

Blockgletschermorphogenese im oberen Frosnitz-Tal (Osttirol)

von

HILMAR SCHRÖDER, IRINA SCHESTEROVA und ALEXANDER KOKAREV

mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Beilage

1 Blockgletscher und Permafrost

Seit den grundlegenden zusammenfassenden Arbeiten von BARSCH (1983, 1988) zum Blockgletscherphänomen ist es weitestgehend unstrittig, daß *Blockgletscher* gefrorene Schuttmassen bzw. Eis-Schutt-Gemenge sind, die rheolitische Fließbewegungen vollzogen haben (inaktiv) bzw. vollziehen (aktiv). Die rheolitischen Fließbewegungen sind dabei die Folge plastischer Deformationen des Eisgehaltes. Blockgletscher kriechen der Schwerkraft folgend hang- und talabwärts. HAEBERLI & PATZELT (1983) bezeichnen sie als Kriechphänomene des diskontinuierlichen Permafrostes. Bei ausreichender Schuttanlieferung und einer gewissen Mindestfeuchtigkeit – in den Höhenzonen arider Kernwüsten können sich trotz intensivem Permafrost und vorhandenem Bodeneis keine Blockgletscher bilden (SCHRÖDER 1996) – kommt es im Schuttkörper zu permafrostbedingten Eisanreicherungen, die Voraussetzung für das rheolitische Fließen sind. Dabei wird der Begriff *Permafrost* im Sinne von BROWN & PEWE (1973) und HAEBERLI (1975) gebraucht, die darunter Lithosphärenmaterial verstehen, das mindestens ein Jahr lang Temperaturen von unter 0°C aufweist. Aufgrund lokaler Besonderheiten kann nicht ausgeschlossen werden, daß Toteis in die Blockgletscherbildung mit einbezogen wird. Für das rheolitische Fließen ist es jedoch allein nicht ausreichend. Toteis kann also in Ausnahmefällen Blockgletscherbildung induzieren, jedoch sind die notwendigen Fließbewegungen immer an den permafrostbedingten Aufbau eines Schutt-Eis-Gemisches gebunden.

Die an der Blockgletscheroberfläche existierenden, oft stark ineinander verwobenen Strukturen von Längs- und Querwülsten sind nach HÖLLERMANN (1983) ein deutliches Indiz für die räumlichen und zeitlichen Schwankungen des Schutt- und Eisgehaltes. Die Wanderungsgeschwindigkeit der Blockgletscher liegt im Bereich von wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern pro Jahr (BARSCH & HELL 1975; BENEDICT, BENEDICT & SANVILLE 1986; KAUFMANN 1996). Eine Korrelation der rheolitischen Strukturen mit Bewegungsphasen ist bisher nicht gelungen. Der Eisgehalt innerhalb eines Blockgletschers ist starken Schwankungen unterworfen; er liegt jedoch überwiegend zwischen 40 und 70 %. HÖLLERMANN (1983) nimmt an, daß für Fließbewegungen ein überschüssiger, d.h. ein das Porenvolumen übersteigender Eisgehalt notwendig ist. Dies wiederum hat zur Folge, daß Blockgletscher

zeitlich verzögert nach einer Phase intensiver Permafrostbildung in Bewegung geraten. Bezüglich der Klimaelemente bedeutet dies jedoch nicht nur, daß bei einer abnehmenden Temperatur sich Bewegungswahrscheinlichkeiten erhöhen; es könnte sogar das Gegenteil durch Tieftemperaturerstarung eintreten, sondern daß auch abnehmende Niederschläge, insbesondere im Herbst, eine Schneedeckenbildung verzögern und damit die Eindringtiefe des Frostes positiv beeinflussen. Denn nur so ist zu erklären, daß sich die größten Blockgletscher der Erde in hochkontinentalen und/oder trockenen Räumen wie Zentralasien (vgl. u.a. GORBUNOV, TITKOV, POLYAKOV 1992; SCHRÖDER 1992, SCHRÖDER, GUNJA, FICKERT 1996), den Rocky Mountains (u.a. WHITE 1996, 1991; HÖLLERMANN 1983) und den Hochanden im mittleren Teil Chiles und Argentinien (u.a. BARSCH, HAPPOLD 1985; SCHROTT 1994) befinden. Es sind also die trockenen, winterkalten Räume der Erde, die bevorzugte Bildungsbedingungen bieten.

2 Das Arbeitsgebiet

2.1 Lage

Das obere Frosnitz-Tal bei 47°05' n.Br. und 12°25' ö.L. (vgl. auch Beilage) liegt in der Großvenedigergruppe in Osttirol (Österreich). Der Großvenediger (3 667 m) trägt den größten zusammenhängenden Firnhaubengletscher der Ostalpen. Sein östlichster Ausläufer reicht mit den Frosnitz-Kees bis in das obere Frosnitz-Tal. Die nur noch geringe Transfluenz zwischen Kristallwand (3329 m) und Weißspitz (3300 m) läßt bei gleichbleibender Tendenz des Gletscherrückganges eine alsbaldige Trennung des Großvenedigerhauptgletschers vom Frosnitzkees erwarten. Beim Kristallwand-Kees, dem zweiten, flächenhaft jedoch wesentlich kleineren Gletscher im oberen Frosnitz-Tal ist die Trennung bereits vollzogen. Die Eigenbewegung und die unzureichende Versorgung haben dazu geführt, daß bereits eine Gletscherrandspalte mit einer Öffnungsweite von bis zu 20 m entstanden ist. Das Frosnitz-Tal ist die Südwestentwässerung der Großvenedigergruppe. Durch die Öffnung nach Süden haben wir überwiegend südliche und südwestliche Expositionen. Eine Ausnahme bildet die Seekopfwand, deren westlicher Teil durch den Frosnitzkees vergletschert ist, deren östlicher, nach Norden exponierter Teil jedoch völlig durch periglaziale Dynamik geformt wird. Am Fuß der östlichen Seekopfwand liegt zwischen 2530 und 2600 m ein sich nach 1850 in Bildung befindender, aus Hangschutt sich aufbauender Blockgletscher. Es handelt sich also um eine rezente Bildung, die erst durch das Rückschmelzen des Frosnitz-Kees nach 1850 im Periglazialraum möglich wurde. An der gegenüberliegenden Wand des Knorrkogels befindet sich dagegen ein fossiler Blockgletscher südexponiert in einer Höhenlage zwischen 2640 und 2710 m und liegt damit höher als die rezente Blockgletscherbildung an der Seekopfwand (vgl. auch Beilage). Die geomorphologische Kartierung erfolgte leicht verändert nach KUGLER (1974).

