

8. OBERES SULDENTAL -

eine Hochgebirgsregion im Zeichen des Klimawandels

J. STÖTTER / S. FUCHS / M. KEILER / A. ZISCHG



Exkursionsverlauf und praktische Hinweise

Anreise von Innsbruck über Brenner: Brennerautobahn (A13 bzw. A22) bis Bozen, Schnellstraße (SS38) durch das Etschtal und Vinschgau bis Spondinig, weiter auf der Stilfser Joch-Straße (SS38) bis Gomagoi und durch das Suldental (SS622) nach Sulden.

Fahrtkilometer: 213

Anreise von Innsbruck über Reschenpass: Inntalautobahn (A12) Richtung Landeck, von der Ausfahrt Zams durch das Obere Gericht (B180) und über den Reschenpass nach Spondinig (SS40), weiter auf der Stilfser Joch Straße (SS38) bis Gomagoi und durch das Suldental (SS622) nach Sulden.

Fahrtkilometer: 165

Standorte der Exkursion:

- Madritschhütte: Ausgangspunkt für die Wanderung zum Madritschjoch (Permafrost)
- Schaubachhütte: Überblick über den Kessel des Sulden Ferners und des Königswandferners (Faltung und Intrusion Königspitze, Eissturprozesse, schuttbedeckte Gletscher)
- Wanderung von der Schaubachhütte nach Sulden: Gletscherrückgang, Moränen des Sulden Ferners, Massenbewegungen am Schöntaufhang, Gefährdung der Skiabfahrt durch Lawinen
- Wanderung von der Mittelstation der Seilbahn Sulden zur Hintergrathütte und zur Bergstation des Langenstein Sesselliftes K2, Abstieg nach Sulden: Massenbewegungen, Gletschervorfeld und Gletschertor, lawinengenährter Gletscher (End der Welt Ferner)

Routenbeschreibung

Variante 1: Fahrt mit der Seilbahn Sulden vom südlichen Ende der Ortschaft bis zur Bergstation.

Von der Schaubachhütte Wanderung zur Madritschhütte (Weg Nr. 151, ca. 1 Std.). Oberhalb der Madritschhütte verschiedene Standorte zum Themenkomplex Blockgletscher, Permafrost sowie anthropogene Formung und Nutzung des hochalpinen Geländes (Skigebiet). Bei entsprechender Trittsicherheit ist der Aufstieg von der Madritschhütte auf die Hintere Schöntauf Spitze zu empfehlen (1,5 Std.). Von dort guter Überblick auf das Tal und die umliegenden Berge. Abstieg von der Madritschhütte nach Sulden über den Sommerweg (ca. 2 Std.). Standort Terrasse des Restaurants an der Bergstation der Seilbahn: Guter Einblick auf das Einzugsgebiet des Sulden Ferners und den geologischen Aufbau der Ortlergruppe. Themen: Gletscherrückgang, Massenbewegungen, v.a. Felssturz in den Hauptdolomitwänden der König-Spitze, des Zebrù und des Ortlers, schuttbedeckte Gletscher. Hinweis auf Veränderungen der Massenbilanz der Gletscher. Eissturz in der Nordwand der König-Spitze (Abbruch der Schaumrolle). Der Abstieg folgt der orographisch rechten Seitenmoräne des Sulden Ferners aus dem Jahr 1820 (Weg Nr. 1). Standort Mittelstation der Seilbahn Sulden: Im Gletschervorfeld verschiedene Sukzessionsstadien der Vegetation, Muren und Felssturz von den Schöntaufwänden. Lawinenproblematik im Skigebiet. Abstieg zur Talstation, dort Thematik von Murgängen aus dem Rosimal und den Seitenhängen des Haupttales (Schreibach, Kaserbach). Gehzeit: 4-5 Std. (ohne Mittagspause).

Variante 2: Fahrt mit der Seilbahn Sulden vom südlichen Ende der Ortschaft bis zur Mittelstation.

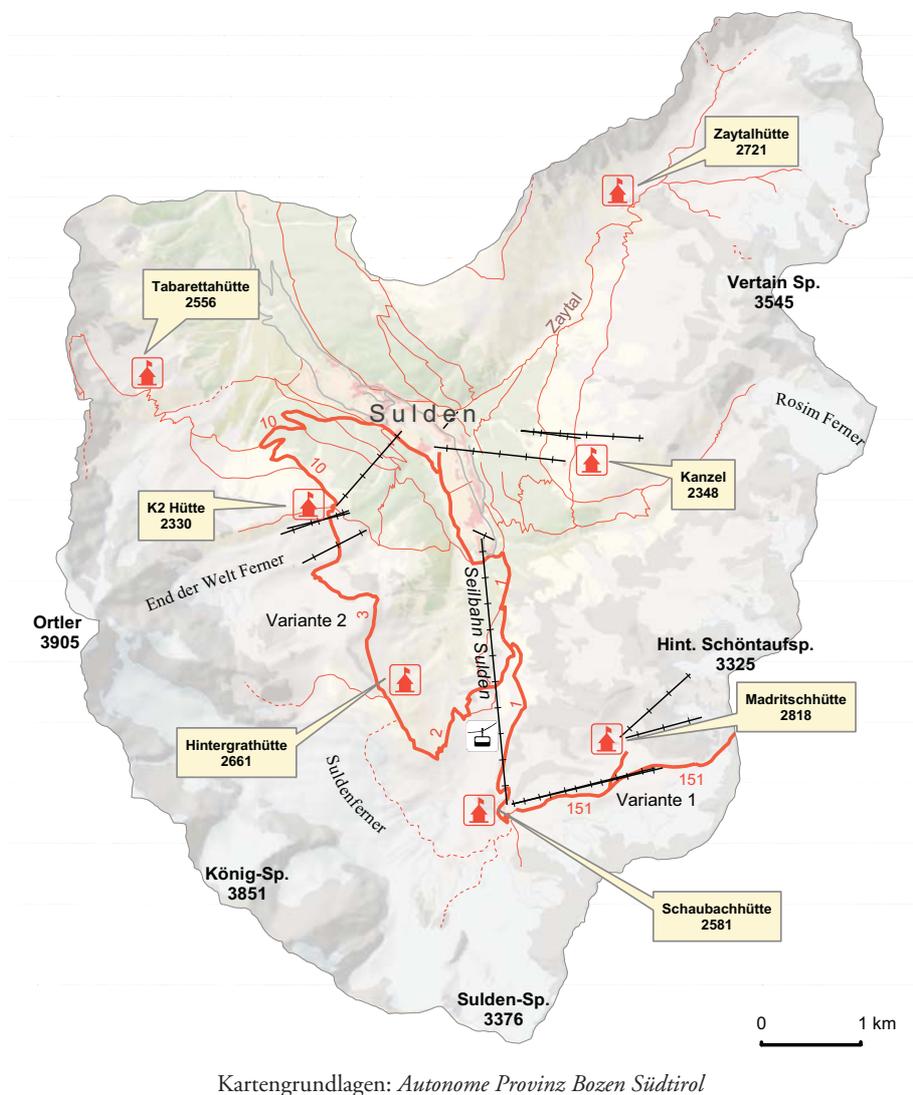
Von dort Aufstieg zur Hintergrathütte (Weg Nr. 2, ca. 1,5 Std.). Am Weg mehrere Standorte für die oben beschriebenen Themen. Standort Hintergrathütte: Einblick in die Fels- und Eiswände der König-Spitze und Überblick über den Sulden Ferner. Sehr gut erkennbar sind die Moränen aus Hauptdolomit auf Kristallin. Von der Hintergrathütte weiter zur K2 Hütte (Weg Nr. 3, ca. 1 Std.). Der

Oberes Suldental

Weg quert Anrissgebiete von Lawinen und Muren im Schönleitenhang. Guten Überblick vom Weg auf die Moränen und das Gletschervorfeld des Sulden Ferners. Am Weg gut erkennbare Nackentälchen und Hangzerreißungen. Standort Schreibachgraben: Moränen des End der Welt Ferners, Blockgletscher und Murgänge. Von der K2 Hütte Abstieg auf dem Weg über den Schöpfgraben nach Sulden (Weg Nr. 10, ca. 1,5 Std.). Standort nördlich der K2 Hütte: Lawinenverbauungen (Anrissverbau und Damm). Gute Aussicht in das Zaytal. Auf dem Weg Einblick in die Wände des Tschierfeck und des Ortlers (Fels- und Eissturz), Talverengung durch den Ladum-Murkegel, Gefährdung von Straße und Siedlung durch Lawinen. Rutschungen am Gegenhang. Gehzeit: 4-5 Std. (ohne Mittagspause).

Karte: Tabacco Wanderkarte 1:25.000, Blatt 08 (Ortlergebiet)

Abb. 1: Übersichtskarte des Exkursionsgebiets Oberes Suldental



1. Einleitung

Die unter dem Begriff *Global Change* zusammengefassten Prozesse sind ein zentrales gesellschaftliches Problem der Gegenwart und der Zukunft. Unter *Global Change* sind sowohl Veränderungen im Naturraum als auch Erscheinungen menschlich bedingten Wandels zu verstehen.

Im Naturraum sind es die Prozesse im Klimasystem, die am Anfang einer Wirkungskette stehen. Die globale Erwärmung, die zum einen einer natürlichen Schwankung des holozänen Klimas entspricht, zum anderen aber durch einen künstlichen Treibhauseffekt verstärkt wird, gibt dabei den Impuls. In Folge werden Landschaftselemente der Hydro-, Kryo-, Bio- und Lithosphäre, die stark von bestimmten Klimatelementen, z.B. Temperatur und Niederschlag, abhängig sind, zu räumlich wirksamen Reaktionen angeregt. Vor allem im Bereich von Grenzökotonen werden diese deutlich sichtbar, Verbreitungsgrenzen können deshalb als Indikator für den Klimawandel herangezogen werden. Gerade in Hochgebirgen rücken derartige Grenzen auf nächsten Raum zusammen, so dass speziell hier Klimafolgenprozesse besonders gut erkennbar sind.

Anhand von Parametern lässt sich der klimabedingte Wandel im Naturraum quantifizieren. Derartige Parameter (siehe *Tab. 1*) sind in der Regel metrisch erfassbar, wie z.B. Volumen (Wassergehalt eines Gletschers), Flächen (Gletscherfläche, Permafrostverbreitung), Längen- (Zungenlänge bei Gletschern) oder Höhenangaben (Schneegrenze, Permafrost-Untergrenze).

In ähnlicher Weise gilt dies auch für Veränderungen im Kulturraum, die ihren Ursprung im sozioökonomischen Wandel haben, der in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts große Teile des Alpenraums erfasst hat (siehe z.B. *Spezialexkursion Galtür. Eine Gemeinde im Zeichen des Lawinenereignisses von 1999* in Band 2).

Tab. 1: Naturlandschaftssphären und als Klimaindikatoren wirkende Landschaftselemente und Parameter

Landschaftssphäre	Klimaindikator	
	Landschaftselement	Parameter
Kryo-/Nivosphäre	Gletscher	Schneegrenze, Zungenlänge, Volumen
	Permafrost	Verbreitung, Untergrenze
Lithosphäre	Lockermaterial	Verbreitung
Biosphäre	Vegetation	Wald-/Baumgrenze

Quelle: *Stötter* (1994, 33)

Im Rahmen dieser Exkursion wird vor allem auf die Parameter der Kryo-/Nivosphäre eingegangen. Die Messung der Zungenlängenänderungen alpiner Gletscher ist einer der ältesten quantitativen Ansätze der Gletscherkunde (siehe z.B. in *Wilhelm* 1975).

Bereits im 19. Jahrhundert wurde unter der Schirmherrschaft der Alpenvereine mit regelmäßigen Messungen an ausgewählten Gletschern begonnen. Neben aktuellen Messungen, die vom *World Glacier Monitoring Service* der IAHS koordiniert werden (Haeberli et al. 1989), besteht die Möglichkeit, Zungenlängenänderungen mit Hilfe historischer Aufzeichnungen zu rekonstruieren (siehe z.B. Zumbühl 1980; 1983; 1988).

Im Sinne der Kausalkette von Klima über Massenhaushalt zu Gletscherverhalten (Meier 1965) ist die Schneegrenze wohl der wichtigste Klimaindikator. Nach Gross et al. (1976, 227) ist hierunter die Lage der „Gleichgewichtslinie im Mittel für einen längeren Zeitraum“ zu verstehen. Untersuchungen zur Schneegrenze haben lange Tradition (siehe zusammenfassende Darstellungen verschiedener Verfahren bei Klebelsberg 1948, Wilhelm 1975, Gross et al. 1976, Meierding 1982, Kerschmer 1990). Neben rein geländebezogenen Methoden waren es vor allem immer wieder numerische Ansätze, mit deren Hilfe versucht wurde, die Höhenlage der Schneegrenze zu (re-) konstruieren; Heuberger (1980, 35) bezeichnet diese als „Schnellschätzverfahren“.

Wie das subaerische Eis der Gletscher wird auch das Eis im Untergrund (Permafrost) im Wesentlichen durch die Temperatur gesteuert. Da der Energietransfer aber im Gegensatz zum System Klima-Gletscher nicht direkt an einer gemeinsamen Kontaktfläche stattfindet, sondern durch ein heterogenes, zwischengeschaltetes Medium (Lockermaterialkörper der Lithosphäre) übertragen wird, treten zwischen Impuls und Reaktion längerfristige Verzögerungen bzw. Abschwächungen auf. Als Parameter für die Erfassung des klimaabhängigen Verhaltens dient die Permafrostuntergrenze.

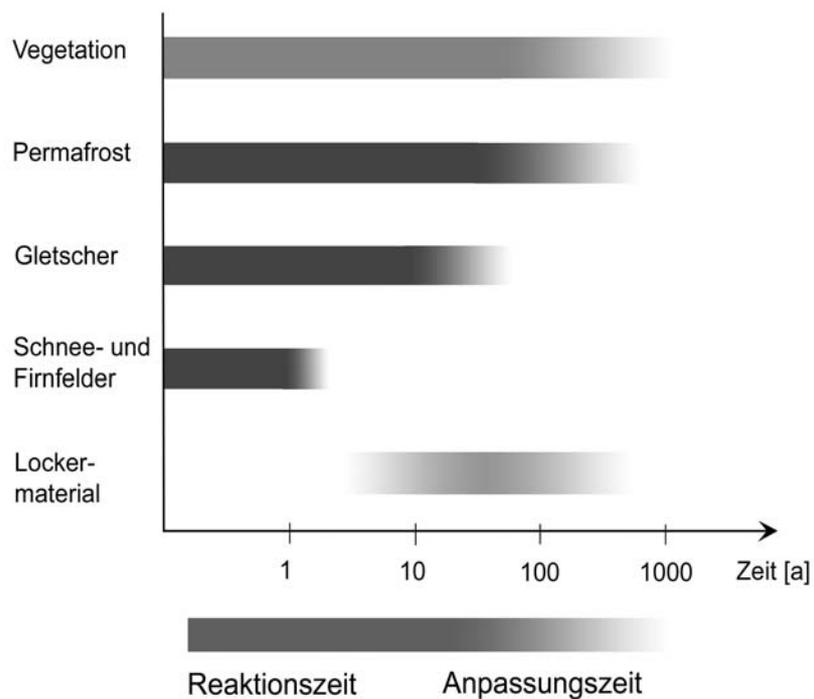
Werden aktive Blockgletscher als die wesentliche Leitform des alpinen Permafrosts akzeptiert (siehe Barsch 1980), so kann die expositionsabhängige Untergrenze ihrer Verbreitung als Untergrenze des sporadischen Permafrosts gesehen werden.

