

PHYSISCHE GEOGRAPHIE

DAS HINTERE LANGTALKAR (SCHOBERGRUPPE, NATIONALPARK HOHE TAUERN) – ein Beispiel für die komplexe Morphodynamik in der Hochgebirgsstufe der Zentralalpen

Gerhard Karl LIEB, Viktor KAUFMANN und Michael AVIAN, alle Graz*

mit 6 Abb. im Text und 1 Karte als Beilage

INHALT

Abstract	147
Zusammenfassung	148
1 Problemstellung	148
2 Untersuchungsgebiet	149
3 Methodik	149
4 Die holozäne Morphodynamik	154
5 Versuch der Rekonstruktion der holozänen Reliefgenese	160
6 Offene Fragen und Ausblick	161
7 Dank	162
8 Literaturverzeichnis	162

Abstract

Hinteres Langtalkar (Schober Mountains, Hohe Tauern National Park, Austria) – an example of complex morphodynamics in the high mountain zone of the Central Alps

This paper discusses geomorphodynamic processes in a cirque (2350-3000 metres above sealevel) under permafrost conditions. It is shown on the enclosed map (scale

* Ao.Univ.-Prof., Mag. Dr. Gerhard Karl LIEB, Mag. Michael AVIAN, beide Institut für Geographie und Raumforschung, Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 36; e-mail: gerhard.lieb@uni-graz.at; <http://www.uni-graz.at/geowww/> – Dipl.-Ing. Dr. Viktor KAUFMANN, Institut für Fernerkundung und Photogrammetrie, Technische Universität Graz, A-8010 Graz, Steyrergasse 30; e-mail: viktor.kaufmann@tugraz.at, <http://www.cis.tu-graz.ac.at/photo/viktor.kaufmann>

1-5.000). These processes were studied over an extended period by means of photogrammetric and geodetic data as well as cartographic documentations. In this way a transport system of debris could be identified that formed an excellent example of a rock glacier advancing down a steep slope. These findings appear to prove that the geomorphological features in this cirque kept developing during all of the Holocene.

Zusammenfassung

Die Arbeit diskutiert geomorphodynamische Prozesse unter Permafrostbedingungen in einem Kar (2.350-3.000 m), das in der beiliegenden Karte 1:5.000 dargestellt ist. Diese Prozesse wurden auf der Grundlage photogrammetrischer und geodätischer Messungen sowie kartographischer Dokumentation untersucht. Auf diese Weise wird ein Schuttransport-System mit einem gut entwickelten Blockgletscher und geodätischer der über einen Steilhang hinab vorstößt. Es wird die Vermutung begründet, dass die Entwicklung der heutigen Formenwelt im untersuchten Kar das ganze Holozän über gedauert hat.

1 Problemstellung

Die gegenständliche Studie thematisiert die morphodynamischen Prozesse in einem zwischen etwa 2.350 und 3.000 m Höhe gelegenen Kar der österreichischen Zentralalpen. Diesen Prozessen wird in den letzten Jahrzehnten vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt, weil sie – gerade als Folge des aktuellen Klimawandels – eine potenzielle Naturgefahr für anwesende Menschen oder vorhandene Infrastruktur darstellen können. Auch das hier untersuchte Gebiet fiel den Verfassern durch besonders dramatische, in den Luftbildern des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Wien) mit bloßem Auge leicht erkennbare Veränderungen der Oberflächenformen auf, die letztlich Anlass für die detaillierte Untersuchung waren.

Im Mittelpunkt des Interesses steht dabei der den Großteil des Kares erfüllende aktive Blockgletscher, dessen Physiognomie in der beiliegenden Luftbildkarte 1:5.000 (ergänzt durch thematische Nebenkarten) visuell eindrucksvoll dokumentiert ist. Aktive Blockgletscher sind unter Permafrost-Bedingungen stehende, eisübersättigte Schuttmassen, die sich der Schwerkraft folgend in kriechender Bewegung befinden; für eine genauere Diskussion grundlegender und definitorischer Fragen hierzu wird auf BARSCH 1996 verwiesen. Der Permafrost von Hochgebirgen der gemäßigten Breiten befindet sich mit mittleren Temperaturen von nur wenig unter 0°C in einem für klimatische Variationen sehr sensiblen Bereich, was auch im gegenständlichen Untersuchungsgebiet die Frage aufwirft, ob die erwähnten und im Folgenden noch eingehend dokumentierten prozessualen Veränderungen mit dem aktuellen Klimawandel zu tun haben. In diesem Zusammenhang kann auch auf die Beziehungen des Permafrostes zu einem inzwischen verschwundenen Kleingletscher eingegangen werden, was den Versuch einer umfassenden Rekonstruktion der holozänen Morphodynamik ermöglicht.

Die Arbeit sieht sich damit im Konnex aktueller Forschungsfragen (vgl. z.B. HÄBERLI 2000), wobei neben der Quantifizierung der Prozesse (als Grundlage für deren Modellierung) hier vor allem der Aspekt der Landschaftsentstehung in den Vordergrund gerückt wird. Die Aktualität ergibt sich aber auch aus der Frage nach der potenziellen Zunahme von Naturgefahren im Zusammenhang mit dem hier nicht näher zu begründenden gegenwärtigen Klimawandel.