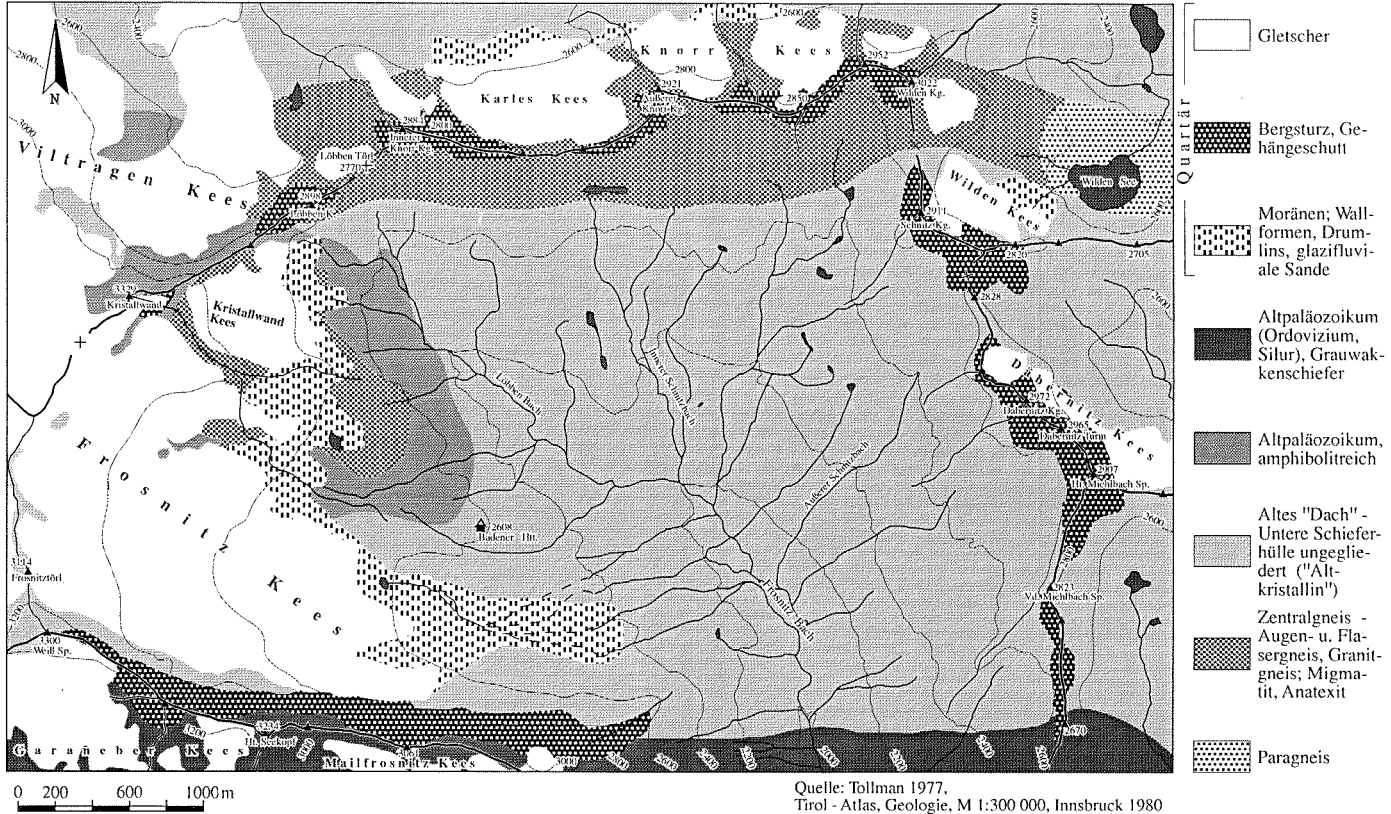


Abb. 1: Geologische Karte des oberen Frosnitz-Tales

2.2 Geologie

Das obere Frosnitz-Tal liegt im Bereich der Südabdachung des Tauernfensters. Die Kammlinie vom Löbber-Kogel zum Wilden-Kogel stellt die zweite Parallelkette zum Tauernhauptkamm dar. Sie setzt sich aus dem Zentralgneis, Granitgneis, Migmatiten und Anatexiten, die nach Osten in verschiedene Paragneise übergehen, zusammen (Abb. 1). Dabei repräsentieren die Zentralgneise den voralpidischen Sockel, der mit vorvariszischen Metamorphiten und variszischen Intrusiva durchsetzt ist (RICHTER 1974, TOLLMANN 1977). Südlich anschließend, also vom Tauernfenster aus gesehen darüberliegend, befinden sich die Gesteine des „Alten Daches“. Es handelt sich dabei um die paläozoische „Untere Schieferhülle“, die sich dominant aus dunklen Phylliten zusammensetzt und überwiegend mit Glimmerschiefern und untergeordnet Kalkglimmerschiefern vergesellschaftet ist. Die leichte Verwitterbarkeit führte dazu, daß das Tal des Frosnitz-Baches stark ausgeräumt ist. Eine amphibolitreiche Fazies befindet sich zwischen der Badener Hütte und der Kristallwand. Die Seekopfwand wird aus Grauwackeschiefern des Altpaläozoikums aufgebaut.