Bisher gibt es nur vereinzelte Angaben und Überlegungen zur Verbreitung des alpinen Permafrosts sowie zu klimaabhängigen Variationen der Permafrostuntergrenze. Wesentliche Arbeiten beziehen sich auf den Schweizer Alpenraum; sie stammen z.B. von Haeberli (1975; 1978; 1983; 1990; 1991b), Barsch (1980), Haeberli/Schmid (1988), Keller (1988), Lieb (1996), Zimmermann (1990a; 1990b) sowie Zimmermann/Haeberli (1992) zeigen, dass durch den erwärmungsbedingten Anstieg der Permafrostuntergrenze Lockermaterialmassen ihre Armierung durch Eis im Untergrund verloren haben. Diese trugen wesentlich zu den Mureignissen des Sommers 1987 in den Schweizer Alpen bei.

Die einzelnen Naturlandschaftssphären des Hochgebirgsraumes (siehe Tab. 1) zeigen ein zeitlich unterschiedliches Verhalten auf Klimaänderungen. Dabei ist zwischen Reaktionszeit (= Zeitraum, bis eine Veränderung räumlich sichtbar wird) und Anpassungszeit (= Zeitraum, bis sich das System wieder in einem den klimatischen Verhältnissen entsprechenden Gleichgewichtszustand befindet) zu unterscheiden. Die Reaktion kann bei allen Naturraumindikatoren unmittelbar und sehr kurzfristig sein. Es zeigen sich jedoch große Unterschiede im Hinblick auf die Anpassung. Während sich zum Beispiel die Schneedecke in der Dimension Tage bis Monate an die thermischen Rahmenbedingungen anpasst, benötigen Gletscher, Permafrost oder auch die Vegetation wesentlich länger (siehe Abb. 2). Aufgrund dieses zeitlich unterschied-

lichen Verhaltens treten *timelags* auf, die sich räumlich und prozessual auswirken. Während zum Beispiel ein Alpengletscher mittlerer Größe auf eine Erwärmung relativ kurzfristig reagiert und sich in der Dimension von einem Jahrzehnt (siehe z.B. Patzelt 1977) auf das neue thermische Niveau eingestellt hat, benötigt die Vegetation wesentlich länger. Es kann mehrere Jahrzehnte bis über hundert Jahre dauern, bis sich die Pflanzendecke an die veränderten Rahmenbedingungen angepasst hat. Die Aufbereitung des Standorts durch bodenbildende Prozesse sowie die natürliche Sukzession wirken hierbei als entscheidende Steuerfaktoren. In Folge dieser unterschiedlichen Anpassungszeiten bleiben eisfrei gewordene Bereiche relativ lang ohne neue stabilisierend wirkende Vegetationsbedeckung und sind somit Prozessen der Geomorphodynamik ausgesetzt.

Abb. 2: Schematische Darstellung der zeitlichen Abfolge von Reaktionszeit und Anpassungszeit unterschiedlicher Klimaindikatoren der Naturlandschaft



Quelle: Stötter (1994, 58)

Zusammenfassend ergibt sich hieraus eine Kausalkette, bei der es ausgehend von einem Anstieg der Temperatur zuerst zu sichtbaren Reaktionen in der Kryosphäre (Indikatoren Gletscher und Permafrost) und als weitere Folge zu Prozessen im Bereich der Lithosphäre kommt, die in Überlagerung mit der menschlichen Interessenssphäre im Kulturraum als Naturgefahren wahrgenommen werden und ein Konfliktpotential darstellen.

2. Gletscher

Das Obere Suldental gehört zu den am stärksten vergletscherten Gebieten Südtirols; 14 Gletscher mit einer Gesamtfläche von etwa 11,3 km² bedeuten einen Vergletschungsgrad von über 20 %. Mit einer Fläche von fast 6,5 km² ist der Sulden Ferner der mit Abstand größte Gletscher; alle übrigen Gletscher weisen Flächen von deutlich unter 1 km² auf (siehe *Tab. 2*). Die Gletscher auf der westlichen Talseite nehmen sowohl lokal als auch innerhalb aller Ostalpengletscher eine Sonderstellung ein. So sind die Gletscherzungen des Sulden Ferners (siehe *Abb. 3*), des End der Welt Ferners sowie des Unteren und Oberen Marlferners größtenteils, d.h. zumindest im Ablationsgebiet, von einer mächtigen Schuttdecke überlagert.

Abb. 3: Oberer Teil des Sulden Ferners (teilweise stark schuttbedeckt) gegen Zebrù und Ortler (Aufnahme: Stötter 9/1993)



Diese die Ablation hemmenden Schuttbedeckungen stammen aus den mächtigen, nach E exponierten Wänden von Ortler, Zebrù und König-Spitze, die aus mesozoischen Dolomiten aufgebaut sind. Dementsprechend reichen diese Gletscherzungen auch wesentlich weiter talwärts (bis unter 2.500 m ü.d.M.) als die übrigen Gletscher, die bei 2.800 m ü.d.M. oder darüber enden. Diese Asymmetrie der Vergletscherung spiegelt auch die unterschiedlichen Höhenverhältnisse der Kammumrahmung auf beiden Talseiten wider, die auf der westlichen Talseite im Durchschnitt um 300-400 m höher hinaufreicht.

2.1 Gletscherveränderung 19./20. Jahrhundert

Der Sulden Ferner, nach dem Langtauferer Ferner der zweitgrößte Gletscher im Vinschgau, setzt sich aus drei Teilströmen zusammen: dem westlichen Ortler-, dem mittleren Zebrù- und dem östlichen König-Spitze-Teilstrom. Seine Entwicklung (siehe *Tab. 2*) seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts zeigt ein ähnliches zeitliches Muster wie jene des Langtauferer Ferners.

Nach *Finsterwalder/Schunk* (1887) begann im Jahr 1815 der maximale neuzeitliche Vorstoß des Sulden Ferners. Bis zum Jahr 1819 stieß der Gletscher um fast 2 km vor, allein im Zeitraum zwischen dem Frühjahr 1817 und dem Frühjahr 1818 um etwa 1.200 m. Dieser in den Ostalpen nur mit den Vorstößen des Vernagtferners (*Nicolussi* 1990b) vergleichbare *surge* führte dazu, dass die Gampenhöfe, die höchstgelegenen Höfe im Suldental, evakuiert werden mussten (*Maurer* 1965). Maximale Vorstoßgeschwindigkeiten von bis zu 2 m pro Tag noch im Jahr 1818 (*Richter* 1888) erklären diese Notwendigkeit. Bei diesem Höchststand kam der Sulden Ferner erst etwa 300 m vor den Gampenhöfen (etwa im Bereich der heutigen Seilbahnstation) zum Stillstand.

Das fast vollkommene Fehlen eines zugehörigen Moränenwalles ist ein typisches Phänomen für einen derartig schnellen Gletschervorstoß. Möglicherweise vorhandene Moränen wurden später durch murartige Prozesse aus dem Rosimtal sowie von den Seitenhängen des Suldentales zerstört. Trotz des Fehlens von Moränen lässt sich dieser spektakuläre Vorstoß in seiner räumlichen Dimension exakt erfassen, da der bekannte Maler Joseph *Schwaighofer* im Jahr 1818 die eindrucksvolle Szenerie dokumentierte (siehe *Abb. 4*).

Diesem maximalen Gletschervorstoß von 1819 (siehe *Tab. 2*) folgten fast drei Jahrzehnte des Rückschmelzens, wobei die aktive Zunge des Sulden Ferners deutlich oberhalb der Legerwand (markante Steilstufe quer zum Längsprofil unterhalb der heutigen Mittelstation) lag.

Nach *Finsterwalder/Schunk* (1887) begann 1846 der Wiedervorstoß des Sulden Ferners. *Richter* (1888) schreibt dazu, dass der Gletscher Eis über die Legerwand hinabstieß. In einem Bericht des Suldener Kuraten *Griesmann* aus dem Jahr 1857 heißt es: „Der Ferner setzt sein Wachsen fort. Es entstehen alle Tage neue Türme oder Eissäulen von 4 bis 5 Klafter Höhe; alle Tage fallen einige davon wieder unter grossem Gekrach um und die Eisblöcke stürzen über die Felsen herab oder sie fallen in die grossen Klüfte“.

Der Vorstoß, der seine größte Ausdehnung im Jahr 1858 erreichte, wird von *Sonklar* (1857) sowie *Payer* (1867) genau beschrieben. Nach *Finsterwalder/Schunk* (1887) blieb dieser Hochstand 500-600 m hinter dem von 1819 zurück; nach *Maukisch* (1994) war die entsprechende Gletscherfläche mit 8,83 km² fast um 10 % kleiner (siehe *Tab. 2*). Die Darstellung von *Simony* (1881), die 1855 aufgenommen wurde, spiegelt diese Situation wider (siehe *Abb. 5*).

Die nachfolgende Rückschmelzperiode dauerte bis zum Jahr 1890 an (*Richter* 1891). Der Zustand des Rückschmelzens wird auch durch die älteste photographische Aufnahme des Sulden Ferners (*Johannes*, zweite Hälfte der 1870er-Jahre) dokumentiert, in der die aktive Gletscherzunge bereits deutlich oberhalb der Legerwand liegt - eine Situation, wie sie für diesen Zeitraum auch von *Richter* (1888) beschrieben wird.

Oberes Suldental

Abb. 4: Gletscherzunge des vorstoßenden Sulden Ferners im Jahr 1818



Zeichnung von Sebastian Finsterwalder nach dem Gemälde von Joseph Schwaighofer

Abb. 5: Gletscherzunge des vorstoßenden Sulden Ferners im Jahr 1855



Zeichnung von Friedrich Simony 1881

Fritzsch (1894, 1899, 1900) sowie *Reishauer* (1908) beschreiben den darauf folgenden Vorstoß, der 1903 bzw. 1904 (*Brückner* 1908) zu einem Hochstand führte (siehe *Tab. 2*). Nur geringfügig kleiner war der Sulden Ferner im Jahre 1906, als *Finsterwalder* (1907) die erste detaillierte Gesamtaufnahme durchführte.

Im Gegensatz zu vielen anderen Gletschern schmolz der Sulden Ferner in der Folgezeit nur unwesentlich zurück (*Lagally* 1908) und begann bereits Mitte der 1910er-Jahre wieder vorzustoßen (*Klebelberg* 1920, 1926). Die Maximalausdehnung des 1920er Hochstandes erreichte der Sulden Ferner im Jahr 1927 (*Srbik* 1927, *Desio* 1967). Die zu diesem Hochstand gehörende Endmoräne ist im Gelände als kleiner Wall teilweise erkennbar.

Tab. 2: Zusammenfassung der Vorstoß- und Rückschmelzphasen sowie Flächenveränderungen des Sulden Ferners zwischen 1819 und heute (Anm.: betrachtet werden nur Hochstände, fett gedruckt)

Zeitraum	Gletscherverhalten	absolute Fläche [km ²]	relative Fläche [%]
- 1819	Vorstoß	9,56	100
1819 - 1846	Rückschmelzen		
1846 - 1858	Vorstoß	8,83	92,4
1858 - 1890	Rückschmelzen		
1890 - 1903	Vorstoß	8,11	84,8
1903 - 1915	Rückschmelzen		
1915 - 1927	Vorstoß	8,12	84,9
1927 - 1972	Rückschmelzen		
1972 - 1975	Stillstand		
1975 - 1987	Vorstoß	6,47	67,7
seit 1987	Rückschmelzen		

Quelle: *Stötter* (1994, 134), verändert

Der generelle Rückschmelztrend des 20. Jahrhunderts hielt beim Sulden Ferner bis in die 1970er-Jahre an. Das einzige Jahr mit einem Vorstoß (1964) muss dabei als Ausnahme angesehen werden (*Desio* 1967). Erst 1972 bzw. ab 1975 beginnt sich die Umkehrung dieses Trends durchzusetzen (*Bachmann* 1978). Der folgende Vorstoß von etwa 100 m kam 1987 zum Erliegen (*IAHS* 1985, 1988, 1993, 1998). Seitdem schmilzt der Sulden Ferner zurück.

2.2 Volumenänderung

Da der Sulden Ferner als der einzige Gletscher im Oberen Suldental eine relativ gut abgesicherte Rekonstruktion früherer Gletscheroberflächen in ausgeglichenem Zustand

zulässt, wurden die Oberflächen für die Jahre 1820, 1906 und 1985 rekonstruiert sowie Volumenänderungen für die Zeiträume 1820-1985 und 1906-1985 modelliert.

Die Zustände 1820 und 1985 sind Repräsentanten für Maximal- und Minimalausdehnung des Sulden Ferners. Der Zustand 1906 wurde gewählt, weil eine exakte Karte im Maßstab 1:10.000 durch *Finsterwalder* (1907) bzw. *Finsterwalder/Lagally* (1913) vorliegt, die einen Zustand zeigt, der nur unwesentlich kleiner (8,11 km² zu 8,12 km²) als der Hochstand des 1920er Vorstoßes ist.

Die Berechnung der Volumendifferenz zeigt, dass die Veränderungen im 19. Jahrhundert wesentlich geringer waren als im 20. Jahrhundert. Insgesamt betrug der mittlere Mächtigkeitsverlust zwischen 1820 und 1985 etwa 29 m Eis (siehe *Tab. 3*). Davon sind etwa 18 m, d.h. knapp zwei Drittel erst im Zeitraum zwischen 1906 und 1985 abgeschmolzen. Der mittlere Mächtigkeitsverlust zwischen 1820 und 1906 (und sehr wahrscheinlich damit auch der 1920er-Jahre) beläuft sich somit auf etwa 13,3 m Eis.

Tab. 3: Modellierte Höhen- und Volumenänderung des Sulden Ferners zwischen 1820 und 1985 (Anm.: das Wasseräquivalent wurde mit einer mittleren Dichte für Eis von 900 kg/m³ berechnet)

Zeitraum	1820-1985		1820-1906		1906-1985	
Bezugsfläche	9,56 km ²		9,56 km ²		8,11 km ²	
	Eis	Wasser- äquivalent	Eis	Wasser- äquivalent	Eis	Wasser- äquivalent
mittlere Höhen- veränderung (m)	-29,1	-26,1	-13,3	-12,0	-18,6	-16,8
Volumen- änderung (km³)	-0,278	-0,250	-0,127	-0,114	-0,151	-0,136

Quelle: *Stötter* (1994, 139)

Die Rekonstruktion der Gletscheroberfläche für den Zustand 1820 oberhalb von 2.800 m ü.d.M. ergibt einen im Vergleich zu 1906 unveränderten Zustand der Gletscheroberfläche. Dies hängt damit zusammen, dass oberhalb - im submergenten Bereich - keine eindeutigen Anhaltspunkte für die frühere Höhe der Gletscheroberfläche vorhanden sind. Erst ab dem Bereich, wo die Bewegungsvektoren eine emergente Richtung bekommen, d.h. in dem beispielsweise Seiten- oder Ufermoränen sichtbar werden, kann die Oberfläche mit hinreichender Genauigkeit rekonstruiert werden.

Gleichzeitig muss jedoch auch bedacht werden, dass bei den Vorstößen um die Jahrhundertwende und in den 1920er-Jahren die Alpengletscher im Akkumulationsgebiet eine für neuzeitliche Dimensionen annähernd maximale Mächtigkeit erreicht haben, die nur aufgrund der kürzeren Dauer der gletschergünstigen Bedingungen nicht zu einem entsprechend weitreichenden Vorstoß führte.

Wird der Zeitraum seit dem 19. Jahrhundert in zwei Rückschmelzphasen unterteilt (siehe *Tab. 4*), errechnet sich für beide Perioden (1858-1890 und 1927-1972) der mittlere jährliche Massenverlust mit etwa 37 cm Wasseräquivalent praktisch gleich; Werte, die im Vergleich mit der mittleren jährlichen Höhenänderung anderer Gletscher (siehe z.B. *Finsterwalder 1953; Heuberger 1974; Finsterwalder/Rentsch 1980; Nicolussi 1990a*) nicht besonders hoch erscheinen.