2 Untersuchungsgebiet

Die Lage des Hinteren Langtalkares ist auf der beiliegenden Karte ersichtlich. Wie der Großteil der Schobergruppe besteht es aus verschiedenen altkristallinen Gesteinen (hauptsächlich Glimmerschiefer), die bei intensiver Frostverwitterung zu grobblockigen Zerfall neigen. Dies begünstigt die Bildung von Blockgletschern ebenso wie das relativ niederschlagsarme inneralpine Klima (im 2.000 m-Niveau um 1.500 mm Jahresniederschlag), das – gemeinsam mit schroffem Zerschneidungsrelief – die Vergletscherung in den Hintergrund rückt, die Ausbildung periglazialer Prozesse und Formen jedoch fördert. Geoökologisch erstreckt sich das engere Untersuchungsgebiet über die alpine und subnivale Stufe. Ausführliche Darstellungen der physiogeographischen Rahmenbedingungen liegen in Form der allerdings unveröffentlichten Arbeiten von KRÄINER et al. (2000), KROBATH (1999) und LIEB (1987) vor.

Auch über den Blockgletscher selbst ist der Kenntnisstand gut, weil er seit den späten 90er-Jahren des 20. Jhs. mehrfach Gegenstand von Forschungsprojekten war: Eine Gruppe aus Innsbruck arbeitete schwerpunktmäßig hydrologisch (KRÄINER et al. 2000, KRÄINER & MOSTLER 2001, 2002), eine aus Graz mit geodätischem und photogrammetrischem Fokus (vgl. Kap. 3). Die Ergebnisse dieser zuletzt genannten Arbeiten (vgl. auch KAUFMANN 2004b) werden in Kapitel 4 erstmals umfassend geomorphologisch interpretiert. Die Existenz von diskontinuierlichem Permafrost ist dabei sowohl im Kar selbst als auch in seinem Umfeld mehrfach durch unterschiedliche Methoden (Aufschlüsse, Temperaturmessungen an der Schneedeckenbasis, Quelltemperaturen) nachgewiesen worden, nur geophysikalische Untersuchungen fehlen bislang.

3 Methodik

3.1 Photogrammetrische Bewegungsmessung

Erste methodische Untersuchungen zur Anwendung der Photogrammetrie (zur Methodik allgemein vgl. KAAB et al. 2003b) erfolgten in Österreich am Dörsener Blockgletscher in der Ankogelgruppe (KAUFMANN 1996). In weiterer Folge kamen digital-photogrammetrische Auswertemethoden zur Erfassung der raum-zeitlichen Veränderung

der Blockgletscheroberfläche zur Anwendung. Am Institut für Fernerkundung und Photogrammetrie der Technischen Universität Graz wurde ein hierfür notwendiges Softwarepaket ADVM (Automatic Detection of Displacement Vectors) entwickelt und unter anderem am Blockgletscher im Hinteren Langtalkar erprobt (KAUFMANN & LADSTÄDTER 2004). Bei dieser Studie wurden insgesamt elf Zeitabschnitte berücksichtigt, wobei aber die ältesten Bilder aus 1954 wegen Neuschnees für einen quantitativen multi-temporalen Bildvergleich nicht verwendbar waren. In der mittleren Nebenabildung der Kartenbeilage ist beispielhaft das Auswertergebnis des Vergleichs der Aufnahmen von 1969 und 1991 wiedergegeben. Die mittlere jährliche horizontale Fließ-/Kriechbewegung ist kartographisch in Form von Linien gleicher Geschwindigkeit (Isotachen) dargestellt und wurde aus ca. 1.500 berechneten dreidimensionalen Bewegungskvektoren abgeleitet. Die Genauigkeit der Geschwindigkeitsangaben kann mit ± 1 cm/Jahr abgeschätzt werden. Im Stirnbereich des Blockgletschers war jedoch kein zufriedenstellendes Ergebnis zu erzielen, da sich die Oberfläche während dieses Zeitraums in Form und Textur so stark veränderte, dass keine Ähnlichkeit mehr gegeben war. In diesem Fall können nur mehr die Höhenänderungen zwischen den berechneten Oberflächen (= digitale Geländemodelle) ermittelt werden.

Um die besonders aktive Stirn des Blockgletschers (vgl. Kap. 4.3) in ihrer Morphodynamik hochauflösend und flächendeckend zu erfassen, wurde erstmals terrestrisches Laserscanning in der Blockgletschervermessung eingesetzt. Dabei tastet ein über eine Scanneroptik gesteuerter Laserstrahl die Oberfläche von einem geeigneten erdfesten Standpunkt aus in engem Punktraster ab, sodass aus den Messungen die Oberfläche mit hoher Genauigkeit rekonstruiert werden kann. Durch numerischen Vergleich der ermittelten digitalen Oberflächenmodelle zweier verschiedener Aufnahmezeitpunkte können nicht nur die Oberflächenveränderungen, sondern auch – unter gewissen Voraussetzungen – dreidimensionale Bewegungskvektoren abgeleitet werden (vgl. dazu BAUER et al. 2003).