2.3 Klima

Im Bereich des oberen Frosnitz-Tales existieren keine Klimastationen, so daß bei der Beschreibung der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse auf benachbarte Stationen zurückgegriffen werden muß. Erschwerend kommt hinzu, daß die Klima-

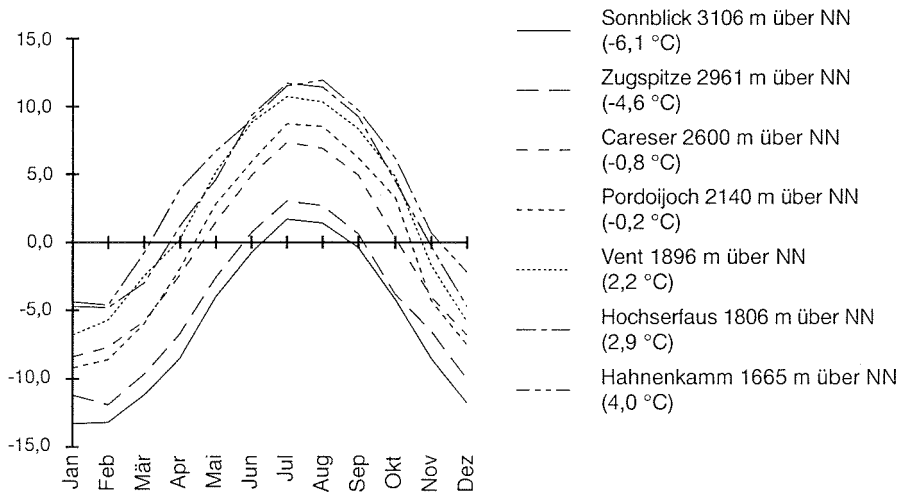
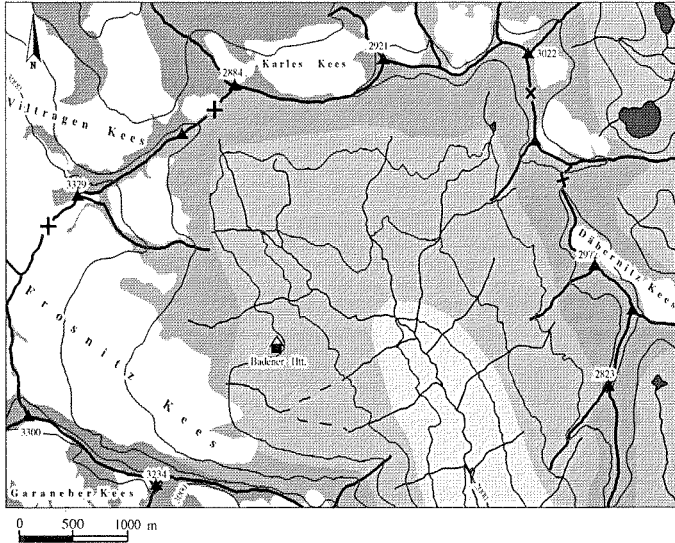
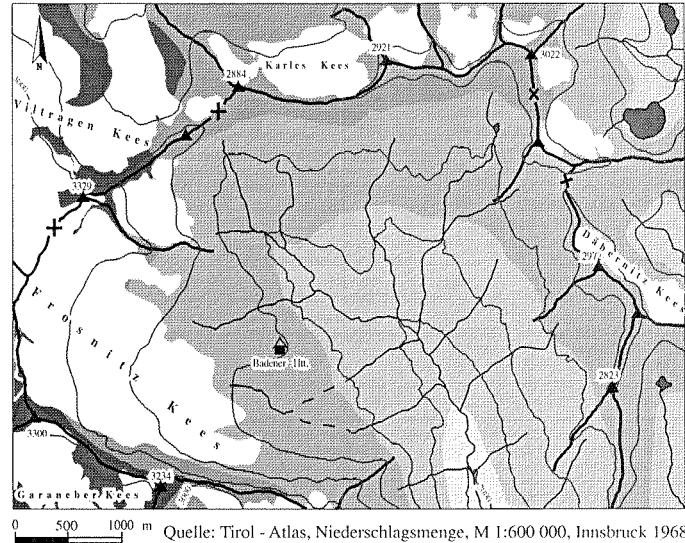


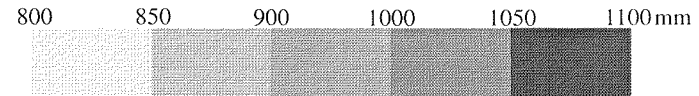
Abb. 2: Monatsmittel des Jahresganges der Lufttemperatur (1940-1968) ausgewählter Stationen (nach: Tirol-Atlas, 1980)



Niederschlagsmenge in der Winterperiode



Niederschlagsmenge in der Sommerperiode



Quelle: Tirol - Atlas, Niederschlagsmenge, M 1:600 000, Innsbruck 1968

Blockierschemorphogenese im oberen Frosnitz-Tal

Abb. 3: Verteilung der Niederschläge im oberen Frosnitz-Tal (nach: Tirol-Atlas, 1968)

stationen des Raumes überwiegend Talstationen repräsentieren und Gipfellagen (Hoher Sonnblick 3106 m) die Ausnahme sind. Für die Beurteilung der lokalen Situation der Blockgletscher wären Klimameßreihen notwendig, die im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht möglich waren.

Der in Abbildung 2 dargestellte Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen der Luft für ausgewählte Stationen in der näheren und weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes zeigt eine deutliche Höhenabhängigkeit. Dies wird umso klarer, je stärker man niedriggelegene Talstationen einbezieht. So existieren nach BUCHENAUER (1990) in Lienz (676 m) im Mittel 143, in Kals (1347 m) 170 und auf dem Hohen Sonnblick 318 Frosttage im Jahr. Auch nimmt die Amplitude der Jahresschwankung von Lienz mit 22°C, über Kals 17°C zur Station Hoher Sonnblick mit 13°C ab. In den Tallagen besteht also eine größere thermische Kontinentalität.

