli, Wilfried (2014): Snow and ice-related

hazards, risks and disasters. 1st edition. Waltham MA: Elsevier.

Hallet, B. (2006): Geology. Why do freezing rocks break? In: Science (New York, N.Y.) 314 (5802), S. 1092-1093. DOI: 10.1126/science.1135200.

Hallet, B.; Walder, J. S.; Stubbs, C. W. (1991): Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. In: Permafrost and Periglac. Process. 2 (4), S. 283-300.

Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020a): Current glacier recession causes significant rockfall increase: The immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, S. 1-25. DOI: 10.5194/esurf-2020-8.

Hartmeyer, I.; Keuschnig, M.; Delleske, R.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020b): 6-year LiDAR survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, S. 1-23. DOI: 10.5194/esurf-2020-9.

Heritage, George L.; Large, Andrew R. G. (2009): Laser Scanning for the Environmental Sciences

// Laser scanning for the environmental sciences. Oxford: Wiley-Blackwell.

Höck, V.; Pestal, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Wien: Geologische Bundesanstalt.

- Inada, Y.; Yokota, K. (1984): Some studies of low temperature rock strength. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 21 (3), S. 145-153. DOI: 10.1016/0148-9062(84)91532-8.
- IPA (2020): What is Permafrost? International Permafrost Association. Online verfügbar unter <https://ipa.arcticportal.org/publications/occasional-publications/what-is-permafrost>, zuletzt geprüft am 17.06.2020.
- IPCC (2014): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2019): High Mountain Areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- Irwin, George R. (1958): Fracture. In: S. Flügge (Hg.): *Elasticity and Plasticity / Elastizität und Plastizität*, 3 / 6. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (Handbuch der Physik / Encyclopedia of Physics, 0085-140X, 3 / 6), S. 551-590.
- Johnson, W. D. (1904): The Profile of Maturity in Alpine Glacial Erosion. In: *The Journal of Geology* 12 (7), S. 569-578.
- Kemeny, J. (2003): The Time-Dependent Reduction of Sliding Cohesion due to Rock Bridges Along Discontinuities: A Fracture Mechanics Approach. In: *Rock Mechanics and Rock Engineering* 36 (1), S. 27-38. DOI: 10.1007/s00603-002-0032-2.
- Kenner, Robert; Phillips, Marcia (2017): Fels- und Bergstürze in Permafrost Gebieten: Einflussfaktoren, Auslösemechanismen und Schlussfolgerungen für die Praxis. Schlussbericht Arge Alp Projekt.
- Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Hartmeyer, I.; Fuss, C.; Schrott, L. (2017): Automated Electrical Resistivity Tomography Testing for Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure. In: *Permafrost and Periglac. Process.* 28 (1), S. 158-171. DOI: 10.1002/ppp.1916.
- Konrad, J-M; Morgenstern, N. R. (1982): Prediction of frost heave in the laboratory during transient freezing. In: *Canadian Geotechnical Journal* 19 (3), S. 250-259.
- Körner, H.; Ulrich, R. (1965): Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee - Zugspitze. In: *Geologica Bavarica* 55, S. 404-421.
- Krautblatter, Michael; Funk, Daniel; Günzel, Friederike K. (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 38 (8), S. 876-887. DOI: 10.1002/esp.3374.
- Lague, D., Brodu, N., Leroux, J.: Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z), In: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 82, 10-26, 2013.
- Land Salzburg (1991): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2008): Laserscanbefliegung Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2009): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2012): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2018): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Tirol (1974): Orthofotos Bundesland Tirol. Tiroler Rauminformationssystem (TIRIS), Tirol, Österreich.
- Lepique, Michael (2008): Empfehlung Nr. 10 des Arbeitskreises 3.3 "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Indirekter Zugversuch an Gesteinsproben - Spaltzugversuch. In: *Bautechnik* 85 (9), S. 623-627. DOI: 10.1002/bate.200810048.
- Li, Ning; Zhang, Ping; Chen, Yunsheng; Swoboda, Gunter (2003): Fatigue properties of cracked, saturated and frozen sandstone samples under cyclic loading. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 40 (1), S. 145-150. DOI: 10.1016/S1365-1609(02)00111-9.
- Magnin, F.; Deline, P.; Ravel, L.; Noetzli, J.; Pogliotti, P. (2015): Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). In: *The Cryosphere* 9 (1), S. 109-121. DOI: 10.5194/tc-9-109-2015.
- Mamot, Philipp; Weber, Samuel; Schröder, Tanja; Krautblatter, Michael (2018): A temperature- and

- stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. In: *The Cryosphere* 12 (10), S. 3333-3353. DOI: 10.5194/tc-12-3333-2018.
- Marinos, P.; Hoek, Evert (2000): GSI-A geologically friendly tool for rock mass strength estimation. In: *Proceedings of the International Conference on Geotechnical and Geological Engineering*.
- Matsuoka, Norikazu (1990): Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. In: *Cold Regions Science and Technology* 17 (3), S. 253-270. DOI: 10.1016/S0165-232X(05)80005-9.
- Matsuoka, Norikazu; Murton, Julian (2008): Frost weathering: recent advances and future directions. In: *Permafrost Periglac. Process.* 19 (2), S. 195-210. DOI: 10.1002/ppp.620.
- McColl, Samuel T. (2012): Paraglacial rock-slope stability. In: *Geomorphology* 153-154, S. 1-16. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.02.015.
- McColl, Samuel T.; Davies, Timothy R. H. (2013): Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 38 (10), S. 1102-1115. DOI: 10.1002/esp.3346.
- Mellor, M. (1973): Mechanical properties of rocks at low temperatures. In: *2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk. International Permafrost Association*, S. 334-344.
- Murton, Julian B.; Peterson, Rorik; Ozouf, Jean-Claude (2006): Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. In: *Science (New York, N.Y.)* 314 (5802), S. 1127-1129. DOI: 10.1126/science.1132127.
- Mutschler, Thomas (2004): Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises Versuchstechnik Fels der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern. In: *Bautechnik* 81 (10), S. 825-834. DOI: 10.1002/bate.200490194.
- Nixon, JF. (1982): Frost heave predictions using the segregation potential concept. In: *Canadian Geotechnical Journal* 19, S. 526-529.
- Noetzli, Jeannette; Gruber, Stephan; Kohl, Thomas; Salzmann, Nadine; Haeberli, Wilfried (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F2). DOI: 10.1029/2006JF000545.
- Nogués-Bravo, D.; Araújo M. B.; Errea M. P.; Martínez-Rica J. P. (2007): Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st Century. In: *Global Environmental Change* 17 (3), S. 420-428. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2006.11.007.
- Otto, J.-C.; Keuschnig, M.; Götz, J.; Marbach, M.; Schrott, L. (2012): Detection of mountain permafrost by combining high resolution surface and subsurface information - an example from the glatzbach catchment, austrian alps. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94 (1), S. 43-57. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2012.00455.x.
- PERMOS (2019): Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018, Glaciological Report No. 16-19. Unter Mitarbeit von PERMOS Partner Institutionen: ETH Zurich, Universities Of Fribourg, PERMOS Is Financially Supported By The Swiss Federal Institute For
- The Environment, The Federal Office Of Meteorology And Climatology In The Framework Of GCOS Switzerland, And The Swiss Academy Of Sciences. und J. Authors: Beutel.
- Pogrebiskiy und Chernyshev. Determination of the Permeability of the frozen fissured Rock massif in the vicinity of the Kolyma hydroelectric power station (1977).
- Rau, M. (2019): Stability Assessment of a Large Alpine Rock Wall under Climatically Changing Conditions by Means of a Continuum Model using the Eiskögele North Face (Hohe Tauern) as an Example. Masterarbeit, TU München, 150 Seiten.
- Raveland, L.; Magnin, F.; Deline, P. (2017): Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. In: *The Science of the total environment* 609, S. 132-143. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.055.
- Rooke, D. P.; Cartwright, D. J. (1976): *Compendium of stress intensity factors*. London: H.M.S.O.
- Sanders, Johnny W.; Cuffey, Kurt M.; Moore, Jeffrey R.; MacGregor, Kelly R.; Kavanaugh, Jeffrey L. (2012): Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds. In: *Geology* 40 (9), S. 779-782. DOI: 10.1130/G33330.1.