Das Institut für Digitale Bildverarbeitung von Joanneum Research (Graz) brachte in Kooperation mit dem vorhin genannten Institut der Technischen Universität Graz nicht nur das Know-how zum Laserscanning, sondern auch zur satellitengestützten Radarinterferometrie in das gegenständliche Blockgletscher-Monitoring ein. Die Auswertung von Radarbildern der beiden ersten europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 und ERS-2 ist noch im Gang. Das große Potenzial dieser Messmethode wurde jedoch in einer Vorstudie am Döneser Blockgletscher dokumentiert (KENYI & KAUFMANN 2003) und dabei das Bewegungsmuster des Blockgletschers für einen 35-tägigen Beobachtungszeitraum mit Millimetergenauigkeit flächendeckend bestimmt. Auch am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar (Örtzaler Alpen) wurde Radarinterferometrie erfolgreich angewandt (NAGLER et al. 2002).

3.2 Geodätische Bewegungsmessung

Die Erfassung der Oberflächenbewegung von Blockgletschern durch geodätische Messung von Richtungen und Strecken in einem Beobachtungsnetz hat ebenfalls

eine lange Tradition (vgl. z.B. BARSCH 1996 oder SCHNEIDER & SCHNEIDER 2001). Die Bestimmung der Geschwindigkeit ist vermessungstechnisch in Form einer Überwachungs- bzw. Deformationsmessung durchzuführen. Es geht im Prinzip darum, in der Umgebung des Blockgletschers ein Stütznetz von unveränderlichen Referenzpunkten zu schaffen, das ein geodätisches Bezugssystem definiert. Davon ausgehend werden zu bestimmten Zeitpunkten ausgewählte, identische Messpunkte des Objektes wiederholt eingemessen. Die Auswertung der Messungen beruht meist auf einem einfachen kinematischen Modell, welches die Lageverschiebung der Mess- oder Beobachtungspunkte in Funktion der Zeit modelliert. Als Ergebnis erhält man dreidimensionale Fließvektoren, Fließgeschwindigkeiten und auch Beschleunigungen.

In enger Kooperation mit G. KIENAST vom Institut für Navigation und Satellitengeodäsie der TU Graz wurde im Jahre 1999 ein geodätisches Messnetz am Blockgletscher Hinteres Langtalkar installiert. Es besteht aus 17 stabilen, ortsfesten Netz- und Versicherungspunkten und weiteren 38 Beobachtungspunkten auf dem Blockgletscher (vgl. Hauptkarte und untere Nebenkarte). Alle Punkte wurden dauerhaft durch Messingbolzen stabilisiert und mit einer Totalstation eingemessen. Die Anbindung an das GAUSZ-KRÜGER-Koordinatensystem der Österreichischen Landesaufnahme wurde durch zusätzliche GPS-Messungen realisiert. Mit Beginn der Nullmessung (= Erstmessung) werden nunmehr alljährlich Mitte August alle 38 Beobachtungspunkte von einer Beobachtungstechnik optimal gelegenen Felsnase aus (Festpunkt mit K. 26776,6) durch Polaraufnahme eingemessen. Die erzielbare Lagegenauigkeit der Beobachtungspunkte hängt in erster Linie stark von den zum Messzeitpunkt herrschenden Witterungsbedingungen ab und kann im Mittel mit ca. ± 1 cm angegeben werden. In der unteren Nebenabildung der Kartenbeilage ist beispielsweise die mittlere jährliche horizontale Fließbewegung für den Zeitraum August 1999 bis 2000 als Vektorgraphik visualisiert. Die größte Geschwindigkeit wurde oberhalb der Blockgletscherstirn mit 1,53 m/Jahr gemessen. Überlagert man die Fließvektoren aller vier bisher vorhandenen Ergebnisse (1999–2003), so erkennt man, dass die Fließrichtungen nahezu gleich sind, die ermittelten jährlichen Fließgeschwindigkeiten jedoch um bis zu 16% von Jahr zu Jahr variieren.

Der Einsatz des Global Positioning System (GPS) war bei der Einmessung der Beobachtungspunkte sowohl am Blockgletscher Hinteres Langtalkar als auch am Döneser Blockgletscher nicht zielführend, da es in beiden Fällen zu massiven Abschattungen der GPS-Signale durch die jeweiligen Karumrahmungen gekommen war. Demgegenüber konnten CHEST et al. 2003 am Blockgletscher Inneres Reichenkar (Stubai Alpen) die Bewegung von 46 Beobachtungspunkten erfolgreich mittels GPS bestimmen.

Die geodätische Bewegungsmessung hat im Vergleich zum photogrammetrischen Ansatz den Vorteil, dass die Messgenauigkeit wesentlich höher ist und daher auch die zeitliche Auflösung wesentlich feiner sein kann, z.B. ein Jahr oder sogar ein Monat für Detailstudien. Wegen der begrenzten Anzahl der Beobachtungspunkte ist aber im Gegensatz zum photogrammetrischen Ansatz eine flächendeckende Aussage zur Kinematik des Blockgletschers nicht möglich. Mit den geodätischen Messungen konnten aber die Ergebnisse aus der Luftbildphotogrammetrie gut überprüft werden (vgl. KAUFMANN & LADSTÄDTER 2003).