Die mittleren Monatsgradienten der Temperatur sind in den Wintermonaten mit 0,05-0,15°C/100 m äußerst gering. Dies deutet darauf hin, daß in den Hochtälern in dieser Zeit Inversionswetterlagen recht häufig sind. Im Laufe des Frühjahrs erhöht sich der Gradient und erreicht im Frühsommer mit 0,65-0,75°C/100 m Maximalwerte (TOLLNER 1969, WEISS 1977). Der Herbst (Oktober/November) leitet mit 0,45-0,5°C/100 m zu den winterlichen Kleinstwerten über.

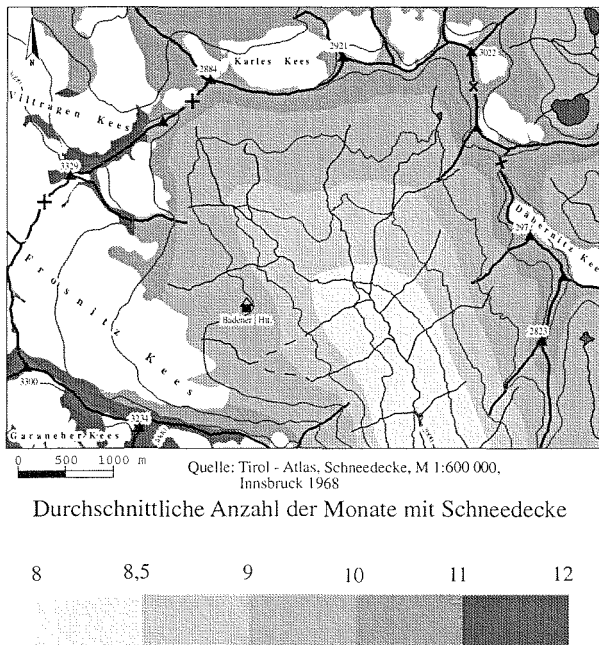
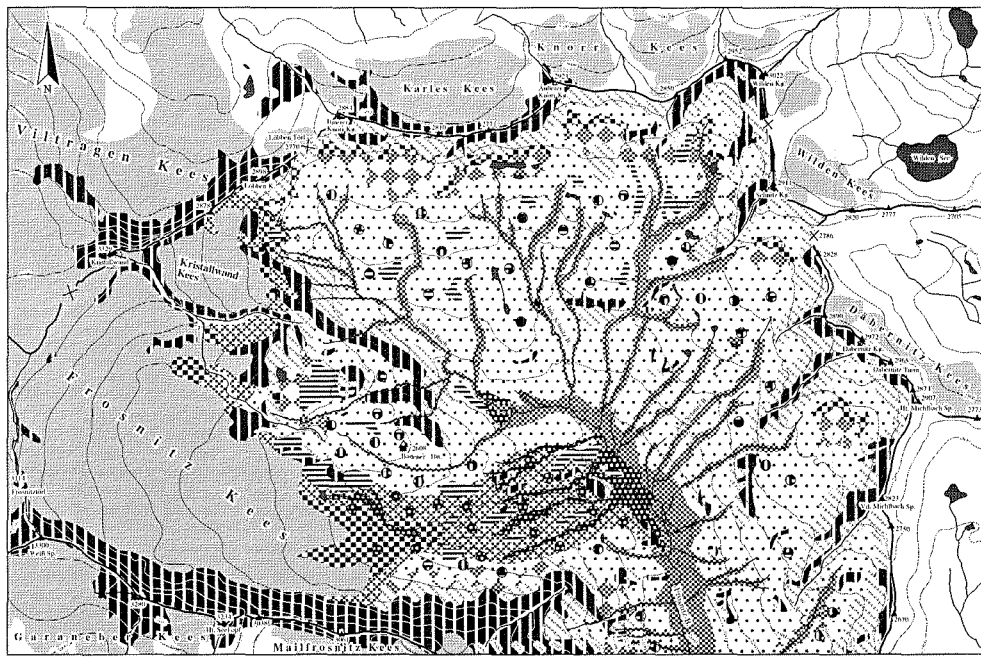


Abb. 4: Schneedeckendauer im oberen Frosnitz-Tal (nach: Tirol-Atlas, 1968)



Entwurf: A.Kokarev, I.Schesterova

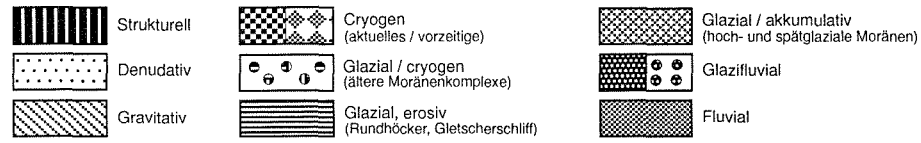


Abb. 5: Geomorphologische Prozeß- und Strukturbereiche im oberen Frosnitz-Tal

Tabelle 1: Geomorphologische Kenngrößen des Löbben-Törl-Paß- und des Seekopfwand-Blockgletschers

	Löbben-Törl-Paß-Blockgletscher	Seekopfwand-Blockgletscher
Typ des Blockgletschers (nach BARSCH 1983)	Schutthaldenblockgletscher inaktiv	Schutthaldenblockgletscher aktiv
Höhenlage der Stirn in m über NN	2640	2530
Lage der Stirn zur Gletscherschneegrenze (Frosnitz- und Kristallwand-Kees in m)	-260	-370
Durchschnittliche Höhe der Stirn in m	20-25	5-10
Exposition	S	N
Volumen des Blockgletschers in Mill. m ²	3,5	0,12
Ausgangsgestein	Granitgneis, Migmatite Anatexite	Grauwackeschiefer
Potentielle Größe des Schuttanlieferungsgebietes in km ²	0,12	0,10
Maximale Wandhöhe über Blockgletscherstirn in m	220	510
Durchschn. Wandhöhe über Blockgletscherstirn in m	160	490

Auch für die Niederschläge gibt es beträchtliche Zuverlässigkeitsdifferenzen zwischen den Talstationen und den Hochlagen. FLIRI (1975) gibt als Zuverlässigkeitsgrenze 2200 m an. Lokale Besonderheiten bedingen, daß in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes kein durchgängiger höhenwärtiger Anstieg der Jahresniederschlagssummen beobachtet werden kann. So fallen in Lienz 984 mm/a, in Kals dagegen nur 854 mm/a. Erst ab 1500 m kann dann mit einer stetigen Zunahme gerechnet werden. Auf den Hohen Sonnblick fallen dann 1466 mm/a.