Tab. 4: Massenverluste des Sulden Ferners während der Rückschmelzphasen im 19. und 20. Jahrhundert

Massenverluste	Rückschmelzphasen	
	1858-1890	1927-1972
mittlere Höhenveränderung (Wasseräquivalent)	-12,0 m	-16,8 m
Volumenänderung (Wasseräquivalent)	-0,114 km ³	-0,136 km ³
Massenveränderung pro Jahr (Wasseräquivalent)	-37,5 cm	-37,3 cm

Quelle: *Stötter (1994, 140)*, verändert

Da sich jedoch die Massenverluste des Sulden Ferners ungleich über die verschiedenen Höhenstufen verteilen, muss der spezifische Massenverlust weiter differenziert werden. Anhand der Höhenveränderung zwischen den Aufnahmen von 1906 und 1985 (= Rückschmelzphase 1927-1972) lässt sich zeigen, dass im Ablationsgebiet ein mittlerer jährlicher Mächtighkeitsverlust von mehr als 1 m beobachtet wird, wogegen er im Akkumulationsgebiet nur etwa 20 cm beträgt. Maximale Werte im distalen Zungenbereich (oberhalb und unterhalb der Legerwand) liegen bei über 2 m Einsinkbetrag pro Jahr.

Die Rekonstruktion der Geschichte der übrigen Gletscher im Oberen Suldental erweist sich als wesentlich schwieriger und ist aufgrund der schlechten Quellensituation weniger differenzierbar. Vor allem die Entwicklung der von Lawinen genährten Gletscher auf der westlichen Talseite mit ihrer mächtigen ablationshemmenden Schuttbedeckung ist unklar. Rein geomorphologisch lässt sich nur ihre Maximalausdehnung klar rekonstruieren. Beim End der Welt Ferner sind durch Planierarbeiten für Skipisten alle im Gletschervorfeld gelegenen Moränen eingeebnet worden.

Beim Marltferner lassen sich zwar drei Moränenwälle differenzieren, über ihre zeitliche Stellung kann aber nur spekuliert werden, da auch aus alten Kartenaufnahmen keine eindeutige Angabe über das Zungenende zu entnehmen ist. Selbst in der wissenschaftlichen Literatur (*Höllermann 1964; Desio 1967; Maukisch 1994*) sind keine befriedigenden Antworten zu finden. Angaben zu einem Vorstoß in den 1970/80er-Jahren schwanken zwischen 10-20 m und etwa 300 m.

Oberes Suldental

Für die Gletscher der östlichen Talseite lässt sich die Flächenveränderung seit der Mitte des 19. Jahrhunderts weiter differenzieren (siehe Tab. 5 und Abb. 6). Als Ausgangsinformation dient dabei die „Originalkarte des Sulden-Gebietes“ von Payer (1865), die die Gletscherstände Mitte der 1850er-Jahre wiedergibt. Entsprechende Moränen im Gelände belegen die Plausibilität dieser Karte. Die Moränen des sog. 1850er Vorstoßes sind generell die markantesten im Bereich dieser Gletschervorfelder. Es muss davon ausgegangen werden, dass die Gletscher der östlichen Talseite beim 1850er Hochstand mehr oder weniger an die Ausdehnung während der 1820er-Jahre heranreichten (Stötter 1994).

Tab. 5: Flächenveränderung der Gletscher im Oberen Suldental im Zeitraum 19./20. Jahrhundert

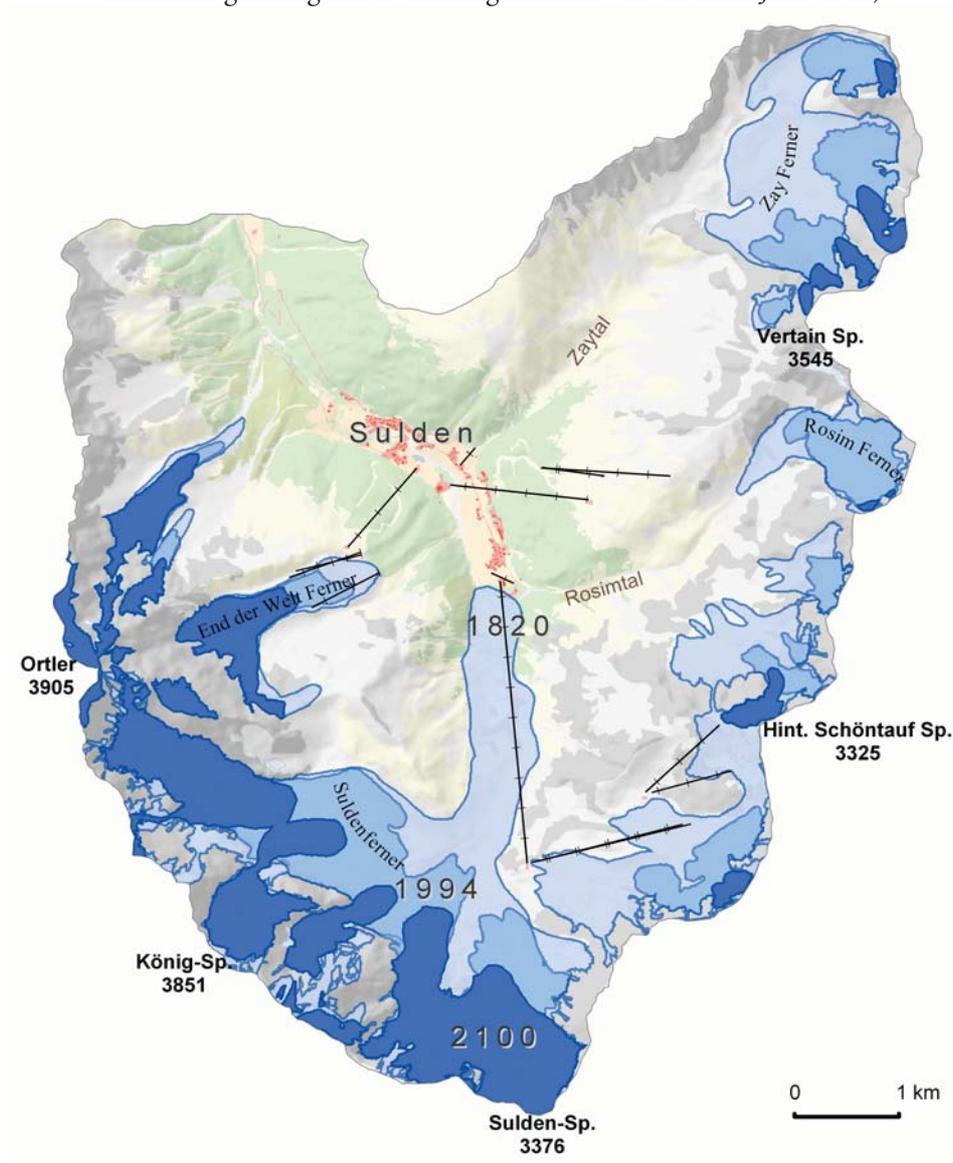
Gletscher	Fläche im 19. Jahrhundert		heutige Fläche		Flächenveränderung	
	absolut [km ²]	relativ [%]	absolut [km ²]	relativ [%]	absolut [km ²]	relativ [%]
Sulden Ferner	9,56	100	6,47	67,7	-3,09	-32,3
Hintergratferner	0,12	100	0,12	100,0	-	-
Unterer und Oberer Marltferner	1,05	100	0,71	67,6	-0,34	-32,4
End der Welt-Ferner	1,04	100	0,73	70,2	-0,31	-29,8
Ebenwandferner	2,19	100	0,57	26,0	-1,62	-74,0
Unterer und Oberer Schöntaufferner	1,05	100	0,34	32,4	-0,71	-67,6
Plattenferner	0,37	100	0,15	40,5	-0,22	-59,5
Rosimferner	0,98	100	0,67	68,4	-0,31	-31,6
Vertainspitzferner	0,12	100	0,06	50,0	-0,06	-50,0
Vorderer und Mittlerer Zayferner, Kleiner Angelusferner	3,01	100	1,49	49,5	-1,52	-50,5
Gesamtfläche	19,49	100	11,31	58,0	-8,18	-42,0

Quelle: Stötter (1994, 136)

Der Zustand (Vorstoß) der Gletscher in den 1890er-Jahren bzw. um die vorletzte Jahrhundertwende lässt sich aus der „Spezialkarte des Ortlergebietes“ des DÖAV von 1891 rekonstruieren. Auch hierzu sind entsprechende Moränen erkennbar, ihre Lage

weist eine nur unwesentlich größere Gletscherausdehnung während dieses Vorstoßes nach. Nach *Fritzs*ch (1894) erreichte beispielsweise der Ebenwandferner im Jahr 1893 seine Maximalausdehnung, während dies beim Rosimferner erst 1898 der Fall war (*Fritzs*ch 1900).

Abb. 6: Flächenveränderung der Gletscher im Oberen Suldental (1820, 1994 und bei einem gemäßigten Erwärmungsszenario von +1 K im Jahr 2100)



Quelle: *Stötter* (1994); Kartengrundlagen: *Autonome Provinz Bozen Südtirol*

Oberes Suldental

Alle Gletscher der östlichen Talseite begannen spätestens um die vorletzte Jahrhundertwende wieder zurückzuschmelzen, während der Sulden Ferner noch deutlich im Vorstoßen begriffen war. Hier zeigt sich ganz deutlich die Größenabhängigkeit der Anpassungszeit im Sinne von *Haerberli* (1991a). Die kleineren Gletscher der östlichen Talseite erreichten fast ein Jahrzehnt früher als der Sulden Ferner (1903) einen der vorausgegangenen Massenhaushaltsänderung entsprechenden Gleichgewichtszustand.

Ein Vergleich mit den schuttbedeckten Gletschern der westlichen Talseite, über die keine differenzierte Information vorliegt, wäre aufgrund der durch den Ablationsschutz reduzierten Klimaabhängigkeit wenig sinnvoll.

Tab. 6: Veränderungen der Gletscher auf der östlichen Talseite des Oberen Suldentals zwischen verschiedenen Hochständen des 19./20. Jahrhunderts

Gletscher	Fläche um 1850		Fläche um 1890		Fläche um 1920		Fläche 1985	
	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]
Ebenwandferner	2,19	100	1,72	78,5	1,72	78,5	0,57	26,0
Schöntaufferner	1,05	100	0,80	76,2	0,80	76,2	-	-
- Unterer Schöntaufferner	-	-	-	-	-	-	0,34	32,4
- Oberer Schöntaufferner	-	-	-	-	-	-	0,30	28,6
Plattenferner	0,37	100	0,30	81,1	0,30	81,1	0,15	40,5
Rosimferner	0,98	100	0,90	91,8	0,85	86,7	0,67	68,4
Vertainspitzferner	> 0,12	100	0,12	100,0	0,12	100,0	0,06	50,0
Zayferner	3,01	100	1,91	63,5	1,91	63,4	-	-
- Vorderer Zayferner	-	-	-	-	-	-	0,53	17,6
- Mittlerer Zayferner	-	-	-	-	-	-	0,60	19,9
- Angelusferner	-	-	0,63	100,0	0,63	100,0	0,36	57,1
Gesamtfläche	7,72	100	6,38	82,6	6,33	82,0	3,58	46,4

Quelle: *Stötter* (1994, 137), verändert

Die Flächenverluste der Gletscher der östlichen Talseite zwischen dem 1850er Hochstand und dem Hochstand um die vorletzte Jahrhundertwende bewegen sich zwischen etwa 10 % und 25 %. Sie sind damit etwas größer als der entsprechende Flächenverlust des Sulden Ferners - eine Entwicklung, die gut mit den Beobachtungen übereinstimmt,

die beispielsweise *Maisch* (1992) an den Gletschern Graubündens aufzeigt.

Die Flächenausdehnung der Gletscher auf der östlichen Talseite um 1920 wurde mit der um die vorletzte Jahrhundertwende gleichgesetzt. Es liegen zwar als Folgeerscheinung des Ersten Weltkrieges keine genauen Kartierungen vor, aber nach *Desio* (1967) unterscheiden sich die Gletscherstände dieser beiden Vorstoßphasen nur unwesentlich. Nur am Rosimferner, dessen Längsprofil durch eine Felsschwelle beeinflusst wird, lässt sich ein doch deutlich erkennbarer kleinerer Gletscherstand nachweisen (siehe *Tab. 6*).

Die auffälligsten Veränderungen erfuhren alle Gletscher im Oberen Suldental im Zeitraum zwischen den 1920er-Jahren und dem Stand 1985. Im Mittel schmolzen die Gletscher bis auf die Hälfte der Fläche des 19. Jahrhunderts zurück. Diese Rückschmelzphase dauerte mindestens bis in die Mitte der 1960er-Jahre an.

Mit dem Rückschmelzen einher ging auch eine teilweise Aufspaltung der ursprünglichen Gletscher in kleine Teilgletscher: So zerfiel der im 19. Jahrhundert fast das gesamte obere Zaytal ausfüllende Zayferner in die drei Gletscher Vorderer und Mittlerer Zayferner sowie Kleiner Angelusferner; der Schöntaufferner in den Unteren und Oberen Schöntaufferner.

Der folgende Vorstoß führte dazu, dass sich in den 1980er-Jahren fast alle Gletscher wieder in einem Gleichgewichtszustand befanden.

Mit über 40 % (siehe *Tab. 6*) fallen die Flächenverluste der Gletscher im Oberen Suldental während der Validierungszeit deutlich stärker aus als im Inneren Langtauferer Tal. Die Flächenverluste entsprechen in etwa den Werten für die österreichischen Gletscher (*Gross* 1987) und für die Gletscher Graubündens (*Maisch* 1992).

3. Permafrost

Während das Phänomen des Dauerfrostbodens in der sub- und hochpolaren Klimazone bereits im 17. Jahrhundert in Sibirien und im 18. Jahrhundert in Kanada beschrieben wurde, tauchen Hinweise auf das Vorkommen von Permafrost im Alpenraum in der wissenschaftlichen Literatur erstmals in den 1950/60er-Jahren auf (siehe z.B. *Campell* 1954; *Furrer* 1955; *Jäckli* 1957; *Elsasser* 1968). Erst als Folgeerscheinung der Errichtung einer Seilbahn auf den Corvatsch (Oberengadin) in 2.700–3.300 m ü.d.M. begann die systematische Erforschung von Permafrost in Hochgebirgen (*Barsch* 1969).

Als Permafrost wird nach *Müller* (1945) ein Zustand der Lithosphäre bezeichnet, bei dem auch in der warmen Jahreszeit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt auftreten. Das Vorhandensein von Permafrost wird nach *Stäblein* (1985) von einem komplexen System von Rückkopplungseffekten gesteuert. In einem vereinfachenden Ansatz lassen sich dabei invariante und variante Einflussgrößen unterscheiden, die die Energiebilanz des Permafrostes steuern.

Zu den invarianten Faktoren gehören die geographische Lage (Breite, Länge, Höhe) sowie die daraus abgeleiteten Größen Neigung und Exposition, die Globalstrahlung

und der geothermische Wärmestrom. Es sind vor allem Höhe, Neigung und Exposition, die die Strahlungssituation und damit die Energieverhältnisse an der Oberseite des Permafrostkörpers beeinflussen und steuern. Im Gegensatz zu den saisonalen Schwankungen der Energieströme an der Oberfläche, die für das Auftauen und Wiedergefrieren der Auftauschicht verantwortlich sind, wirkt der geothermische Wärmestrom als Konstante ganzjährig auf die Permafrostbasis. Bei den varianten, d.h. zeitlich abhängigen Parametern ist vor allem die Abhängigkeit des Permafrostes von der Lufttemperatur bedeutsam (siehe z.B. *Brown* 1967; *Washburn* 1973; *Ives* 1974), wobei die Eindringtiefe des Wärmestroms der Lufttemperatur in Abhängigkeit vom Aggregatzustand des Bodenwassers bis zu 20 m betragen kann (siehe *Haeberli* 1980; *Wilhelm* 1993). Demzufolge lassen sich Isothermen (Linien gleicher Jahresmitteltemperatur) zur Abgrenzung der Permafrostzonen und -stufen heranziehen (siehe *Tab. 7*).