3.3 Kartographische Dokumentation

Die computergestützte, dynamische Visualisierung von morphodynamischen Prozessen ist ein aktuelles Forschungsthema in der Kartographie (KAAB et al. 2003b). Insbesondere eignen sich Computeranimationen in hervorragender Weise dazu, z.B. Gletscherveränderungen oder Blockgletscherbewegung zu veranschaulichen (KAUFMANN 2004a). In diesem Beitrag wurde jedoch die „klassische“ Papierkarte als Kommunikationsmedium gewählt. Es hat den Vorteil, dass es unmittelbar anschaulich ist und leicht zu Studienzwecken ins Gelände mitgenommen werden kann.

Das Kartenblatt (698 x 375 mm) wurde als kombinierte Bild-Strichkarte 1:5.000 konzipiert. Diese versucht, die dynamische Veränderung des Blockgletschers visuell leicht erfassbar darzustellen, wobei Bilddaten (vier zeitlich verschiedene Orthophotos: 1969, 1991, 1997, 1998) und thematische Information (photogrammetrisch bestimmte Fließbewegung 1969-1991 in Isolinienarstellung, geodätisch bestimmte Fließbewegung 1999-2000 in Vektordarstellung) verknüpft sind. Aus Kostengründen musste auf einen mehrfarbigen Kartendruck verzichtet werden. Die Hauptkarte überdeckt das gesamte Hinteres Langtal. Die lageleichen Geländeausschnitte der drei Nebenkarten werden in der Hauptkarte durch einen schwarzen Positionsraster angezeigt. Der Formenschatz des in der Hauptkarte dargestellten Hochgebirgsraumes wird anhand der in der Legende dargestellten Elemente beschrieben. Hinweise zu den verwendeten Bildquellen und Angaben zur Orthophotoherstellung können dem Begleittext entnommen werden. Kartographische Angaben zur geographischen Lage und eine computergenerierte perspektivische Ansicht sowie ein weiterer kurzer Begleittext runden das Kartenblatt ab.

Ein Großteil der mit der Kartenherstellung verbundenen photogrammetrischen Arbeiten erfolgte auf einer Image Station SSK von Z/I Imaging. Weiters wurde das Programmpaket SURFER 8 für die thematische Aufbereitung der digitalen Geländemodelle und der Bewegungsinformation verwendet. Das Kartenlayout wurde mit dem Programmpaket CorelDRAW 10 erstellt.

3.4 Dateninterpretation

Auf der Grundlage dieser Daten konnten eine exakte multitemporale Analyse der Horizontal- und Vertikalbewegungen an der Oberfläche des Blockgletschers durchgeführt werden, doch bleibt die detaillierte quantitative Dokumentation der Veränderungen der Geometrie des Blockgletschers zwischen 1954 und 1999 einer gesonderten Publikation vorbehalten. Für die vorliegende geomorphologische Bearbeitung wurde aus diesen Befunden eine Differenzierung des Blockgletschers nach unterschiedlichen topographischen und prozessualen Gegebenheiten vorgenommen (vgl. Abb. 1), wozu auch mehrere ergänzende Geländebegehungen mit Kartierung vor Ort dienten. Der hier gebotene Interpretationsversuch beruht auf den im Hinblick auf die Modellierung der Blockgletscher-Entwicklung formulierten Überlegungen von HAEBERLI et al. (1998), die sich beim gegenwärtigen Kenntnisstand widerspruchsfrei auf die Verhältnisse im Hinteren Langtal übertragen lassen.