Der überwiegende Teil der Niederschläge fällt in den Sommermonaten. Die Verteilung im oberen Frosnitz-Tal zeigt Abbildung 3. Es kann davon ausgegangen werden, daß, auch in den Sommermonaten, ab Höhenlagen von ca. 2600 m (Badener Hütte) der überwiegende Teil als Schnee fällt, so daß sich die durchschnittliche Zahl der Monate mit Schneedecke von 8 Monaten in Höhenlagen um die 2200 m bis auf 12 Monate in den Gipfellagen über 3200 m erhöht (Abb. 4).



Abb. 6: Altmoränenkomplex und kuppige Rundhöckerlandschaft vor dem Knorrkogel 2921 m (links) und dem Wildenkogel 3022 m (rechts)

3 Periglaziale Vergesellschaftung der Blockgletscher

Blockgletscher gelten als gletschernahe Periglazialfazies (MADOLE 1972, HÖLLERMANN 1983). Dessen ungeachtet können Blockgletscher in Gebirgen auftreten, die zwar nachweislich niemals Gletscher getragen haben, jedoch kaltzeitlich periglazialen Formungsbedingungen unterlagen. Ist dies der Fall, bilden sich ausnahmslos Hangschutthaldeblockgletscher. Die zwei im oberen Frosnitz-Tal existierenden Blockgletscher sind beide Hangschutthaldeblockgletscher (vgl. auch Beilage und Abb. 5). Sie sind somit reine Periglazialformen, deren Bildung nicht durch liegende gebliebenes Gletschereis (Toteis) induziert worden ist.

Tabelle 1 zeigt die geomorphologischen Kenngrößen der beiden Blockgletscher. Dabei ist auffallend, daß ihnen der geringe Abstand von der rezenten Gletscherschneegrenze gemeinsam ist. Trotz dieser Gemeinsamkeit unterliegen beide einer völlig anderen Morphogenese, die durch die unterschiedliche Exposition bedingt ist. Der Lobben-Törl-Paß-Blockgletscher befindet sich am Hangfuß eines süd-exponierten Hanges, der für diese Breitenlage maximale Strahlung empfängt, bedingt durch Hangneigungen, die überwiegend zwischen 30° und 45° liegen. In der unmittelbaren Umgebung des Blockgletschers konnten keine eindeutigen Randlagen ehemaliger Gletscher identifiziert werden. Das gesamte Gebiet ist jedoch durch ein feinsinniges Ineinandergreifen von glazigenen Abtragungs- und Akkumulationsflächen charakterisiert. Die überwiegend geringmächtigen Moränen liegen dabei weitflächig auf einer leicht kuppigen Rundhöckerlandschaft (Abb. 6). Die zeitliche Einordnung des Blockgletschers ist damit sehr erschwert. Da es sich jedoch um eine

strahlungsreiche Südexposition handelt, kann davon ausgegangen werden, daß zumindest mit dem Maximalstadium des Egesenstadiums (vgl. BUCHENAUER 1990) während der jüngeren Dryas an der Blockgletscherrückwand Gletscherfreiheit geherrscht hat. Die Schuttansammlungen sind dann sicherlich während langer Zeiten des Holozäns eis- und permafrostfrei gewesen. Die kälteren Phasen, in denen nach BUCHENAUER (1990) eine Permafrostdepression von 150-180m stattgefunden hat, waren ausreichend, um eine mehrfache Bildung des Blockgletschers, wie sie in den rheolitischen Strukturen sichtbar wird, auszulösen. Die eigentlichen Eindringphasen des Permafrostes in das Schuttgemisch müssen dabei durchaus nicht von langer Dauer gewesen sein, da bei vorhandenem Eiskern sich aufgrund der klimatischen Bedingungen auf dem Blockgletscher Selbsterhaltungstendenzen einstellen, die auch längere Phasen überdauern können (KOKAREV 1984, GORBUNOV & TITKOV 1989). Die Folge ist, daß auch geringfügige Klimaänderungen zur Inaktivität bzw. zum erneuten Aktivwerden von Blockgletschern führen können.

Davon völlig abweichend verlief die Morphogenese des Seekopfwand-Blockgletschers. Obwohl ebenfalls ein Schutthaldenblockgletscher, verdankt er seine Morphogenese dem Zusammenfallen lokal eng begrenzter Gunstfaktoren. Nach dem Zurückschmelzen des Frosnitz-Kees zwischen 1850 und 1920 blieb im Liegenden, heute durch Grundmoränen und glazifluviale Schotter und Sande überdeckt, Toteis erhalten. Dies führte zu einem lokalen Kälteeinfluß, der sich mit der Nordexposition und dem sehr geringen Strahlungsgenuß – die Wände im Blockgletschereinzugsgebiet werden überwiegend durch Steinschlag geformt (Beilage und Abb. 5) und sind meist über 60° geneigt – begünstigend auswirkte. Obwohl nur knapp oberhalb 2500 m gelegen, konnte sich während der Erwärmungsphase des 20. Jahrhunderts ein Initialblockgletscher bilden, dessen Genese auch durch den verstärkten Schutteintrag bei steilen Neigungsverhältnissen zu erklären ist. Die bis 500 m hohe Wand des Seekopfes führt bei den häufigen Westwetterlagen zum Aufstieg feuchter Luftmassen und zu einer lokalen Wolkenbildung, die eine Beschattung hervorruft, so daß das Mesoklima eine zusätzliche Feuchtigkeit bedingt, die dem Blockgletscher zur Bildung des Schutt-Eis-Gemisches zur Verfügung steht. Nach BUCHENAUER (1990) sind rezent aktive Blockgletscherbildungen in derartigen Höhenlagen nur bei Nord- und Nordwestexposition möglich.