Tab. 7: Unterteilung des Permafrostes in planetarischer und hypsometrischer Betrachtung sowie zugehörige Temperaturgrenzen

Jahresmitteltemperatur	Planetarische Betrachtung	Hypsometrische Betrachtung
-1 °C/-2 °C-Isotherme	sporadischer Permafrost	möglicher Permafrost
-3 °C/-4 °C-Isotherme	diskontinuierlicher Permafrost	wahrscheinlicher Permafrost
-6 °C/-8 °C-Isotherme	kontinuierlicher Permafrost	kontinuierlicher Permafrost

Quelle: *Brown* (1967); *Washburn* (1973); *Ives* (1974), verändert

Als zusätzliche, für den Permafrost besonders wichtige Faktoren nennt *Washburn* (1979) die Zeit sowie den Menschen mit seinen vielfältigen Eingriffen. Aufgrund der thermischen Trägheit der Lithosphäre ist sowohl die Mächtigkeit des Permafrostes als auch die Ausprägung frostbedingter geomorphologischer Phänomene zeitabhängig.

Aufgrund der relativen Standortkonstanz, d.h. vergleichbarer klimatischer Bedingungen in subpolaren Breiten und der periglazialen Höhenstufe in Gebirgen, leitet *Ives* (1974) ab, dass in allen Hochgebirgen der Erde grundsätzlich alpiner Permafrost zu erwarten ist. Die traditionelle Differenzierung des Permafrost bei planetarer Betrachtung lässt sich terminologisch in die hypsometrische Dimension übertragen: Dem sporadischen Permafrost entspricht die Klasse ‚möglicher Permafrost‘, dem diskontinuierlichen Permafrost die Klasse ‚wahrscheinlicher Permafrost‘; kontinuierlicher Permafrost bleibt unverändert. Die Terminologie des alpinen Permafrostes bringt „gut die unscharfen und unsicheren Übergänge zwischen den einzelnen Bereichen zum Ausdruck“ (*Belitz* 1993, 33).

In der hypsographischen Betrachtungsweise wird auch das räumliche Verhältnis zwischen Gletschern und Permafrost deutlich. Dabei gilt generell, dass die Permafrost-Untergrenze tiefer herabreicht als die Schneegrenze (Gleichgewichtslinie). Das erklärt zum einen das Vorkommen von Blockgletschern als größte und markanteste Einzel-

form des Hochgebirgspermafrostes in unvergletscherten Karen (die Schneegrenze liegt hier höher), zum anderen das vergesellschaftete Auftreten von Gletschern und Blockgletschern, bei dem ein kleiner Gletscher auf einem Blockgletscher aufliegen kann. Blockgletscher sind im Sinne von Barsch (1988, 72) gefrorene Schuttkörper, die sich aufgrund der Deformierung ihres Eisanteils langsam hangabwärts bewegen. Sie unterscheiden sich damit von den mit Schutt bedeckten Gletschern an der Ostseite des Ortlermassivs.

Der interne Eisanteil und die daraus resultierende Bewegung bzw. Bewegungslosigkeit ist genetische Grundlage der Differenzierung von Blockgletschern hinsichtlich ihrer Aktivität, nach der aktive, inaktive und fossile Blockgletscher unterschieden werden. Während aktive Blockgletscher sich aufgrund ihres in der Regel hohen Eisgehalts von mehr als 50 % bewegen, reicht der reduzierte Eisgehalt bei inaktiven Blockgletschern für Bewegungen nicht mehr aus. Fossile Blockgletscher sind aus klimageomorphologischer Sicht Vorzeitformen, die keinen gefrorenen Kern mehr besitzen und sich folglich nicht bewegen.

Abb. 7: Massiver Permafrost, aufgeschlossen durch Baumaßnahmen für die Liftstütze 12 im Skigebiet Madritsch (Aufnahme: Maukisch 8/1992)



Da die direkte Beobachtung von Permafrosteis in der Regel nur nach größeren Erosionsprozessen oder bei tiefgründigen Baggarbeiten möglich ist (siehe Abb. 7), beruhen die Aussagen zur gegenwärtigen Verteilung des Permafrostes im Oberen Suldental auf der Kartierung und Interpretation von Leitformen wie Blockgletschern,

Oberes Suldental

sowie indirekten Messungen (Hammerschlagseismik, Messung von Quelltemperaturen sowie der Basistemperatur der Schneedecke (BTS-Methode)). Die BTS-Methode liefert hierbei sicher die verlässlichsten Werte (*Haerberli* 1978).

Im Oberen Suldental finden sich 30 Blockgletscher, von denen nach geomorphologischen Indizien 14 noch als aktiv, sechs als inaktiv und zehn als fossil einzustufen sind.

Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Wellen eine direkte Abhängigkeit von der Dichte der durchlaufenen Materie zeigt, kann durch refraktionsseismische Untersuchungen aus den aufgezeichneten Geschwindigkeiten der Wellenausbreitung auf das Vorhandensein von Eis im Gesteinskörper geschlossen werden (siehe z.B. *Redpath* 1973; *Haerberli et al.* 1990).

Im Oberen Suldental wurden für die ungefrorene Auftauschicht Geschwindigkeiten zwischen 240 m/s und 640 m/s gemessen, wogegen die Werte für die Permafrostkörper alle zwischen 2050 m/s und 3700 m/s lagen. In Fällen, in denen eine dritte Schicht im Liegenden nachgewiesen wurde, lagen die Geschwindigkeiten dafür über 4000 m/s.

Das in *Abb. 8* dargestellte Profil vom südlichen Hangfuß der Vorderen Schöntaufspitze zeigt einen sog. Dreischichtfall mit der Abfolge Auftauschicht - eiserfülltes Lockermaterial - Anstehendes im Liegenden. Die Auswertung lässt folgende Interpretation der Situation im Untergrund zu: Die Mächtigkeit der Auftauschicht beträgt zwischen 2 m und 5,5 m; unter dem perennierenden Firnfleck im mittleren Abschnitt des Profils ist das Lockermaterial wieder bis ganz oben durchgefroren. Die Zunahme der Mächtigkeit des gefrorenen Lockermaterialkörpers in Richtung hangaufwärts lässt eine Rücktiefung im Anstehenden erkennen. Dieses Übertiefungsbecken ist als Ergebnis glazialer Tiefenerosion des heute vollkommen abgeschmolzenen nördlichen Teils des Ebenwandferners zu interpretieren, der im 19. Jahrhundert diesen Bereich noch bedeckte.

Im Hochwinter 1992/93 wurden in 40 Profilen mit einem Punktabstand von 50 m 320 Messungen der Basistemperatur der Schneedecke durchgeführt, wobei darauf geachtet wurde, dass die Messungen an Stellen mit einer Schneehöhe von ≥ 50 cm erfolgten.

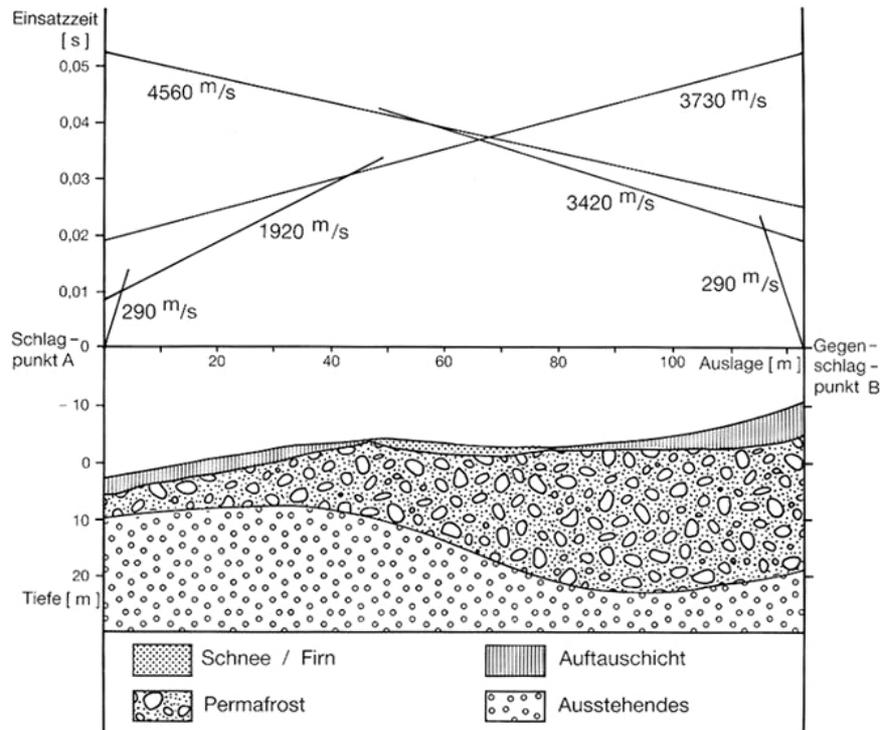
Im Bereich des Skigebiets Madritsch liegen die Messpunkte mit für Permafrost typischen Werten (< -3 °C) vorwiegend in W- bis N-Exposition über 2.650 m ü.d.M.; in SW- bis SE-Exposition treten sie erst über 2.900 m ü.d.M. auf.

Die zahlreichen Messwerte, die Permafrost ausschließen bzw. unwahrscheinlich erscheinen lassen, wurden weitgehend im Bereich der einzelnen Teilgletschervorfelder des Ebenwandferners gemessen. Sie belegen damit die Lehrmeinung, dass unter temperierten Gletschern kein Permafrost auftritt.

Außerdem zeigen diese Werte, dass als Folge des Erwärmungstrends seit der Mitte des 19. Jahrhunderts keine Permafrostneubildung aufgetreten ist.

Die Messungen (im verdichteten 10 x 10 m-Raster) auf dem Blockgletscher oberhalb der Madritschhütte (siehe *Abb. 9*) ergaben fast durchwegs für Permafrost typische BTS-Werte. Aufgrund der Flechtenpopulation sowie der geomorphologischen Situation, die Hinweise auf Inaktivität geben, muss dieser Blockgletscher als Grenzfall zwischen noch aktivem und bereits inaktivem Zustand gesehen werden.

Abb. 8: Laufzeitdiagramm und Modell des Untergrundes im Bereich von Profil 4



Quelle: Simstich (1994, 29)

3.1 Gegenwärtige Verteilung des diskontinuierlichen Permafrostes

In Anlehnung an Barsch (1980) und Harris (1988) kann die Untergrenze des Gebirgspermafrostes mit der Untergrenze der aktiven Blockgletscher gleichgesetzt werden. Aufgrund der limitierten Zahl der Blockgletscher im Oberen Suldental ergibt sich daraus kein geschlossenes Verteilungsmuster, die drei Sektoren NE, SE und SW bleiben unbesetzt. Die Permafrostverteilung in den nicht belegten Sektoren kann durch die Ergebnisse der anderen Nachweismethoden interpoliert werden. Das daraus resultierende Verteilungsmuster des diskontinuierlichen Permafrostes (siehe Abb. 10) zeigt einen deutlichen N-S-Gegensatz.

Insgesamt lässt sich daraus unter Berücksichtigung der Ausschlussflächen (Gletscher, Seen, neuzeitliche Gletschervorfelder, anstehender Fels) für das Obere Suldental eine Gesamtfläche des von Permafrost unterlagerten Lockermaterials von etwa 5,6 km² ermitteln (siehe Tab. 8). Die relative Verteilung in den einzelnen Sektoren spiegelt nicht nur die thermischen Bedingungen (Energiebilanz) wider, sondern ist auch von

Oberes Suldental

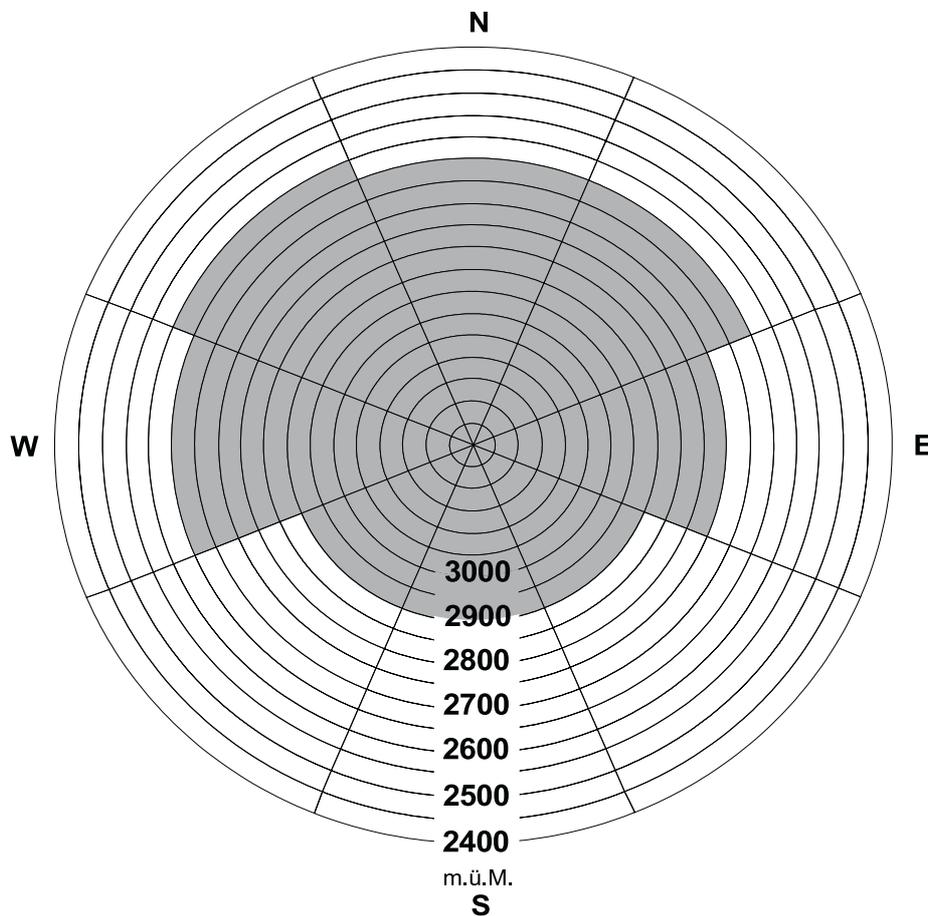
Abb. 9: Blockgletscher oberhalb der Madritschhütte (Aufnahme: Stötter 7/1996)



den topographischen Verhältnissen und vor allem von der räumlichen Verteilung der Ausschlussflächen abhängig.

Das über die Flächenanteile der einzelnen Sektoren gewichtete Mittel der Untergrenze des Permafrostes ergibt für das Obere Suldental eine Höhenlage von etwa 2.730 m ü.d.M., die nach *Stötter* (1994) in etwa mit der Höhenlage der $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Jahresisotherme (2.740 m ü.d.M.) gleichzusetzen ist. Unter Berücksichtigung der dieser Modellierung zugrunde liegenden Höhenintervalle von $\Delta h = 50\text{ m}$ zeigt sich also eine gute Übereinstimmung zwischen der in der Natur beobachteten Permafrostverteilung und den generellen Überlegungen des Kryosphärenmodells nach *Haeberli* (1992a).