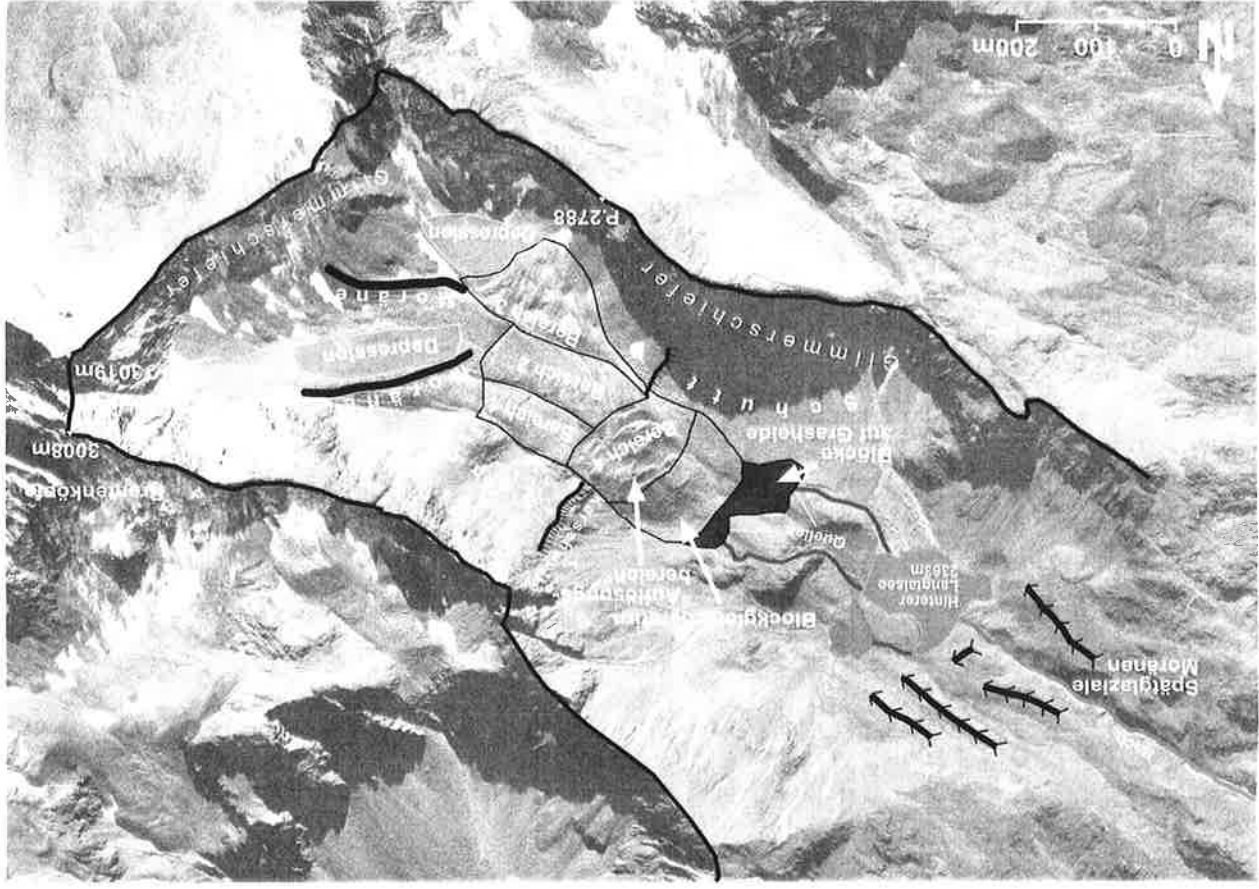


Abb. 1: Gliederung des Blockgletschers Hinteres Langtal in Bereiche unterschiedlicher Morphodynamik (Grundlage: Orthophoto 1998; Erläuterungen im Text)

4 Die holozäne Morphodynamik

4.1 Vergletscherungsgeschichte und glaziale Prozesse

Im vorliegenden Rahmen ist die Frage der spät- und postglazialen Vergletscherung von Interesse: Indizien hierfür sind die End- und Ufermoränen um den Hinteren Langtalsee (vgl. Abb. 1), die vollständig mit alpiner Grasheide bewachsen sind. Zur Bestimmung ihres Alters liegen keine absoluten Datierungen vor, die Topographie erlaubt jedoch eine plausible Rekonstruktion des zugehörigen Gletschers und somit eine recht verlässliche Abschätzung der zugehörigen Schneegrenze bzw. Schneegrenzdepression. Nach den Überlegungen bei LIEB (1987) ergibt sich für den innersten der rekonstruierbaren Stände eine Schneegrenze von 2.580 m, was einer Depression von 170 m gegenüber dem „Bezugsniveau“ (das ist – vereinfacht – die Schneegrenze beim Gletscherhochstand von 1850) entspricht. Solche Gletscherstände können übereinstimmend mit den Ergebnissen von BUCHENAUER (1990) im westlichen Teil der Schobergruppe in das ausgehende Spätglazial (Kaltphase der Jüngeren Dryas) gestellt werden, denn im Holozän sind Schneegrenzdepressionen dieser Größenordnung beim gegenwärtigen Kenntnisstand nicht vorstellbar (vgl. dazu z.B. die gesamtalpine Übersicht bei FURRER 2001). Außerdem lassen Physiognomie und Höhenlage der gegenständlichen Moränen keinen Zweifel an ihrer präholozänen Entstehung.

Für das frühe Holozän liegen aus dem untersuchten Gebiet selbst keine Informationen vor, doch kann in Analogie zur kaum 10 km entfernten Pasterze (Glocknergruppe) eine völlige oder zumindest weitgehende Entgletscherung des Hinteren Langtalkares angenommen werden. Seit etwa 1990 wurden im Vorfeld der Pasterze wiederholt Holzfunde getätigt (Erstpublikation durch SLUPETZKY 1993), die nach ihrer jüngsten umfassenden Analyse durch NICOLUSSI & PATZELT (2000 und 2001) klar belegen, dass zwischen 8.100 und 6.900 Kalenderjahren vor Christus (kalibrierte ¹⁴C-Daten) in einem um das Jahr 2000 noch vom Eis der Pasterze bedeckten Areal die Zirbe (*Pinus cembra*) stockte. Der Gletscher war also für lange Zeiträume im frühen Holozän kleiner als um das Jahr 2000.