Betrachtet man die periglaziale Vergesellschaftung beider Blockgletscher, so sind deutliche Unterschiede zu verzeichnen. Der sich in Bildung befindliche Seekopfwand-Blockgletscher wird rezent durch periglaziale Wandverwitterung, in deren Folge es zu einem beträchtlichen Schuttanfall kommt, gespeist. Er weist eine positive Massenbilanz auf. Da sich in seiner Umgebung eine Vielzahl von Hangschutthalden befinden, ist bei einer Vergrößerung des Periglazialgebietes, worauf die gegenwärtige Klimaentwicklung hinausläuft, mit der Entstehung weiterer Blockgletscher zu rechnen. Die hangabwärtige Formenvergesellschaftung ist bisher nicht durch Erscheinungsformen des Periglazials charakterisiert. Die nur ca. 75-100 Jahre alte Gletscherfreiheit ist nicht ausreichend, um einen deutlichen periglazialen

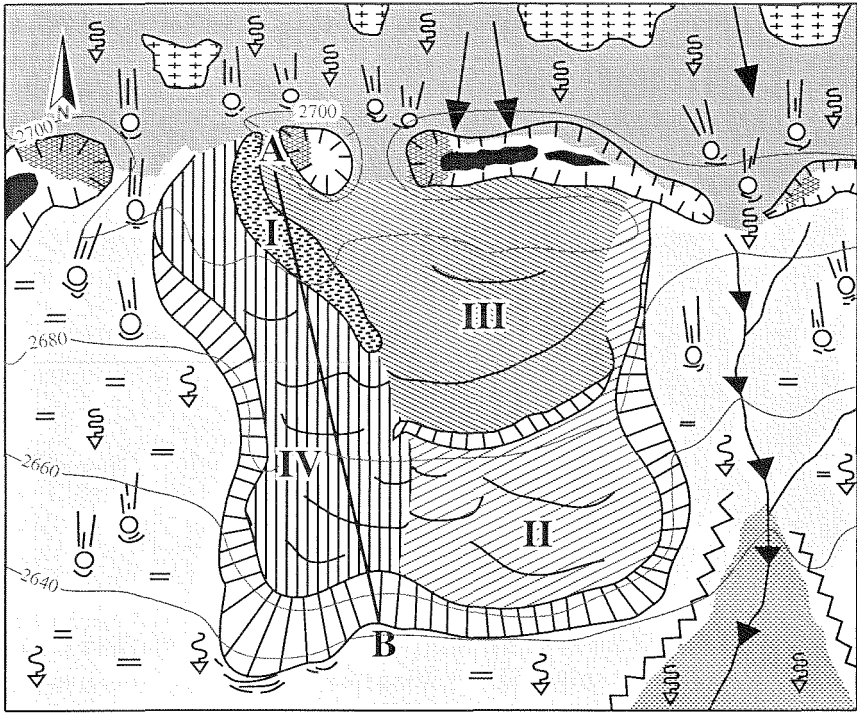


Abb. 7: Gebundene Solifluktion im Vorfeld des Löbben-Törl-Paß-Blockgletschers

Formenschatz entstehen zu lassen. Überschottertes und übersandetes Grundmoränenmaterial bestimmen die Vergesellschaftung (vgl. auch Beilage).

Eine völlig andere Vergesellschaftung weist der Löbben-Törl-Paß-Blockgletscher auf. In seiner Umgebung waren die Formungsbedingungen während des Holozäns überwiegend durch Frostwechsel charakterisiert, so daß flächendeckend auf älteren Moränenkomplexen Periglazialformen existieren. Die gebundene Solifluktion (Abb. 7) in seinem Vorfeld erreicht dabei Sprunghöhen von durchschnittlich 25-30 cm. Maximale Sprunghöhen liegen zwischen 45 und 50 cm. Die Obergrenze der gebundenen Solifluktion wird an der Blockgletscherwurzel in 2690 bis 2700 m Höhe erreicht. Hier geht das Material in die freie Solifluktion über, ohne Bewegungsraten zu erreichen, die zur Speisung des Blockgletschers ausreichend wären (Abb. 8). Vergesellschaftet ist die gebundene Solifluktion in ebenen Lagen mit Vermoorungen und in steileren Lagen mit Wandersteinen und -blöcken.

Im Übergang zur freien Solifluktion befinden sich mehrere Thermokarstdepressionen (Abb. 9), in denen sich bei ebenen Lagen eine Achseneinregelung des groben Blockmaterials beobachten läßt (Abb. 10). Die Thermokarstdepressionen trennen heute den Löbben-Törl-Paß-Blockgletscher fast vollständig von seinem ehemaligen Einzugsgebiet, so daß seit Entstehung der Hohlformen eine Aktivierung des Blockgletschers ausgeschlossen werden kann. Die vier durch differenzierte rheolitische Strukturen auf dem Blockgletscher ausgliederbaren Teilbereiche sind also zwischen dem Maximumstand des Egesenstadiums vor ca. 11 000 B.P. und dem