Abb. 10: Heutige Verteilung des diskontinuierlichen Permafrostes im Oberen Suldental in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition



Quelle: *Simstich* (1994, 48)

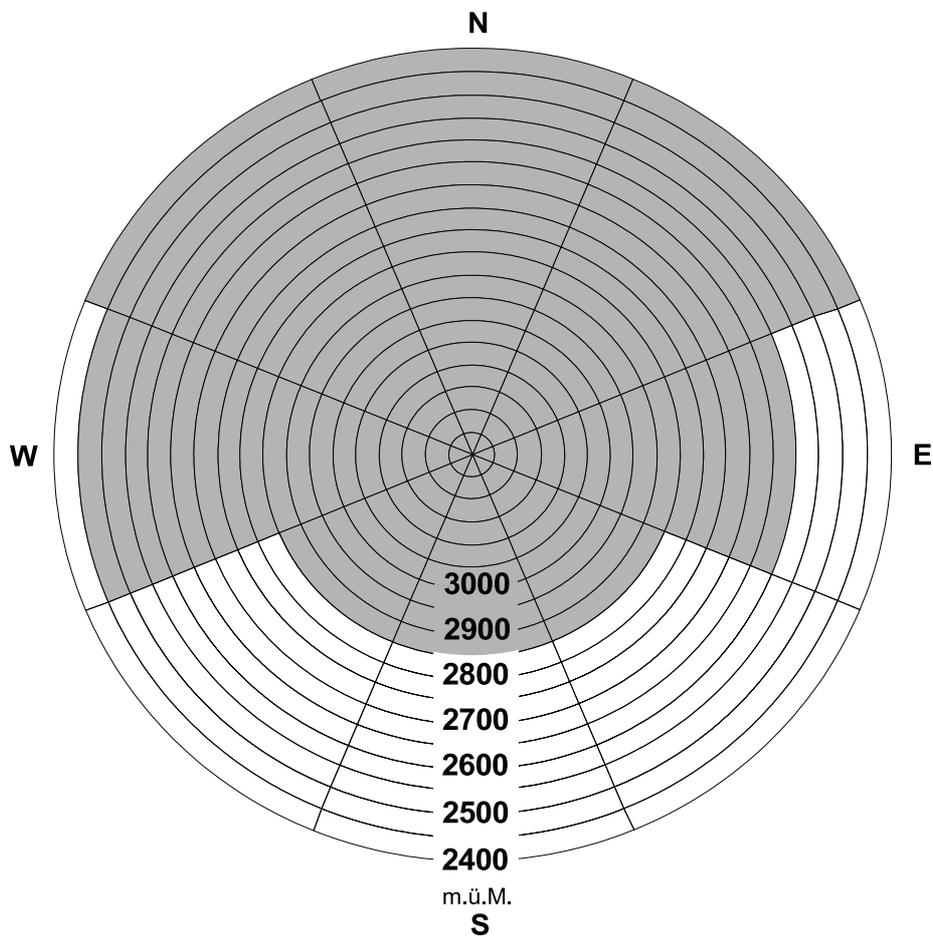
Oberes Suldental

Die Höhenlage der $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Jahresisotherme, die der Untergrenze des kontinuierlichen Gebirgspermafrostes entspricht (Haeberli 1992b), liegt diesem Ansatz zufolge bei etwa 3.830 m ü.d.M., d.h. im Gipfelbereich des Ortlers.

3.2 Verteilung des diskontinuierlichen Permafrostes im 19. Jahrhundert

Da direkte Messergebnisse und Beobachtungen aus dem 19. Jahrhundert fehlen, erfolgt die Rekonstruktion der Verteilung des diskontinuierlichen Permafrostes für diesen

Abb. 11: Verteilung des diskontinuierlichen Permafrostes im Oberen Suldental im 19. Jahrhundert in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition



Quelle: Simstich (1994, 48)

Zeitraum rein auf der Basis geomorphologischer Befunde, wobei nach *Barsch* (1977) inaktive Blockgletscher als Leitform dienen. Aufgrund der geringen Anzahl inaktiver Blockgletscher im Oberen Suldental lässt sich nur ein lückenhaftes Verteilungsmuster rekonstruieren, das durch Interpolation mit den benachbarten Sektoren sowie Vergleich mit der heutigen Verteilung zu einem Gesamtbild extrapoliert wurde (siehe *Abb. 11*).

Die aufgrund dieser Höhen- und Expositionsabhängigkeit berechnete Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrostes wird in *Abb. 12* dargestellt. Demzufolge war im 19. Jahrhundert die Gesamtfläche des durch Permafrost unterlagerten Lockermaterials mit fast 8 km² deutlich größer als heute (siehe *Tab. 8*). Die positiven Flächenveränderungen im S- und SW-Sektor hängen damit zusammen, dass die aktiven Blockgletscher im Zaytal als eine Ausnahme im Bereich des neuzeitlichen Gletschervorfeldes liegen. Insgesamt aber lässt sich seit dem 19. Jahrhundert eine Abnahme der Permafrostflächen um etwa 30 % errechnen.

Tab. 8: Flächenveränderung des von diskontinuierlichem Permafrost unterlagerten Lockermaterials im Oberen Suldental zwischen dem 19. Jahrhundert und dem gegenwärtigen Zustand

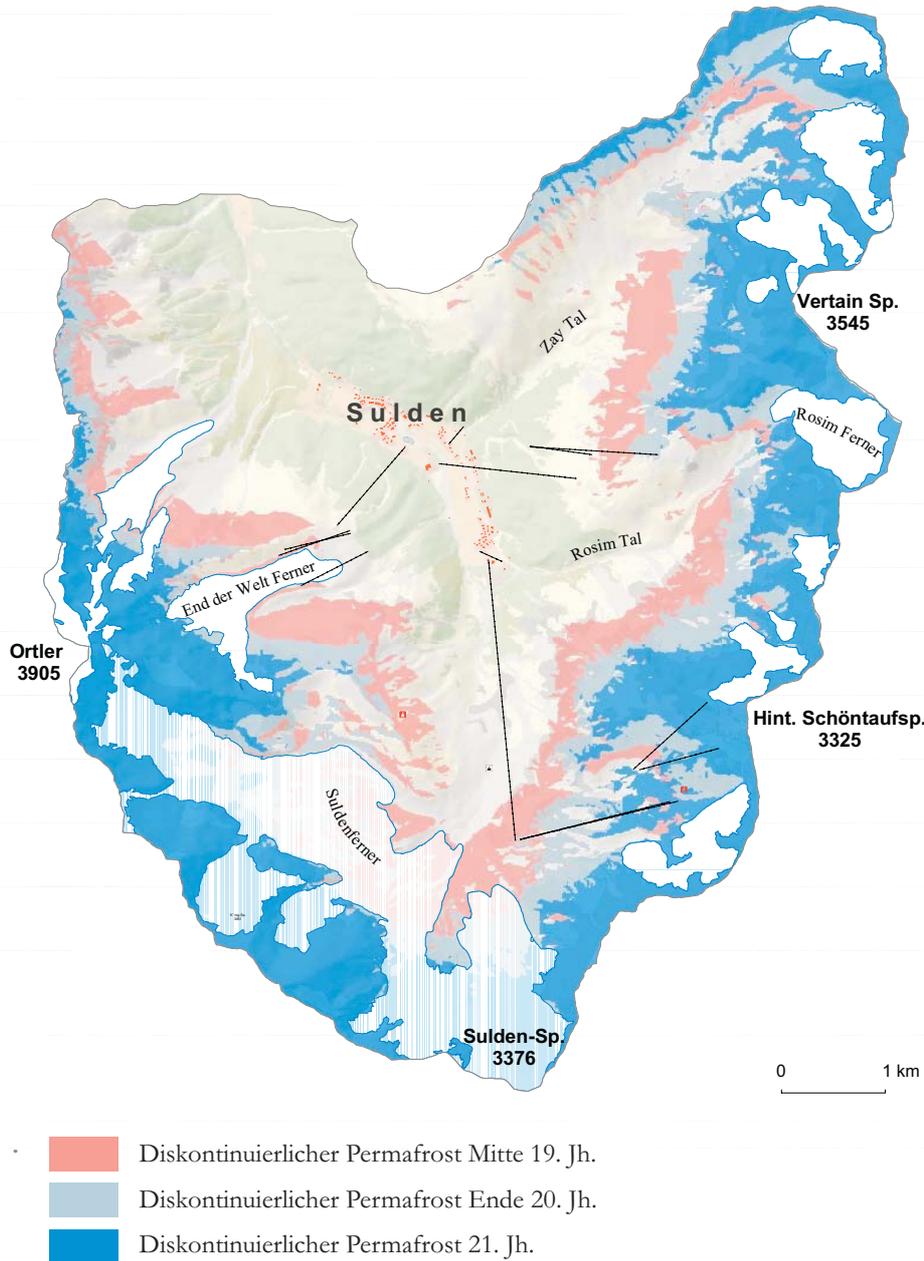
Exposition	Fläche im 19. Jahrhundert		heutige Fläche		Flächenveränderung	
	absolut [km ²]	relativ [%]	absolut [km ²]	relativ [%]	absolut [km ²]	relativ [%]
N	1,12	100	0,60	53,6	-0,52	-46,4
NE	0,70	100	0,22	31,4	-0,48	-68,6
E	0,42	100	0,22	52,4	-0,20	-47,6
SE	0,41	100	0,43	104,9	+0,02	+4,9
S	0,61	100	0,66	108,2	+0,05	+8,2
SW	0,80	100	0,85	106,3	+0,05	+6,3
W	2,39	100	1,48	61,9	-0,91	-38,1
NW	1,51	100	1,12	74,2	-0,39	-25,8
Gesamtfläche	7,96	100	5,58	70,1	-2,38	-29,9

Quelle: *Stötter* (1994, 166)

Die mittlere Höhenlage der Untergrenze des Permafrostes im Oberen Suldental im 19. Jahrhundert lässt sich rechnerisch (als flächengewichtetes Mittel) auf etwa 2.530 m ü.d.M. festlegen. Im Vergleich mit der heutigen Lage der Untergrenze des Permafrostes in einer Höhe von etwa 2.730 m ü.d.M. ergibt sich daraus ein Anstieg von etwa 200 m. Dies liegt im Rahmen des von *Haeberli* (1990) für den gesamten Alpenraum angegebenen Anstiegs von 100-250 m.

Oberes Suldental

Abb. 12: Flächenveränderung des Permafrosts im Oberen Suldental (19. Jahrhundert, heute und bei einem Erwärmungsszenario von +1 K)



Quelle: Stötter (1994). Kartengrundlagen: *Autonome Provinz Bozen Südtirol*

4. Naturgefahrenprozesse

4.1 Muren

Zahlreiche historische Berichte von Schadensereignissen belegen die Bedeutung murartiger Prozesse im Suldental. So beschreibt *Sonklar* (1883) z.B. für 28./29. Juni 1788, 28. September 1868 und den 16. September 1882 größere Ereignisse; Muren aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts sind in den Einsatzberichten der *Freiwilligen Feuerwehr Sulden* dokumentiert. Auch bei den aktuellen Murereignissen im Vinschgau im Jahr 1983 und 1987 wurde das Suldental betroffen (*Maukisch* 1994).

Durch die Kartierung stummer Zeugen im Luftbild konnten im Oberen Suldental insgesamt 119 Anrissbereiche murartiger Prozesse erfasst sowie bei Geländebegehungen verifiziert werden (siehe *Abb. 13*). Als stumme Zeugen für murartige Prozesse wurden zum einen Murkanäle mit den begleitenden randlichen Wällen (Levés) sowie deren Anrissbereiche kartiert. Hinsichtlich ihrer Vegetationsbedeckung wurden die Mura-blagerungen vereinfacht in frische (vegetationsfreie) und alte (vegetationsbedeckte) Formen unterschieden.

4.1.1 Muranrisse und Degradation der Kryosphäre

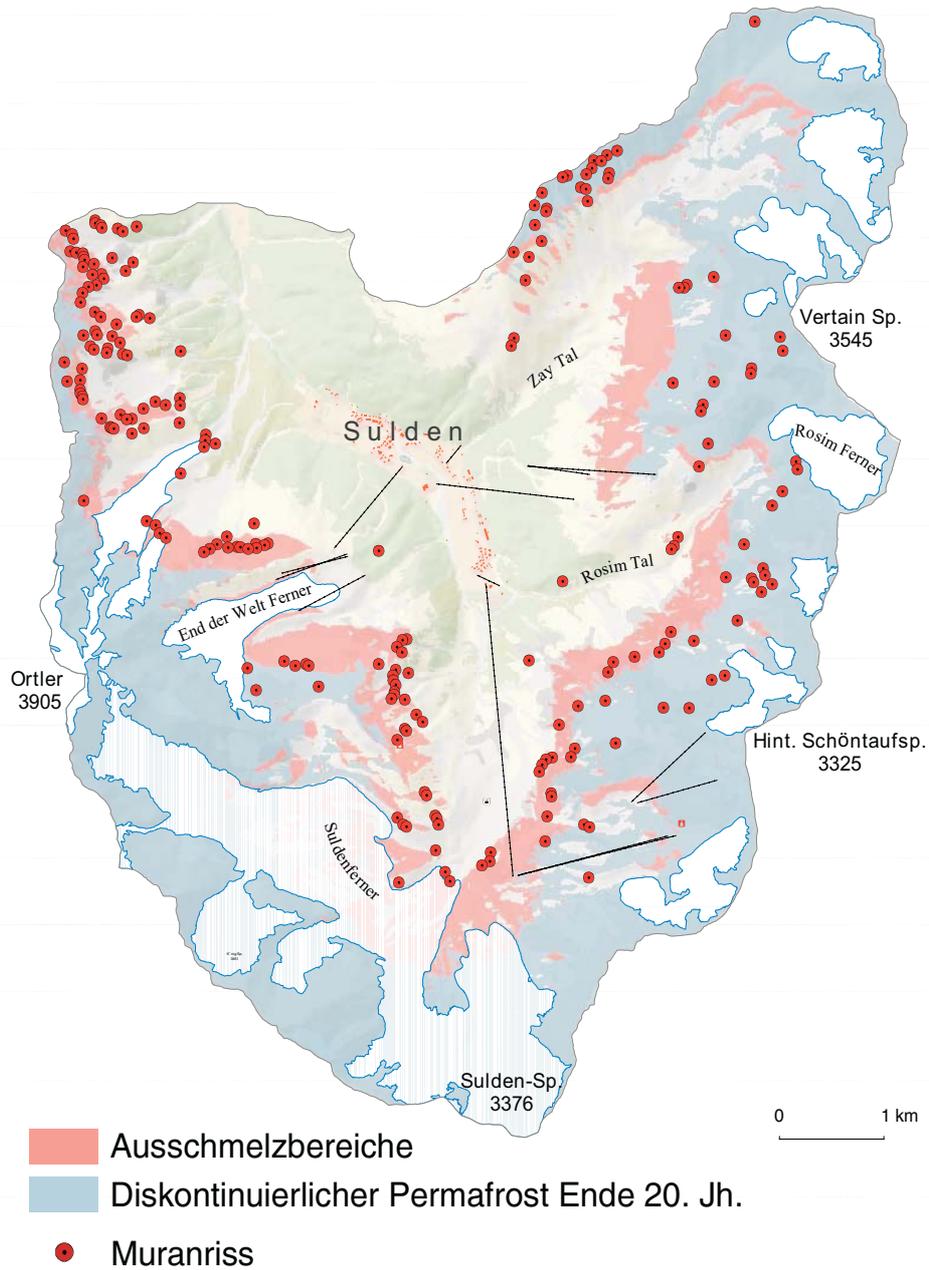
Mehr als die Hälfte der Muranrisse im Oberen Suldental hat ihren Ursprung in Bereichen, in denen seit Mitte des 19. Jahrhunderts Gletscher zurückgeschmolzen sind oder Permafrost ausgeschmolzen ist, bzw. in denen sich heute diskontinuierlicher Permafrost befindet (siehe *Abb. 14*). Das bedeutet, dass in den in diesem Zeitraum ab- und ausgeschmolzenen Bereichen überdurchschnittlich viele murartige Prozesse abgelaufen sind. Etwa die Hälfte der Muranrisse konzentriert sich auf nur etwa 20 % der Fläche des Oberen Suldentals.