Im Hinteren Langtalkar existierte auch beim Hochstand um 1850 ein Kleingletscher mit einer Fläche von rund 5,5 ha (LIEB 1987), der anhand gut entwickelter Moränen (vgl. Abb. 1 und 2) rekonstruierbar ist. Auch die 1834 von CZYKANEK im Rahmen der zweiten (franziszeischen) Landesaufnahme hergestellte Karte, die bezüglich der Gletscherausdehnungen knapp vor dem Hochstand von 1850 sehr verlässlich ist (LANG & LIEB 1993, 131f.), zeigt eine auf den innersten Karraum beschränkte Vergletscherung. In der Österreichischen Karte 1:25.000 (Aufnahmejahr 1928/29) ist diese nur mehr als kleiner weißer Fleck eingetragen und inzwischen verschwunden (vgl. Abb. 2).

Da Kleingletscher auf Klimaänderungen rasch reagieren, kann es in Anbetracht der Befunde von der Pasterze als sehr wahrscheinlich gelten, dass im frühen bis mittleren Holozän das Hinterer Langtalkar eisfrei war und somit der gesamte (oder wenigstens beinahe gesamte) Karraum Platz für die Entfaltung von periglazialen Prozessen bot. Auch wenn der erste holozäne Gletschervorstoß des Gletschers im Hinteren Langtalkar früher als an der Pasterze erfolgt sein sollte, bliebe doch ausreichend Zeit (nach

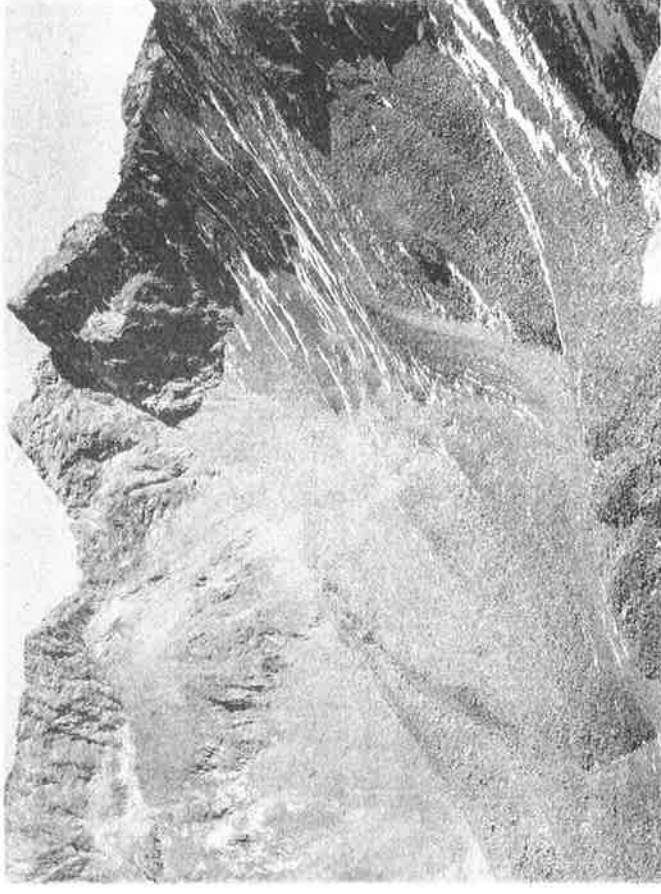


Abb. 2: Blick von W auf die Hochstandsmoränen des inzwischen verschwundenen Kleingletschers im Hinteren Langtalkar (Foto: KELLERER-PIRKLBAUER 2003)

gegenwärtigem Kenntnisstand zwei, vielleicht drei Jahrtausende), dass sich am Fuß der Wände des Karhintergrundes Schutt in großer Mächtigkeit anhäufen und nach Eisübersättigung in eine Kriechbewegung geraten konnte.

4.2 Gravitative Prozesse

Der innere Karraum, aus dem die Schutt- und Eismassen des Blockgletschers nach NW talwärts kriechen, wird von steilen, steinschlägigen Felsflanken (mit maximalen Höhen bis zu etwa 200 m) und darunter sich ausbreitenden Schutthalde eingenommen. Letztere sind – mit Ausnahme einzelner Abschnitte an der Südflanke des von den Brentenköpfen nach WNW ziehenden Grates – weithin vegetationsfrei und hochaktiv. Eine Quantifizierung dieser Prozesse ist noch nicht möglich, doch wurden Beobachtungsflächen zur Bestimmung der Abtragungsintensität in den Felswänden von A. KELLERER-PIRKLBAUER (Graz) im Sommer 2004 eingerichtet. Zusammen mit noch durchzuführenden geophysikalischen Messungen (Bestimmung der Mächtigkeit der Lockersedimente) sollte damit eine Bilanzierung des Schutttransportes durch den Blockgletscher möglich werden, wofür entsprechende Ansätze schon bei BARSCH

1977 zu finden sind. Neueren Untersuchungen zu Folge (MATSUOKA & SAKAI 1999, MATSUOKA et al. 2003) liegen unter vergleichbaren Rahmenbedingungen die mittleren Wand-Rückverlegungsraten in der Größenordnung von 0,1 mm/Jahr. Jedenfalls wird durch die Physiognomie und Lagebeziehungen im Hinteren Langtalkar evident, dass der Blockgletscher das aus diesen Felswänden denudativ gelieferte Material abtransportiert, wenn auch indirekt, wie in Kapitel 4.3 gezeigt wird.