Entwurf: A.Kokarev, I.Schesterova

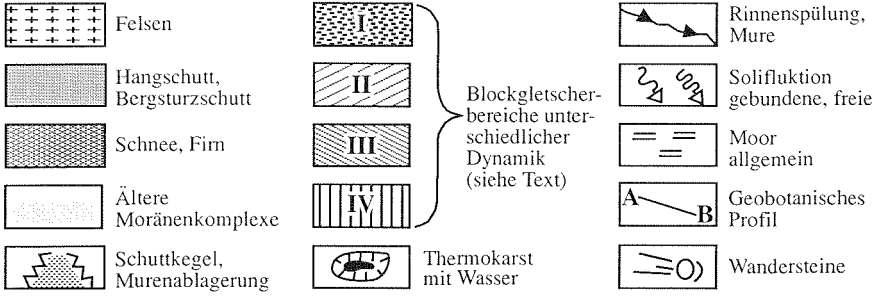


Abb. 8: Geomorphologie des Lössen-Törl-Paß-Blockgletschers

Beginn des holozänen Klimaoptimums vor ca. 8000 B.P. entstanden. Die vier Stadien lassen sich somit gut in die von BUCHENAUER (1990) vorgenommene Gliederung der Blockgletschergenese einordnen. Die ältesten Bereiche (II und IV) befinden sich heute in Rücklage der ehemaligen Hauptstirn des Blockgletschers. Die Rheologie ist dem Maximalstadium der Egesenrandlage mit einer Schneegrenzdepression von ca. 200 m zuzuordnen. Eine nochmalige Aktivierung der rheolitischen Strukturen zeigt



Abb. 9: Thermokarstdepression nordwestlich des Löbben-Törl-Paß-Blockgletschers



Abb. 10: Eingeregelttes Blockmaterial in einer Thermokarstdepression

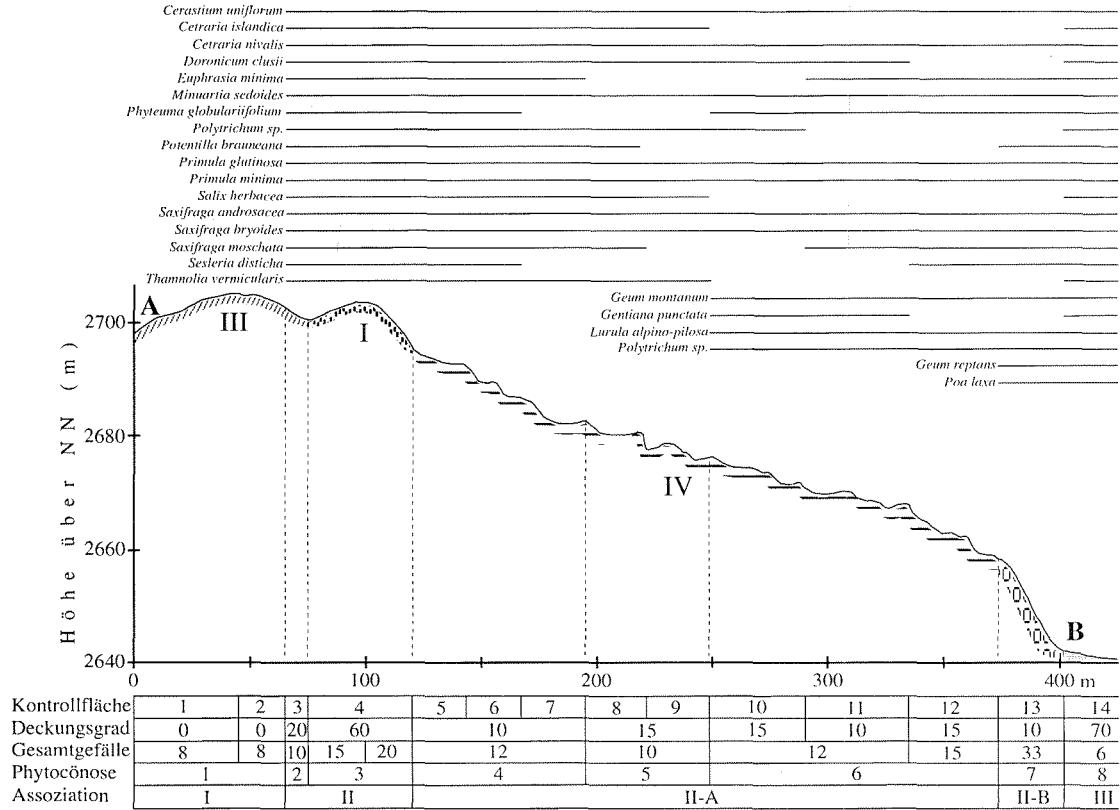


Abb. 11: Vegetationsprofil des Löbben-Törl-Paß-Blockgletschers

der Bereich IV, deren Ursache darin zu sehen sein könnte, daß während des Viehkofelstadiums mit einer Schneegrenzdepression von 105-135 m im westlichen Abschnitt des Blockgletschers noch eine aktive Schuttversorgung herrschte, die im östlichen Abschnitt durch die entstandene Thermokarstdepression nicht mehr vorhanden war und während des relativ kurzen Viehkofelstadiums durch Auffüllen auch nicht mehr geschaffen werden konnte. Deutlich jünger ist der Bereich III. Er zeigt eine eigenständige Stirnbildung, die durch Materialzufuhr im zentralen Teil des Blockgletschers, angedeutet durch den Verlauf der rheolitischen Strukturen, induziert wurde. Die altersmäßige Einstufung entspräche dem Gartl-Stadium mit einer Schneegrenzdepression von 60-90 m. Inwieweit der Bereich I als eigenständige Struktur angesprochen werden könnte, ist aus der Rheologie nicht eindeutig ableitbar. Die dahinter sich befindende Thermokarstdepression ist auf jeden Fall jünger als die letzte Blockgletscheraktivierung und fällt somit maximal in den Übergangszeitraum vom Egesenstadium ins Präboreal, wobei das völlige Austauen höchstwahrscheinlich erst ins Atlantikum gestellt werden muß. Da die Artenzusammensetzung der Vegetation auf dem Blockgletscher (Abb. 11) sich kaum von der der umgebenden Moränen unterscheidet, kann wohl davon ausgegangen werden, daß postatlantisch und insbesondere in subrezenten bis rezenten Zeit eine rheolitische Aktivierung nicht mehr stattgefunden hat.