Im Rahmen der Untersuchungen, die in der Schweiz auf die Murereignisse des Sommers 1987 folgten, hat *Zimmermann* (1990a) die Auswirkungen der Degradation diskontinuierlichen Permafrostes auf die Murbildung folgendermaßen dargestellt:

- Im gefrorenen Zustand kann Lockermaterial in Neigungen deutlich über dem natürlichen Böschungswinkel lagern. Nach dem Ausschmelzen des zusammenhaltenden Eiskörpers stellen diese übersteilten Bereiche die bevorzugten Anrissbereiche von Rutschungen dar, die sich zu Murgängen entwickeln können.
- Das Porenvolumen in Blockgletschern ist infolge der heterogenen, unsortierten Materialzusammensetzung sehr unregelmäßig. Daraus resultieren nach dem Ausschmelzen des Permafrostes stark unterschiedliche Durchlässigkeitsbeiwerte, die bei Wassersättigung die Stabilität des kryogenen Lockermaterials erheblich herabsetzen können.

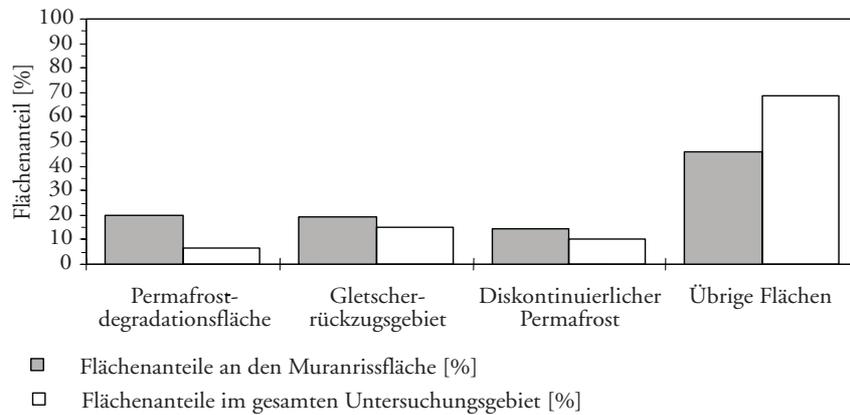
In ähnlicher Weise sind nach *Haeberli* (1990) die von abgeschmolzenen Gletschern freigesetzten Lockermaterialmassen wirksam. Vor allem im Bereich von Ufermoränen verlieren durch das Rückschmelzen erhebliche glaziale Lockermaterialmengen in steilen Böschungen ihr Widerlager. Für sie gelten die Überlegungen von *Zimmermann* (1990a) analog.

Abb. 13: Muranrisse in Permafrostausschmelzbereichen



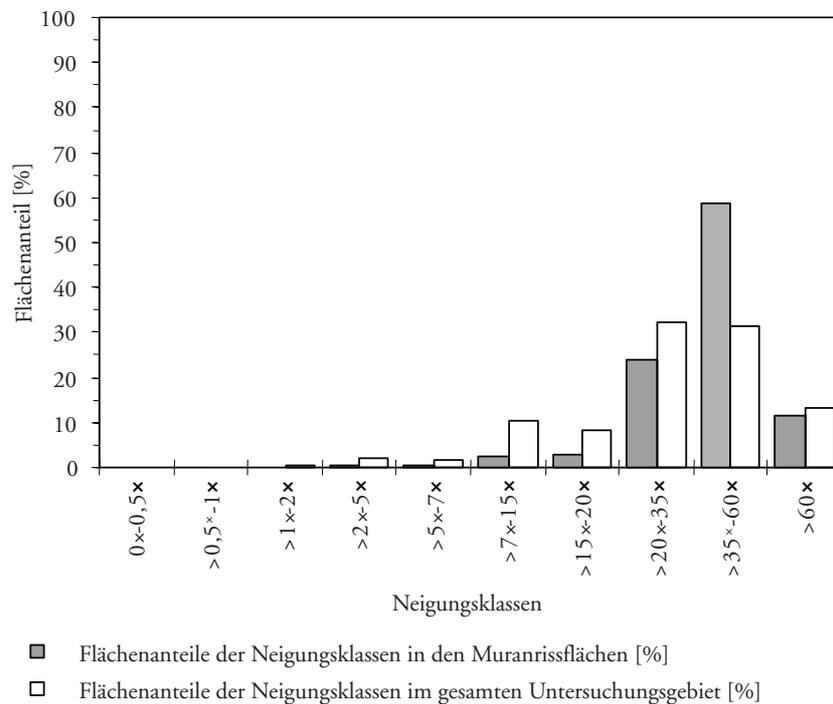
Quelle: Stötter (1994). Kartengrundlagen: *Autonome Provinz Bozen Südtirol*

Abb. 14: Flächenverteilung der kartierten Muranrisse im Oberen Suldental nach dem Zustand der Eisarmierung ihrer Anrissbereiche



Quelle: *Maukisch* (1994, 66)

Abb. 15: Flächenverteilung der kartierten Muranrisse im Oberen Suldental nach ihrer Neigung



Quelle: *Maukisch* (1994, 60)

Auch der noch vorhandene diskontinuierliche Permafrost begünstigt diesen Untersuchungen zufolge die Bildung von Muranrissen. *Zimmermann* (1990a) erklärt dies folgendermaßen:

- Der Permafrostspiegel im Untergrund kann sowohl als Grundwasserstauer als auch als Gleitfläche dienen. Je mächtiger die Auftauschicht ist, desto mehr Lockermaterial steht für Erosionsprozesse zur Disposition.
- Bei Starkregenereignissen fließt das infiltrierte Niederschlagswasser auf dem stauenden Permafrostspiegel im Untergrund relativ schnell ab. Erst im permafrostfreien Bereich in tieferen Hanglagen kann dieser *interflow* in den Untergrund versickern. In diesen Bereichen, die konzentriert an der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes vorkommen, kann es infolgedessen zu einer Wasserübersättigung kommen. Diese aufgrund ihrer starken Durchfeuchtung labilisierten Bereiche bilden wiederum bevorzugte Ansatzpunkte und -flächen für initiale Erosionsprozesse.

4.1.2 Muranrisse und Hangneigung

Die Überlegungen zur übersteilten Lagerung kryogener und glazialer Lockermaterialkörper (*Haeberli* 1990, *Zimmermann* 1990a) werden im Oberen Suldental durch die Betrachtung der Neigungen in den Muranrissbereichen bestätigt. Es zeigt sich, dass mehr als zwei Drittel der untersuchten Anrisse in Lockermaterialbereichen liegen, die über dem natürlichen Böschungswinkel von 35° lagern (siehe *Abb. 15*).

4.1.3 Muranrisse und Vegetationsbedeckung

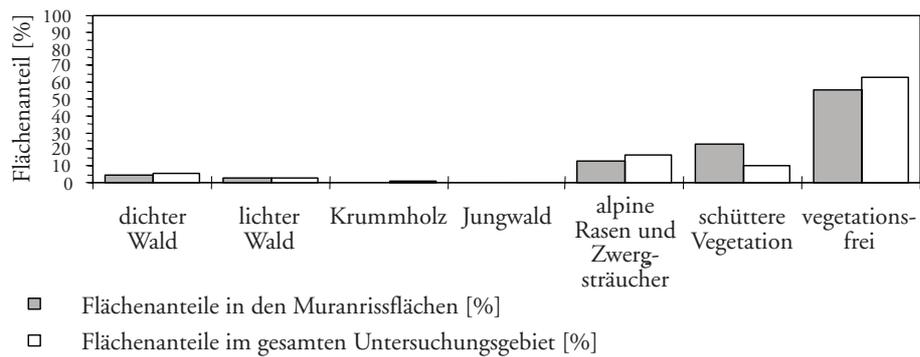
Bei der Betrachtung der Vegetation im Bereich der Muranrisse kann festgestellt werden, dass es nur eine unbedeutende Anzahl von Anrissen im Bereich bewaldeter Flächen gibt (siehe *Abb. 16*). Über die Hälfte der Anrisse murartiger Prozesse liegt in vollkommen vegetationslosen Bereichen. Auch in Areale mit nur schütterer Vegetation, wie z.B. Pioniervegetation mit einem geringen Bedeckungsgrad, fällt mit etwa 20 % ein bedeutender Anteil der Muranrisse. Dies ist ein Bereich, in dem sich die Vegetation im Vorrücken befindet, jedoch das Lockermaterial noch nicht stabilisieren kann. Erst ab einer gewissen Mindestbedeckung und Wurzeltiefe kann Vegetation Lockermaterial stabilisieren, d.h. wirksam vor Erosionsprozessen schützen. Bis dieser Zustand erreicht ist (*timelag*) unterliegen diese Lockermaterialbereiche verstärkt der Erosion, die ihrerseits einer Wieder- bzw. Neubesiedlung mechanisch entgegenwirkt.

4.1.4 Muranrisse und Höhenstufen

Die Höhenverteilung der Anrisse murartiger Prozesse im Oberen Suldental zeigt ein deutliches Maximum in den Höhenstufen zwischen 2.300 und 2.600 m ü.d.M. (siehe *Abb. 17*). Dieses Maximum der Muranrisse fällt mit einem Maximum der Flächenanteile der Ausschmelzbereiche der Kryosphäre in der gleichen Höhenstufe zusammen. Das zweite, absolute Maximum der Ausschmelzbereiche in der Höhenstufe

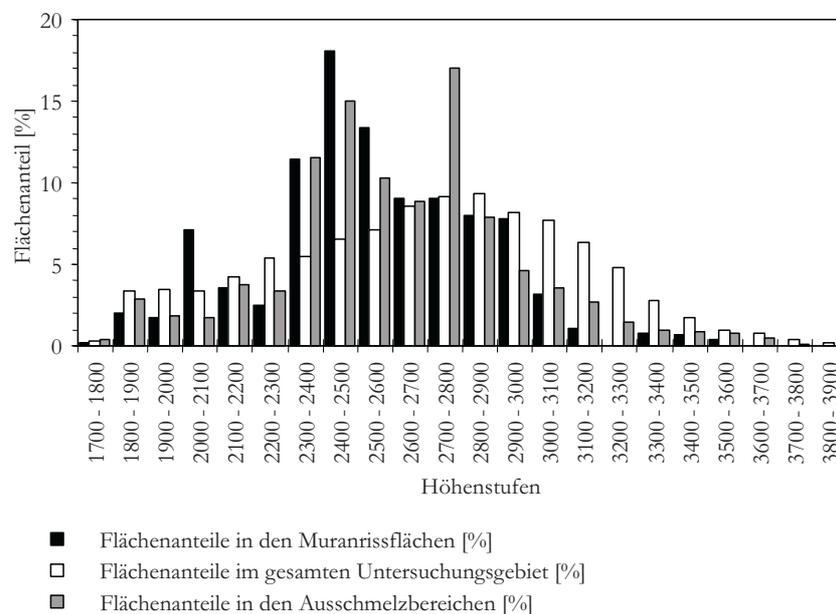
zwischen 2.700 und 2.800 m ü.d.M. spiegelt sich jedoch nicht durch eine überdurchschnittliche Anzahl von Muranrissen wider. Trotzdem lässt diese Überlagerung nochmals erkennen, wie bedeutsam die vor kurzem eisfrei gewordenen Bereiche für die Entstehung murartiger Prozesse sind.

Abb. 16: Flächenverteilung der kartierten Muranrisse im Oberen Suldental nach ihrer Vegetationsbedeckung



Quelle: *Maukisch* (1994, 59)

Abb. 17: Flächenverteilung der kartierten Muranrisse im Oberen Suldental nach ihrer Höhenlage



Quelle: *Maukisch* (1994, 63)

Zusammenfassend lässt sich im Oberen Suldental sehr deutlich herausstellen, dass zwischen den klimatisch induzierten Veränderungen der Kryosphäre und dem Erosionsgeschehen ein deutlicher Zusammenhang besteht.

Die eisfrei gewordenen Areale weisen einen beträchtlichen Anteil an Lockermaterial auf, das in Neigungen über dem natürlichen Böschungswinkel lagert. Diese Lockermaterialbereiche sind aufgrund des *timelags* zwischen dem Ab- bzw. Ausschmelzen des Eises und dem daraus resultierenden Verlust der Armierung sowie der Wieder- bzw. Neubesiedlung durch Vegetation und der damit verbundenen Stabilisierung leicht erodierbar. Gerade in Höhenstufen oberhalb der gegenwärtigen Waldgrenze ist die nachrückende Vegetation in den eisfrei gewordenen Bereichen über ein Pionierstadium mit geringem Bedeckungsgrad noch nicht hinausgekommen.

4.1.4 Muren im Exkursionsgebiet

Die meisten Murzüge des Exkursionsgebietes befinden sich an den steilen Hängen der Seitentäler. Der besiedelte Bereich des Talbeckens von Sulden ist, abgesehen von den auf mündenden Murkegeln liegenden Siedlungsteilen, vor Muren weitgehend geschützt, da das in die quartären Ablagerungen eingetiefte Gerinnebett des Suldenbachs potentiell in den Talbereich vordringende Murereignisse kanalisiert.

- Der Murkegel des Kaserbachs weist keine große Dimension auf, ist aber dennoch ein gutes Beispiel für die Gefährdung des besiedelten Talraums. Die Disposition für Murgänge in diesem sehr steilen Gerinne ergibt sich aus der Bedeckung der Bacheinhänge mit Lockermaterial von Moränen des End der Welt Ferners. Diese seitlichen Bacheinhänge sind aufgrund lokaler Vernässungszonen sehr rutschgefährdet und deshalb nach den Starkniederschlägen im Juli 1987 mit ingenieurbio-logischen Maßnahmen gesichert worden. Bei diesen Niederschlagsereignissen wurde die zu diesem Zeitpunkt im Bau befindliche Tennishalle von Ablagerungen eines Murgangs aus dem Kaserbach beschädigt.
- Den von der Kubatur und Flächenausdehnung größten Murbereich des Oberen Suldentals bildet die Marltmure (Ladum). Sie wird aus Sturzmaterial der Kammumrahmung sowie Material des Gletschervorfeldes des Marltferners aufgebaut. Die Anrisse befinden sich auf den mächtigen neuzeitlichen Moränen aus Dolomitschutt. Im mittleren Bereich des Murkegels sind Ablagerungen rezenter Murschübe erkennbar. Im Bereich der ‚S-Kurve‘ der Sommerstraße zeugen immer wieder frische Räumspuren von der hohen Aktivität der Marltmure, die die Straße nahezu periodisch überschüttet. In den Murkegel hat sich der Suldenbach eingeschnitten, wobei im Bereich des Einschnitts nicht von einer erhöhten Gefahr durch Erosion, Geschiebeeintrag oder einer Verlegung des Bachbetts ausgegangen werden kann.
- Der Rosimbach ist ein murfähiger Wildbach, der aufgrund seines steilen Längsprofils ohne nennenswerte Hindernisse große Geschiebemengen talwärts transportieren kann. Im oberen Talbereich hat sich der Bach tief in die Stufe des Rosimbodens eingeschnitten. Von dort und von den Moränen des Schöntauf- und Plattenferners erhält der Rosimbach erhebliche Mengen Feststoffeintrag. Im unteren

Bachbereich verhindert das Anstehende eine weitere Eintiefung. Die Schutthalden der NW-exponierten Einhänge sind von rezenten Murprozessen überformt und, besonders im unteren Bereich, von deren Ablagerungen bedeckt. Ein Großteil der Muren reißt in den Moränen des Schöntauf- und Plattenferners an. Der Rosimbach mündet mit einem ausgedehnten, talabwärts gestreckten Kegel in das Suldental. Im Bereich östlich und südlich der Talstation des Schaubachlifts weist der Kegel Reste von Murablagerungen jüngerer Datums auf. Der nördliche Teil des Kegels ist nur wenig geneigt und geht allmählich in den Talboden des Suldentals über. In diesem Bereich liegt eins der Hauptsiedlungsgebiete der Ortschaft Innersulden (Gampenhöfe). Im Bereich des Talausgangs des Rosimtals ist ein 200 m langer, mächtiger Murablenkdamm errichtet worden, der die Bereiche nördlich der Talstation der Seilbahn vor Muren und Hochwasser schützt.