- Sanderson, T. J. O. (1988): Ice mechanics. Risks to offshore structures.
- Schrott, L.; Otto, J.-C.; Keller, M. (2012): Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. In: *Austrian Journal of Earth Science* Vol 105 (2), S. 169-183.
- Schulson, E. M. (2002): Compressive shear faults in ice: plastic vs. Coulombic faults. In: *Acta Materialia* 50 (13), S. 3415-3424. DOI: 10.1016/S1359-6454(02)00154-4
- Slupetzky, H. (1967): Die hochalpinen Forschungen in der Granatspitz- und westlichen Glocknergruppe in den Hohen Tauern. In: *Mitteilungen Österreichischen Geographischen Gesellschaft* 109, S. 88-89.
- Slupetzky, H. (1997): The glaciers on the topographic maps (1:5000 scale) in the region of the National Park Research Station Rudolfshütte (Stubachtal, Hohe Tauern) from 1990. (Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, 3).
- Slupetzky, H. (2015): Die Massenbilanzreihe vom Stubacher Sonnblickkees 1946 bis 2014 und die semidirekte Berechnung des Massenhaushalts von Gletschern. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 47/48, S. 167-200.
- Slupetzky, H.; Teufl, J. (1991): Ödenwinkelkees Gletschervorfeld 1:5000. Institut für kartographie und reproduktionstechnik (IKR): Universität Salzburg und Österreichischer Alpenverein.
- Stoll, Verena; Scandroglio, Riccardo; Krautblatter, Michael (2020): Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock (Hochvogel & Zugspitze, Germany).
- Strunden, Josy; Ehlers, Todd A.; Brehm, Daniel; Nettesheim, Matthias (2015): Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120 (7), S. 1251-1273. DOI: 10.1002/2014JF003274.
- Terzaghi, Karl (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. In: *Geotechnique* 12 (4), S. 251-270.
- Tharp, Thomas M. (1987): Conditions for crack propagation by frost wedging. In: *Geol Soc America Bull* 99 (1), S. 94-102.
- Timur, A. (1968): Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. In: *Geophysics* 33 (4), S. 584-595. DOI: 10.1190/1.1439954.
- Ulrich; King (1993): Influence of mountain permafrost on construction in the Zugspitze mountains, Bavarian Alps. In: In 6th International Conference on Permafrost, Beijing. International Permafrost Association: Postdam, S. 625-630.
- Waldner, J.; Hallet, B. (1985): A theoretical model of the fracture of rock during freezing. In: *Geol Soc America Bull* 96 (3), S. 336.
- Weiss, J.; Schulson, E. (1995): The failure of fresh-water granular ice under multiaxial compressive loading. In: *Acta Metallurgica et Materialia* 43 (6), S. 2303-2315.
- Whalley, WB. (1982): Crack propagation and associated weathering in igneous rocks. In: *Zeitschrift fuer Geomorphologie* 26, S. 33-54.
- Zagel, B.; Wiesenegger, J. (2019): LTER Site Obere Stubachtal. Online verfügbar unter <http://lter-stubachtal.sbg.ac.at/forschung/hydrologie/>, zuletzt geprüft am 26.03.2020.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? In: *Geophysical Research Letters*, 33 (13).
- ZAMG (2020): Klimadaten Wetterstation Rudolfshütte, Salzburg, Österreich (1962-2019). Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik



LAND
SALZBURG