4 Zusammenfassung

Aus dem oberen Frosnitz-Tal im Großvenedigermassiv werden zwei Blockgletscher sehr unterschiedlicher Genese beschrieben. Dabei konnte der sich in südlicher Exposition befindende Löbber-Törl-Paß-Blockgletscher ins Egesenstadium der Jüngeren Dryaszeit gestellt werden. Aufgrund der rheolitischen Strukturen kann eine Aktivierung seit dem Atlantikum weitestgehend ausgeschlossen werden. Der zweite Blockgletscher befindet sich unterhalb der Seekopfwand in rezenten Bildung. Da der Gletscherrückzug erst deutlich nach 1850 erfolgt ist und der Fuß der Stirn auf Grundmoränenmaterial und Schottern und Sanden aufliegt, kann von einer Bildungszeit ausgegangen werden, die etwa 100 Jahre betragen muß.

Literatur

- BARSCHE, D. 1983: Blockgletscher – Studien. Zusammenfassung und offene Probleme.- In: Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, 3. Folge, 35: 133-150.
- BARSCHE, D. 1988: Rock glaciers.- In: CLARK, M.J. (Ed.): Advances in Periglacial Geomorphology. Chichester et al.: 69-90.
- BARSCHE, D. und H. HAPFOLD. 1985: Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien.- In: Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, 11/12, Stuttgart: 1625-1632.

- BARSCH, D. und G. HELL. 1975: Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtél, Oberengadin, Schweizer Alpen.- In: Ztschr. f. Glkde. u. Glazialgeol. 11, Innsbruck: 111-142.
- BENEDICT, J.B., BENEDICT, R.J. und D. SANVILLE. 1986: Arapaho rock glacier, Front Range, Colorado, U.S.A.: A 25-year resurvey.- In: Arctic and Alpine Research 18, Colorado: 349-352.
- BROWN, R.J.E. und T.L. PÉWÉ. 1973: Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: A review, 1963-1973.- In: Permafrost: North American Contribution to the Second International Conference, Yakutsk, 1973, National Academy of Sciences, Washington, D.C.: 71-100.
- BUCHENAUER, H.W. 1990: Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol).- Marburger Geogr. Schr. 117, 276 S.
- FLIRI, F. 1975: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Monographien zur Landeskunde von Tirol, I. Innsbruck, 454 S.
- GORBUNOV, A. und S. TITKOV. 1989: Kamennye gletschery gor Srednei Asii. [Die Blockgletscher der mittelasiatischen Gebirge] Jakutsk, 164 S.
- GORBUNOV, A.P., S.N. TITKOV und V.G. POLYAKOV 1992: Dynamics of Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan.- In: Permafrost and Periglacial Processes, 3: 29-39.
- HAEBERLI, W. 1973: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapaß und Piz Grialetsch (Graubünden).- Mitt. d. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrol. u. Glaziol. Zürich, 17, 221 S.
- HAEBERLI, W. und G. PATZELT. 1983: Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen.- In: Ztschr. f. Glkde. u. Glazialgeol. 18, Innsbruck: 127-150.
- HÖLLERMANN, P. 1983: Blockgletscher als Mesoform der Periglazialstufe.- Bonner Geogr. Abh. 67, 73 S.
- KAUFMANN, V. 1996: Der Dösjener Blockgletscher. Studienkarten und Bewegungsmessungen.- In: Arb. aus d. Inst. f. Geogr. Univ. Graz, 33: 141-162.
- KOKAREV, A. 1984: Landshafty kamennykh gletscherov i ich dinamika. [Landschaften der Blockgletscher und ihre Dynamik] - Geographitscheskie problemy osvoenija vostotschnykh raionov SSSR. Irkutsk: 59-61.
- KUGLER, H. 1974: Das Georelief und seine kartographische Modellierung. Halle, Diss. B., 366 S.
- MADOLE, R.F. 1972: Neoglacial facies in the Colorado Front Range.- In: Arctic and Alpine Research 4, Colorado: 119-130.
- RICHTER, D. 1974: Grundriß der Geologie der Alpen.- Berlin, New York, 213 S.
- SCHRÖDER, H. 1992: Aktive Blockgletscher in zentralen Teil des nördlichen Tienschan.- In: Petermanns Geogr. Mitt. 136: 109-119.
- SCHRÖDER, H. 1996: Periglazial des Lullaillaco. Erlangen, 75 S.
- SCHRÖDER, H., A. GUNJA & T. FICKERT. 1996: Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tienschan.- In: Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges. 43: 275-300.
- SCHROTT, L. 1994: Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien).- Heidelberger Geogr. Arb. 94.
- Tirol-Atlas*. Innsbruck 1968.

- TOLLMANN, A. 1977: Geologie von Österreich. Bd. 1 = Die Zentralalpen, Wien, 766 S.
- TOLLNER, H. 1969: Klima, Witterung und Wetter in der Großglocknergruppe.- In: Neue Forsch. i. Umkreis d. Glocknergruppe. Wiss. AV-Hefte 21: 83-94.
- WEISS, E. 1977: Makroklimatische Hinweise für den alpinen Grasheidegürtel in den Hohen Tauern und Beschreibung des Witterungsablaufes während der Projektstudie 1976 im Gebiet des Wallackhauses.- In: Alpine Grasheide Hohe Tauern. Veröff. d. österr. MaB-Programms: 11-24.
- WHITE, S.E. 1976: Rock glaciers and block fields, review and new data.- In: Quaternary Research 6, No. 1: 77-97.
- WHITE, S.E. 1981: Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description, and significance.- In: Arctic and Alpine Research 13, Colorado: 127-137