- Das Anbruchgebiet der Muren im Zaytal liegt auf den Sturzsutthalden in den NW-Hängen der Vertainspitze. Potenzielle Murereignisse aus dem Tal des Zaybachs werden durch einen ausgedehnten flachen Ablagerungsbereich oberhalb der ersten Steilstufe zurückgehalten. Die Sturzhalden im oberen Zaytal sind stark von Muren überformt. Neben rezenten Formen sind deutlich ältere Murrinnen erkennbar, die dem Bach jedoch kein Geschiebe zuführen. Der Mündungskegel des Zaybachs in das Suldental weist keine Merkmale aktueller Muraktivität auf.

4.2 Sturzprozesse

In historischen Berichten sind für das Exkursionsgebiet Sulden keine Aufzeichnungen zu Sturzereignissen enthalten.

- Eine Gefährdung für Gebäude durch Steinschlag besteht nur am orographisch rechten Hang des Suldentals im Bereich der Forststraßenabzweigung zur Kälberhütte, wo sich im bewaldeten Bereich Abbruchstellen befinden. Das Sturzmaterial wird zwar großteils durch Bäume und andere Blöcke gestoppt, zur Sicherung der Gebäude wurden aber zusätzlich Steinschlagnetze errichtet. Im auslaufenden Hangbereich etwas weiter südlich lassen abgelagerte Blöcke auf vergangene Ereignisse schließen.
- Im Bereich der Schöntauf-Wände werden die Wanderer mit einer Hinweistafel vor Steinschlag-Gefahr bei schlechter Witterung gewarnt. Dieser Wanderweg quert die Sturzhalden unterhalb der N-exponierten Felswände. Die aufkommende Vegetation auf der Sturzhalde weist auf keine flächenhaft wirksame, größere Intensität der Sturzprozesse hin.
- Im Gegensatz zu der eher geringen Sturzaktivität in kristallinen Gesteinen stellen die westlich von Sulden hoch aufragenden Dolomitwände des Ortlers und des Tabarettakamms die aktivsten Sturzbereiche im Suldental dar. Aus den Wänden kommt es zu stetem Ablösen und Abstürzen von Steinen in der Größenordnung bis zu einem halben Meter Durchmesser. Das abstürzende Material wird großteils auf den darunterliegenden Gletschern, wie dem Sulden Ferner, dem End der Welt Ferner sowie dem Marltferner abgelagert. Einige der Sturzhalden werden in ihrer

Oberes Suldental

Ausbreitung durch die mächtigen Moränenwälle neuzeitlicher Gletscherstände begrenzt. Von der Tabarettascharte zur Marltschneide kommt es zu einem Gesteinswechsel von Dolomit über Quarzphyllit zu Gneis, was eine reduzierte Sturzaktivität sowie geringer mächtige Ablagerungen zur Folge hat.

- Im Zaytal wird talaufwärts eine erste Steilstufe durch die Ablagerung eines Felssturzes mit bis zu sieben Meter großen Blöcken gebildet, dahinter bildete sich ein ausgedehnter flacher Akkumulationsbereich aus. Aus dem orographisch rechts gelegenen Anbruchgebiet lösen sich noch immer Steine und Blöcke. Weitere aktive Sturzprozesse finden sich im Zaytal an den übersteilten Stirnbereichen fossiler Blockgletscher. Einzelne Blöcke lösen sich aus dem Lockermaterialverband und stürzen bis in den Bereich unterhalb des Weges, der die Bergstation des Kanzellifts mit der Düsseldorfer Hütte verbindet.

4.3 Eissturz

Eine indirekte Gefährdung des Lebensraumes im Suldental kann durch Eissturprozesse vom Oberen Ortlerferner über die Tabarettawände auf den Marlt-Murkegel ausgehen (siehe *Abb. 18*).

In der Reichweite des Eissturzes liegt zwar kein direktes Schadenpotenzial, im Winter kann es jedoch bei genügend mächtiger Schneedecke zur Sekundärauslösung von Lawinen am Wandfuß kommen, die den Straßenabschnitt im Bereich des Marlt-Murkegels gefährden. Ein weiteres Beispiel für Eissturprozesse ist die Ostwand des Ortlers. Vom Gletscher an der Schulter des Hintergrats (Südostgrat) und von den Gletscherresten in der Schückrinne stürzen Eisblöcke auf den End der Welt Ferner, der nur durch diese Prozesse sowie durch Lawinenschnee genährt wird (siehe *Abb. 19*).

Ein großer Eissturz ereignete sich zu Pfingsten 2001 an der Nordwand der Königspitze. Die unter dem Namen ‚Schaumrolle‘ (siehe *Abb. 20*) bekannte Gipfelwächte aus Eis mit einem Volumen von 25.000 m³ stürzte in das Gletscherbecken des Königswandferners.

4.4 Lawinen

Die hochalpine Lage des Exkursionsgebietes und die großen Reliefunterschiede bedingen eine Gefährdung des Kulturraumes durch Lawinen. Historisch bedeutsame Lawinenereignisse ereigneten sich nach *Martinelli* (1993) in den Jahren 1956 im Schwabental und 1977 im Zug der Kattertauf-Lawine. Letztere hat die Verschüttung eines Fahrzeugs und den Tod von vier Insassen zur Folge. Nach *Hurton* (o.J.) starben 1974 acht Personen in vier von der Ladum-Lawine verschütteten Fahrzeugen.

Im Vergleich zu anderen Siedlungen im Alpenraum in ähnlicher Höhenlage ist die Gefährdung des Siedlungsraums in Sulden durch Lawinen gering. Die Siedlungsentwicklung erfolgte zum größten Teil auf lawinensicheren Standorten. Erste Verbauungen im Suldental erfolgten nach dem Ereignis im Jahre 1956 im Anrissgebiet der Schwabental-Lawine. Das Anrissgebiet der Kattertauf-Lawine südwestlich des

Abb. 18: oben: Eissturzbereich Tabarettawände, unten: Abbruch von Eismassen am Oberen Ortlerferner oberhalb der Tabarettawände (Aufnahme: Zischg 10/1999 bzw. Zischg 5/2000)



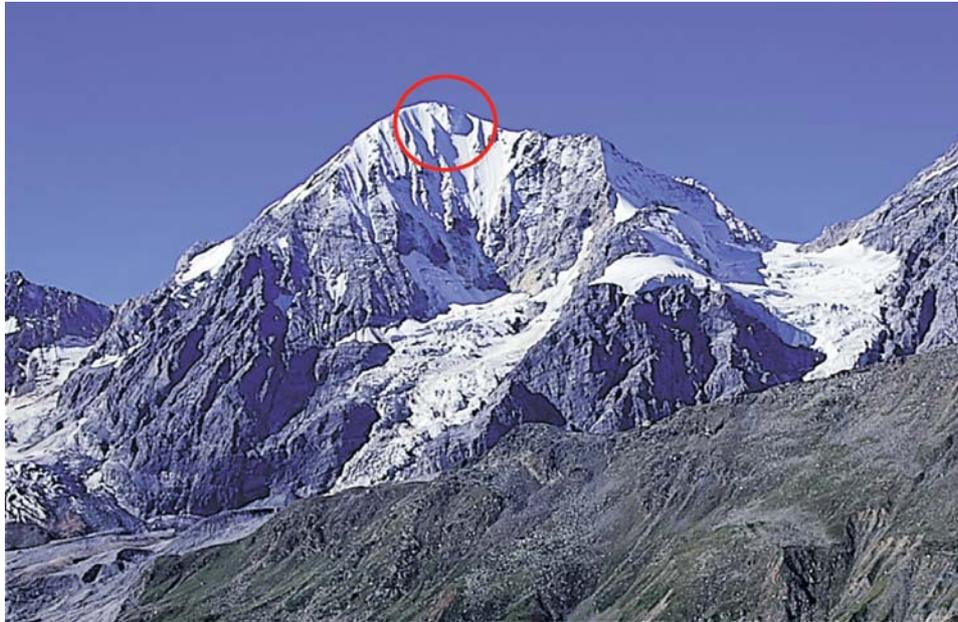
Oberes Suldental

Abb. 19: End der Welt Ferner am Fuße der Ostwand des Ortlers (Aufnahme: Zischg 8/1999)



Abb. 20: Nordwand der König-Spitze

a) mit noch vorhandener ‚Schaumrolle‘ (Aufnahme: Zischg 8/1999)



b) ohne ‚Schaumrolle‘ (Aufnahme: Zischg 7/2003)



Oberes Suldental

Dorfkerns wurde nach dem Schadenereignis im Jahre 1977 verbaut, zusätzlichen Schutz gewährleistet ein Auffangdamm. Heute sind im Bereich des alten Siedlungskerns keine Gebäude durch Lawinen bedroht. Im Bereich des Ortlerhofes, der durch die Schöpfgraben- und Ladum-Lawine gefährdet ist, kommen temporäre Schutzmaßnahmen zur Anwendung. Die Bewohner des Hofes siedeln im Winter in ein Haus auf der gegenüber liegenden Hangseite um. Oberhalb des Ortlerhofes wurde mit dem Bau eines neuen Gebäudes begonnen, infolge eines Lawinenereignisses, das bis nahe an das Gebäude heran reichte, wurde der Bau aber eingestellt. Der Rohbau blieb unverändert.

Weitere temporäre Maßnahmen dienen dem Schutz der Zufahrtsstraße nach Suldens, die im Bereich des Marlt-Murkegels von mehreren Lawinenzügen betroffen ist. Aus diesem Grund wurde eine zweite Zufahrtsstraße gebaut, die von der Karnerbrücke über den Rumwald zum nördlichen Dorfeinde führt und einen lawinensicheren Zugang zum Dorf bietet (= Winterstraße). Die Straße über den Marlt-Murkegel (= Sommerstraße) wird bei potenziell gefährlichen Witterungs- und Schneeverhältnissen geschlossen. Im Bereich des Kegels ist der Wald durch Lawinen nahezu vollständig zerstört (siehe *Abb. 21*). Am Beispiel des großen Felsblockes an der Außenseite der orographisch rechten Seitenmoräne des Marlt-Ferners lassen sich die in Lawinen auftretenden Kräfte abschätzen. Der Dolomitblock mit einem Volumen von über 50 m³ wurde von einer Lawine über 200 m hangabwärts bewegt.

Die Zufahrtsstraße ist nach der Verbauung der kleinen Lawenstriche im Bereich der Kehren vor allem noch durch die Unterthurn-Lawine gefährdet. Eine Analyse

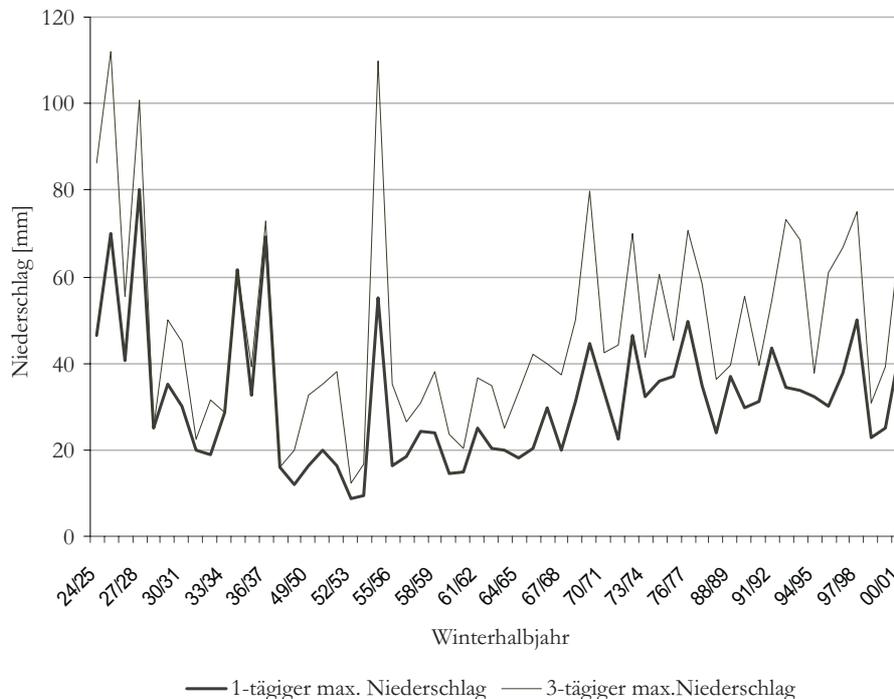
Abb. 21: Marlt-Murkegel und Anrissgebiet der Ladum-Lawine (Aufnahme: Zischg 10/1999)



des individuellen Todesfallrisikos durch Lawinengefährdung auf der Straße nach den Verfahren von *Wilhelm* (1999) und *Borter* (1999) ergibt trotz Schutzmaßnahmen ein erhebliches Risiko (*Zischg* in Vorb.). Diesem Umstand trägt die Lawinenkommission vor Ort Rechnung, indem sie zur Risikoverminderung Straßensperrungen sowie ergänzend Sprengungen zur künstlichen Auslösung der Lawinen durchführt.

Für die Entstehung von gefährlichen Lawinensituationen sind vor allem extreme Schneeniederschläge von Bedeutung. Nach *Salm et al.* (1990) ist der klimatisch mögliche Neuschneezuwachs in drei Tagen für die Beurteilung der Lawinengefahr ausschlaggebend. Die Analyse der Niederschlagsmessungen an der Station Sulden lässt für die Messperiode 1924-2001 keine eindeutigen Veränderungen im maximalen Tagesniederschlag erkennen. Der in *Abb. 22* sichtbare Trend einer Zunahme der maximalen dreitägigen Niederschlagssummen liegt noch im Bereich der Messfehler.

Abb. 22: Niederschlagsmaxima der Messstation Sulden. Periode 1924-2001



Quelle: *Hydrographisches Amt, Autonome Provinz Bozen Südtirol*

4.5 Zusammenfassende Bewertung des Prozessgeschehens

Am Ende des 20. und zu Beginn des 21. Jahrhunderts kam es in Tirol und Südtirol zu einer scheinbaren Häufung von extremen Naturgefahrenereignissen. Hier sind beispielsweise die sog. Brennermure im August 1998, das Lawinenereignis von Galtür

und Valzur im Februar 1999, das Pfingsthochwasser im Mai 1999, der Felssturz vom Eiblschrofen im Juli 1999 sowie das Sommerhochwasser im August 2002 zu nennen. Ob sich hinter diesen Ereignissen ein zunehmender Trend verbirgt oder ob es zufällige Koinzidenzen sind, kann nicht mit letzter Klarheit gesagt werden.

Im Hinblick auf die Aussagen zu einer zunehmenden Akzentuierung des Niederschlagsgeschehens im Zuge steigender Temperaturen (z.B. *Wanner et al.* 2000) scheinen die Angaben von *Bader/Kunz* (1998) zu der Entwicklung des Prozessgeschehens, das im Rahmen des Schweizer Nationalen Forschungsprogramms NFP 31 untersucht wurde, hier plausible Erklärungen zu liefern (siehe *Tab. 9*).

Demzufolge ist bei den Prozessen, an denen fließendes Wasser einen maßgeblichen Anteil hat (Hochwasser, Muren und Rutschungen), mit einer Zunahme der Intensität und/oder der Häufigkeit zu rechnen, wogegen für Sturzprozesse und Lawinen keine Zunahme prognostiziert werden kann.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Aussage, dass das Lawinengeschehen mehr oder weniger unverändert bleiben wird, eine komplexen Hintergrund hat. Hierin ist zum einen der Trend eines zunehmenden Anstiegs der Schneegrenze enthalten, der generell geringere Lawinendimensionen zur Folge hat, zum anderen ist aber im Winter mit intensiveren singulären Schneeniederschlägen zu rechnen, die ihrerseits wieder für eine Zunahme der Dimension sprechen.