4.3 Kriechender Permafrost

Durch die in Kapitel 3 genannten Studien sind sehr detaillierte Informationen über die Horizontalbewegung an der Oberfläche des Blockgletschers verfügbar, wobei sich die in Abbildung 1 ausgewiesenen Teilbereiche sehr unterschiedlich verhalten.

- Bei den in Abbildung 1 jeweils als „Depression“ eingetragenen Bereichen im innersten Karraum handelt es sich um seichte, schutterfüllte Mulden, deren nördliche das Bett des in Kapitel 4.1 beschriebenen Kleingletschers darstellt. Ob auch in der südlichen Depression zumindest bei den neuzeitlichen Hochständen ein Gletscher lag, muss offen bleiben, an der Existenz perennierenden Schnees ist aber wohl nicht zu zweifeln. Die Oberflächenbewegungen des Schutts sind in den Depressionen während des gesamten Beobachtungszeitraumes konstant außerordentlich gering (unter 20 cm/Jahr).
- Der mittlere Teil des Blockgletschersystems besteht aus drei voneinander durch Tiefenlinien getrennten Teilen (Bereiche 1-3 in Abb. 1), die visuell den Eindruck selbständiger Teilströme erwecken. In der Tat unterscheiden sie sich auch in ihrer Dynamik, wobei besonders der durch besonders markante Querwülste ausgezeichnete „Bereich 3“ eine ähnliche geringe Horizontalbewegung wie die „Depressionen“ aufweist. Dieser Blockgletscherteil, der seinen Schutt aus der südlichen Karumrahmung erhält, dürfte durch die dynamischere Hauptzunge (bestehend aus den „Bereichen“ 1 und 2) gleichsam „gestaut“ und dadurch in seiner Bewegung gebremst werden, sofern die Materialtauchung nicht durch eine Felschwelle im Untergrund hervorgerufen wird. Sehr auffallende morphologische Strukturen stellen weiters Querspalten in den Bereichen 2 und 3 (vgl. Abb. 3) dar. Diese korrelieren räumlich klar mit den aus den photogrammetrischen Messungen ersichtlichen, sprunghaften horizontalen Bewegungszunahmen.
- Besondere Aufmerksamkeit verdient der Bereich 4, wo sich der Blockgletscher über eine Karschwelle hinabschiebt, deren Oberkante zwischen etwa 2.650 und 2.670 m vermutet werden kann. Wie der Vergleich der drei Orthophotos auf der beiliegenden Karte zeigt, hat sich die Physiognomie des Blockgletschers in diesem Bereich im Lauf der Zeit stark verändert, seit 1991 sogar dramatisch: Durch den Vorschub des kriechenden Permafrosts über die Karschwelle kam es zu einer bedeutenden Bewegungszunahme, die zur Dehnung des Permafrostkörpers und bei Überschreiten kritischer Zugspannungen zur Bildung von Furchen bis hin zur ange deuteten „Auf-

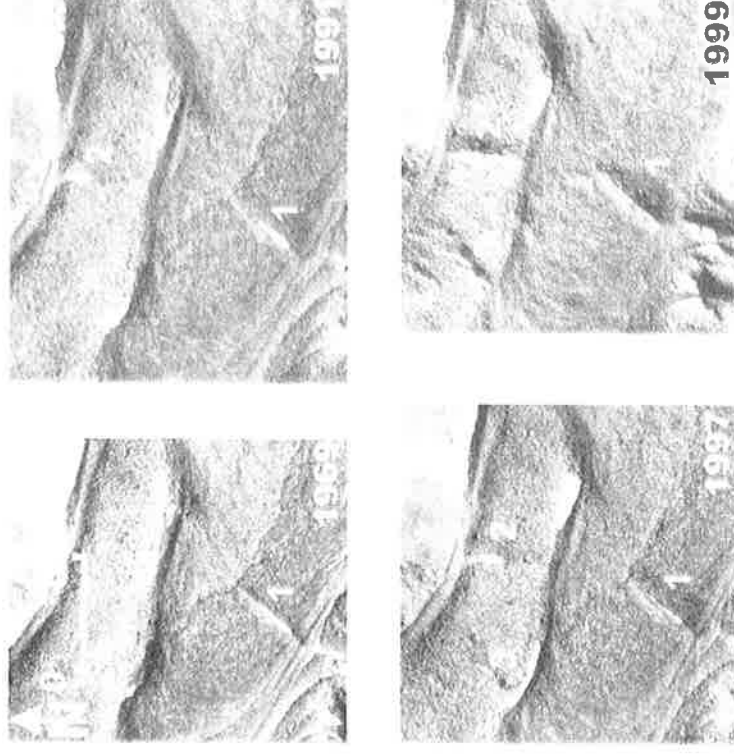


Abb. 3: Entwicklung der Querspalten (1-4) im mittleren Blockgletscherteil 1969-1999 (Erläuterungen im Text)