Tab. 9: Veränderung der Naturgefahrenprozesse infolge des Klimawandels

Gefahrenprozess	Tendenzielle Entwicklung
Lawine	gleich bleibend
Murgänge	allgemeine Zunahme
Steinschlag	gleich bleibend
Bergsturz	keine Veränderung
Rutschung	Zunahme
Hochwasser	Zunahme

Quelle: *Bader/Kunz* (1998), verändert

5. Bewertung des Risikos

Aus der Überlagerung von Intensität und Eintretenswahrscheinlichkeit der Gefahrenprozesse auf der Naturraumseite mit Präsenzwahrscheinlichkeit und Exposition von Menschen und Werten auf der Kulturraumseite ergibt sich ein Bild der Entwicklung des Risikos, dass sehr differenziert ausfällt (siehe *Abb. 23*). Von theoretisch neun verschiedenen Möglichkeiten scheidet fünf als mehr oder weniger unwahrscheinlich aus. So lässt sich die als positiv gewertete Option einer Abnahme der Prozessintensität

und Eintretenswahrscheinlichkeit aufgrund der Ergebnisse von *Bader/Kunz* (1998) ausscheiden. Ähnlich kann mit der ebenfalls positiv bewerteten Option verfahren werden, dass Werte und Präsenzwahrscheinlichkeit abnehmen.

Übrig bleiben somit drei Möglichkeiten:

- Das Risiko bleibt weitgehend unverändert (Ø). Dies ist der Fall, wenn sich sowohl auf der Seite des Naturraums, als auch auf der Seite des Kulturraums keine gravierenden Änderungen der heutigen Situation ergeben.
- Das Risiko nimmt zu (-), wenn entweder Intensität und Eintretenswahrscheinlichkeit von Prozessen zunehmen, oder wenn Werte bei Objekten (oder die Präsenzwahrscheinlichkeit von Personen) ansteigen.
- Das Risiko nimmt deutlich zu (--). Dies ist der Fall, wenn sowohl auf der Prozessseite, als auch auf der Seite des Schadenpotentials Anstiege zu verzeichnen sind.

Zusammengefasst kann hinsichtlich der Entwicklung also festgestellt werden, dass das Risiko zukünftig bestenfalls unverändert bleibt, realistisch aber mit einer Verschlechterung der Situation zu rechnen sein dürfte.

Abb. 23: Risikomatrix: Positive Möglichkeiten der Entwicklung des Risikos sind in Grüntönen dargestellt, negative in Rottönen. Unwahrscheinliche Entwicklungen sind schraffiert (Erläuterung siehe Text)

		Werte und Präsenzwahrscheinlichkeit von Menschen und/oder Objekten		
		Abnahme (+)	ohne Änderung (Ø)	Zunahme (-)
Intensität und Eintretenswahrscheinlichkeit von Gefahrenprozessen	Zunahme (-)	Ø	-	--
	ohne Änderung (Ø)	+	Ø	-
	Abnahme (+)	++	+	Ø

6. Literatur

- Bachmann, R.C. - 1978: Gletscher der Alpen. - Bern.
- Bader, S./P. Kunz - 1998: Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz. - Wissenschaftlicher Schlussbericht NFP31. - Zürich.
- Barsch, D. - 1969: Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. - In: Geographica Helvetica 24, S. 10-12.
- Barsch, D. - 1977: Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. - In: Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse 3, 31, S. 118-141.

Oberes Suldental

- Barsch, D. - 1980: Die Beziehung zwischen Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. - In: Arbeiten aus dem Geographischen Institut des Saarlandes 29, S. 119-133.
- Barch, D. - 1988: Rockglaciers. - In: Clark, M.J. (Hg.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. - Chichester, S. 69-90.
- Belitz, K. - 1993: Untersuchungen zum sommerlichen Gefahrenpotential im Bereich des Zufrittsees (Martelltal/Südtirol) - Bedeutung, Verbreitung und Veränderung des alpinen Permafrostes. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Borner, P. - 1999: Risikoanalyse bei gravitativen Naturgefahren - Methode. - In: BUWAL (Hg.): *Umwelt-Materialien Nr. 107/I Naturgefahren*. - Bern.
- Brown, R.J.E. - 1967: Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR. - In: *Polar Records* 13. - Cambridge, S. 741-751.
- Brückner, E. - 1908: Die periodischen Variationen der Gletscher. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 2. - Berlin, S. 163-166.
- Campbell, E. - 1954: Eigenschaften und Erstellung von Trockenmauerwerk. - In: *Bündnerwald* 4. - Chur, S. 7.
- Desio, A. - 1967: *I Ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrale)*. - Turin.
- Elsasser, H. - 1968: Untersuchungen an Strukturböden im Kanton Graubünden. - Dissertation. - Zürich.
- Finsterwalder, R. - 1953: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpenglaciers. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 2/2. - Innsbruck, S. 189-239.
- Finsterwalder, R./H. Rentsch - 1980: Zur Höhenänderung von Ostalpenglaciers im Zeitraum 1969-1979. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 16/1. - Innsbruck, S. 111-115.
- Finsterwalder, S. - 1907: Die Neuvermessung des Suldenferners im August 1906. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 1. - Berlin, S. 302-305.
- Finsterwalder, S./M. Lagally - 1913: Die Neuvermessung des Suldenferners und dessen Veränderungen in den letzten Jahrzehnten. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 7. - Berlin, S. 145-182.
- Finsterwalder, S./H. Schunk - 1887: Der Suldenferner. - In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 18. - München, S. 70-89.
- Fritsch, M. - 1894: Über Höhengrenzen in den Ortler-Alpen. - In: *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Vereins für Erdkunde* 2, S. 105-292.
- Fritsch, M. - 1899: Zusammenstellung der von Bergführern eingesandten Berichte über Gletscherbeobachtungen in der Glockner-, Venediger- und Ortlergruppe. - In: *Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 3. - Wien, S. 31-33.
- Fritsch, M. - 1900: Gletscherbeobachtungen im Adamello- und Ortlergebiet. - In: *Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 22. - Wien, S. 115-117.
- Furrer, G. - 1955: Die Strukturbodenformen der Alpen. - In: *Geographica Helvetica* 4, S. 193-213.
- Gross, G. - 1987: Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 23/2. - Innsbruck, S. 131-141.
- Gross, G./H. Kerschner/G. Patzelt - 1976: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12. - Innsbruck, S. 223-251.
- Haerberli, W. - 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch. (= VAW-Mitteilungen 17) - Zürich.
- Haerberli, W. - 1978: Special Aspects of High Mountain Permafrost Methodology and Zonation in the Alps. - In: *Proceedings, Third International Conference on Permafrost* 1. - Ottawa, S. 379-384.
- Haerberli, W. - 1980: Permafrost in den Alpen. - Gletscherkurs 1980 Obergurgl (unveröffentlichtes Manuskript).
- Haerberli, W. - 1983: Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. - In: *Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings*. - Washington, S. 415-420.
- Haerberli, W. - 1990: Permafrost. In: *Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre*. - In: *VAW-Mitteilungen* 108. - Zürich, S. 71-88.
- Haerberli, W. - 1991a: Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. - In: *Paläoklimaforschung* 1. - Mainz, S. 409-419.
- Haerberli, W. - 1991b: Permafrost und Murgänge in der alpinen Periglazialstufe. - In: *Bündner Wald* 22. - Chur, S. 59-64.

- Haerberli, W. - 1992a: Construction, Environmental Problems and Natural Hazards in Periglacial Mountain Belts. - In: Permafrost and Periglacial Processes 3. - Chichester, S. 111-124.
- Haerberli, W. - 1992b: Possible Effects of Climatic Change on the Evolution of Alpine Permafrost. - In: Catena Supplement 22. - Cremlingen, S. 23-35.
- Haerberli, W./H. Bösch/K. Scherler/G. Østrem/C.C. Wallén (Hg.) - 1989: World Glacier Inventory Status 1988. - Teufen.
- Haerberli, W./D. Rickenmann/M. Zimmermann/U. Roesl - 1990: Investigation of 1987 Debris Flows in the Swiss Alps: General Concept and Geophysical Soundings. - In: IAHS Publication 194, S. 303-310.
- Haerberli, W./W. Schmid - 1988: Aerophotogrammetrical Monitoring of Rock Glaciers. - V. International Conference on Permafrost, Proceedings 1. - Trondheim, S. 764-768.
- Harris, S.A. - 1988: The alpine periglacial zone. - In: Clark, M.J. (Hg.): Advances in Periglacial Geomorphology. - London, S. 369-413.
- Heuberger, H. - 1974: Gletscher, Firnflächen, frische Wallmoränen am Sulztalferner, Ötztal. - In: Topographisch-geomorphologische Kartenproben 1:25.000, VII 3. - Braunschweig, S. 5-16.
- Heuberger, H. - 1980: Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. - In: Arbeiten aus dem Geographischen Institut des Saarlandes 29, S. 35-48.
- Höllermann, P. - 1964: Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenbildung im oberen Suldental. - Dissertation. - Göttingen.
- Hurton, J. - o.J.: Sulden - Geschichte, Land, Leute und Berge. - Bozen.
- IAHS (1985): Fluctuations of Glaciers 1975-1980. - Paris.
- IAHS (1988): Fluctuations of Glaciers 1980-1985. - Paris.
- IAHS (1993): Fluctuations of Glaciers 1985-1990. - Paris.
- IAHS (1998): Fluctuations of Glaciers 1990-1995. - Paris.
- Ives, J.D. - 1974: Permafrost. - In: Ives, J.D./R.G. Barry (Hg.): Arctic and Alpine Environments. - London, S. 159-194.
- Jäckli, H. - 1957: Gegenwartsgologie des bündnerischen Rheingebietes. (= Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 36) - Zürich.
- Keller, F. - 1988: Permafrostverteilung im Nationalpark. - Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich.
- Kerschner, H. - 1990: Methoden der Schneegrenzbestimmung. - In: Liedtke, H. (Hg.): Eiszeitforschung. - Darmstadt, S. 299-311.
- Klebelberg, R.v. - 1920: Beobachtungen am Suldenferner Ende Januar 1918. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 11. - Berlin, S. 145-156.
- Klebelberg, R.v. - 1926: Gletscherbeobachtungen in der Ortlergruppe 1923. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 14. - Berlin, S. 69-70.
- Klebelberg, R.v. - 1948: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Wien.
- Lagally, M. - 1908: Abschluß der Vermessungen des Suldenferners. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 2. - Berlin, S. 362-364.
- Lieb, G. - 1996: Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. (= Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz 33) - Graz.
- Maisch, M. - 1992: Die Gletscher Graubündens. - Zürich.
- Martinelli, M. - 1993: Schede di rivelamento sul terreno per la realizzazione della carta di localizzazione probabile delle valanghe. - In: Hydrographisches Amt - Lawinenwarndienst (Hg.): Lawinengefahrenkarte der Gemeinde Stilfs. - Bozen.
- Maukisch, M. - 1994: Murgefährdung im Oberen Suldental/Südtirol unter Berücksichtigung der Gletschervariationen und der Entwicklung des Dauerfrostes seit dem 19. Jahrhundert. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Maurer, F. - 1965: Gletscherschwankungen in geschichtlichen Zeiten. - In: Der Schlern 35/6, S. 228-230.
- Meier, M.F. - 1965: Glaciers and Climate. - In: Wright, H.E. jr./D.G. Frey (Hg.): The Quaternary of the United States. - Princeton, S. 795-805.
- Meierding, T.C. - 1982: Late Pleistocene Glacial Equilibrium-Line Altitudes in the Colorado Front Range: A Comparison of Methods. - In: Quaternary Research 18, S. 289-310.

Oberes Suldental

- Müller, S.W. - 1945: Permafrost or permanent frozen ground and related engineering problems. - In: U.S. Engineers' Office (Hg.): Strategic Engineering Study Special Report 62. - Washington.
- Nicolussi, K. - 1990a: Die Beziehung zwischen dem Jahrringwachstum von Zirben an der Waldgrenze und dem Massenhaushalt des Hintereisferners. - Dissertation an der Fakultät für Naturwissenschaften, Innsbruck.
- Nicolussi, K. - 1990b: Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 26/2. - Innsbruck, S. 97-119.
- Patzelt, G. - 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. - In: Frenzel, B. (Hg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. (= Erdwissenschaftliche Forschung 13). - Wiesbaden, S. 248-259.
- Payer, J. v. - 1867: Die Ortler-Alpen (Suldengebiet und Monte Cevedale). (= Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungshefte 18) - Gotha.
- Redpath, B.B. - 1973: Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations. - Livermore.
- Reishauer, H. - 1908: Revision der Gletschermarken im Ortlergebiet i. d. J. 1904 und 1905. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 2. - Berlin, S. 224-231.
- Richter, E. - 1888: Zur Geschichte des Suldenferners. - In: Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 14. - Wien, S. 242.
- Richter, E. - 1891: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. - In: Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 22. - München, S. 1-74.
- Salm, B. /A. Burkard/H. Gubler - 1990: Berechnung von Fließlawinen. - In: Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung 47. - Davos.
- Simony, F. - 1881: Aus dem Ortler-Gebiete. - Hölzel's Geographische Charakter-Bilder für Schule und Haus. - Wien.
- Simstich, J. - 1994: Murgefährdung im Oberen Suldental/Südtirol. Untersuchungen der Veränderung der Kryosphäre (Gletscher und Permafrost) seit dem 19. Jahrhundert. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Sonklar, K. v. - 1857: Der neuerliche Ausbruch des Suldengletschers. (= Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 23) - Wien.
- Sonklar, K. v. - 1883: Von den Ueberschwemmungen. Enthaltend: Allgemeine Beschreibung, Chronik der Ueberschwemmungen und Mittel der Abwehr. - Wien.
- Srbik, R.R. v. - 1927: Gletschermessungen in der Ortlergruppe im Sommer 1926. - In: Zeitschrift für Gletscherkunde 15. - Berlin, S. 243-245.
- Stäblein, G. - 1985: Permafrost, Faktor des Naturraumpotentials in den kalten Randsäumen der Ökumene. - In: Geographische Rundschau 35/7, S. 322-329.
- Stötter, J. - 1994: Veränderung der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen - Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol). - Habilitationsschrift, München.
- Wanner, H./D. Gyalistras/J. Luterbacher/R. Rickli/E. Salvisberg/C. Schmutz - 2000: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. - Zürich.
- Washburn, A.L. - 1973: Periglacial processes and environments. - London.
- Washburn, A.L. - 1979: Geocryology. - London.
- Wilhelm, C. - 1999: Kosten-Wirksamkeit von Lawinenschutzmassnahmen an Verkehrsachsen. (= BUWAL Praxishilfe) - Bern.
- Wilhelm, F. - 1975: Schnee- und Gletscherkunde. - Berlin.
- Wilhelm, F. - 1993: Hydrogeographie. - Braunschweig.
- Zimmermann, M. - 1990a: Periglaziale Murgänge. - In: VAW Mitteilungen der ETH Zürich 108. - Zürich, S. 89-107.
- Zimmermann, M. - 1990b: Debris Flows 1987 in Switzerland: Geomorphological and Meteorological Aspects. - In: IAHS Publications 194, S. 387-393.
- Zimmermann, M./W. Haeberli - 1992: Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas - A Case Study in the Swiss Alps. - Catena Supplement 22. - Cremlingen, S. 59-72.
- Zischg, A. - in Vorb.: Objektorientierte Betrachtung des Lawinenrisikos.
- Zumbühl, H. - 1980: Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. - Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, XCII. - Basel.

- Zumbühl, H. - 1983: Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst. - In: Schweizerisches Alpines Museum & Gletschergarten-Museum Luzern (Hg.): Die Kleine Eiszeit. - Bern, S. 9-19.
Zumbühl, H. - 1988: Der Rhôneletscher in den historischen Quellen. - In: Die Alpen 3/64. - Bern, S. 166-233.

Anschrift der Verfasser:

o. Univ.-Prof. Dr. Johann Stötter
Institut für Geographie der Universität Innsbruck
A-6020 Innsbruck, Innrain 52

Dipl.-Geograph Sven Fuchs
Institut für Geographie der Universität Innsbruck
A-6020 Innsbruck, Innrain 52

Mag. Margreth Keiler
Institut für Geographie der Universität Innsbruck
A-6020 Innsbruck, Innrain 52

Mag. Andreas Zischg
Institut für Geographie der Universität Innsbruck
A-6020 Innsbruck, Innrain 52