lösung“ (vgl. Abb. 4) des in den älteren Luftbildern noch kompakt erscheinenden Blockgletschers führte. Den verfügbaren Beobachtungen zu Folge (KROBATH 1999, S. 36) setzten diese Prozesse 1994 ein, als auch das Gletschermessteam (Leitung: G. K. LIEB) diese Veränderungen registrierte. Der Bereich 4 zeichnet sich seit damals durch ein treppenartiges Längsprofil mit transversalen Zerrspalten, Nackentflächen und Gleitflächen aus, die insgesamt den Eindruck erwecken, als wäre der unterste Teil der Blockgletscherzunge gravitativ in „Auflösung“ begriffen, doch ist nicht bekannt, welche Prozesse hier im Einzelnen vor sich gehen (wahrscheinlich staffelförmige Gleitungen). Die aktuellen Bewegungen werden hier durch Ergebnisse von Laserscanning-Messungen dokumentiert (BAUER et al. 2003).

Für die weiteren Überlegungen sind vor allem zwei Beobachtungen von Bedeutung: Zum einen, dass die Bewegungen vom innersten Karraum nach außen hin zunehmen, oft auch sprunghaft, etwa an den erwähnten Querspalten sowie wohl auch an der Oberkante der Blockgletscherstirn. Zum anderen fällt auf, dass der Unterrand der Stirn sich über alpine Grasheide (auf für die Höhenlage reifer Bodenbildung) vorschiebt und dort

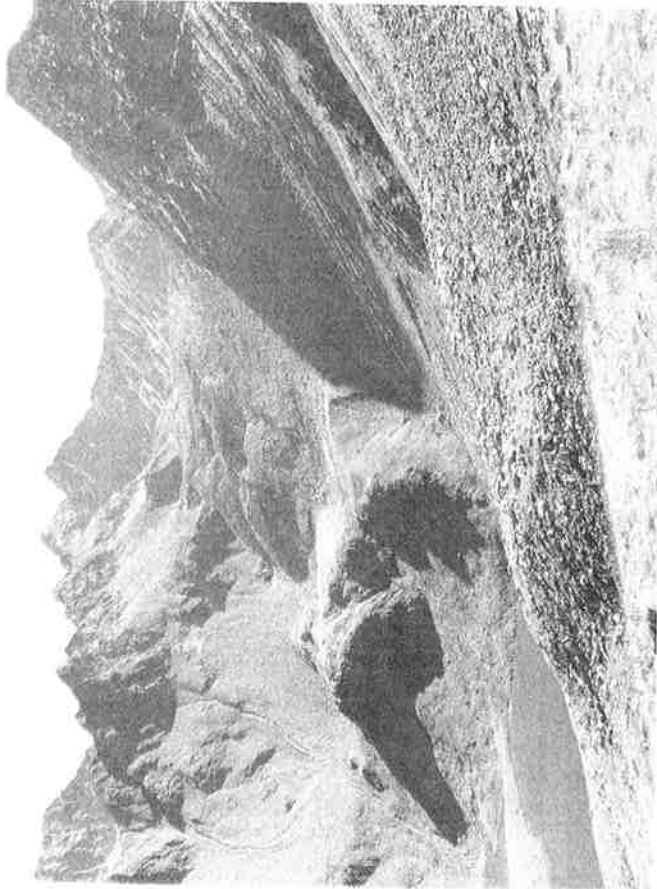


Abb. 4: Blick von W auf die Blockgletscherstirn mit deutlichen „Auflösungs“-Erscheinungen (Foto: KELLERER-PIRKLBAUER 2003)

der frische, von der Stirn herabstürzende Schutt in scharfen Kontrast zur schuttarmen Umgebung tritt (in der Luftbildkarte gut sichtbar bei K. 2460,8). Dies legt den Schluss nahe, dass das Blockgletschersystem des Hinteren Langtalkares derzeit erstmals seit dem vermuteten Beginn seiner Entstehung mit dem frühholozänen Eisfreierwerden des Kares diese Stelle erreicht.

Aus den verfügbaren Daten (vgl. Kap. 3) ist eine Aufwölbung der Stirn bei gleichzeitigem Einsinken der oberen Blockgletscherteile (Bereiche 1 und 2) zu erkennen (vgl. Abb. 5). Insgesamt ergibt der Vergleich der Oberflächentopographien des Blockgletschers von 1974 und 1998 einen Volumenverlust von 45.000 m³, entsprechend einem Einsinkbetrag von 1,2 cm/Jahr. Dieser Wert entspricht der mit den bisher angewandten Methoden erreichten Messgenauigkeit (vgl. Kap. 3.1 und 3.2) und ist daher nicht signifikant. Da jedoch auch auf anderen Blockgletschern vergleichbare Werte registriert wurden (vgl. KAAB et al. 2003 a), könnte sich hierin möglicherweise doch das Ausschmelzen von Eis und somit ein Klimasignal andeuten.

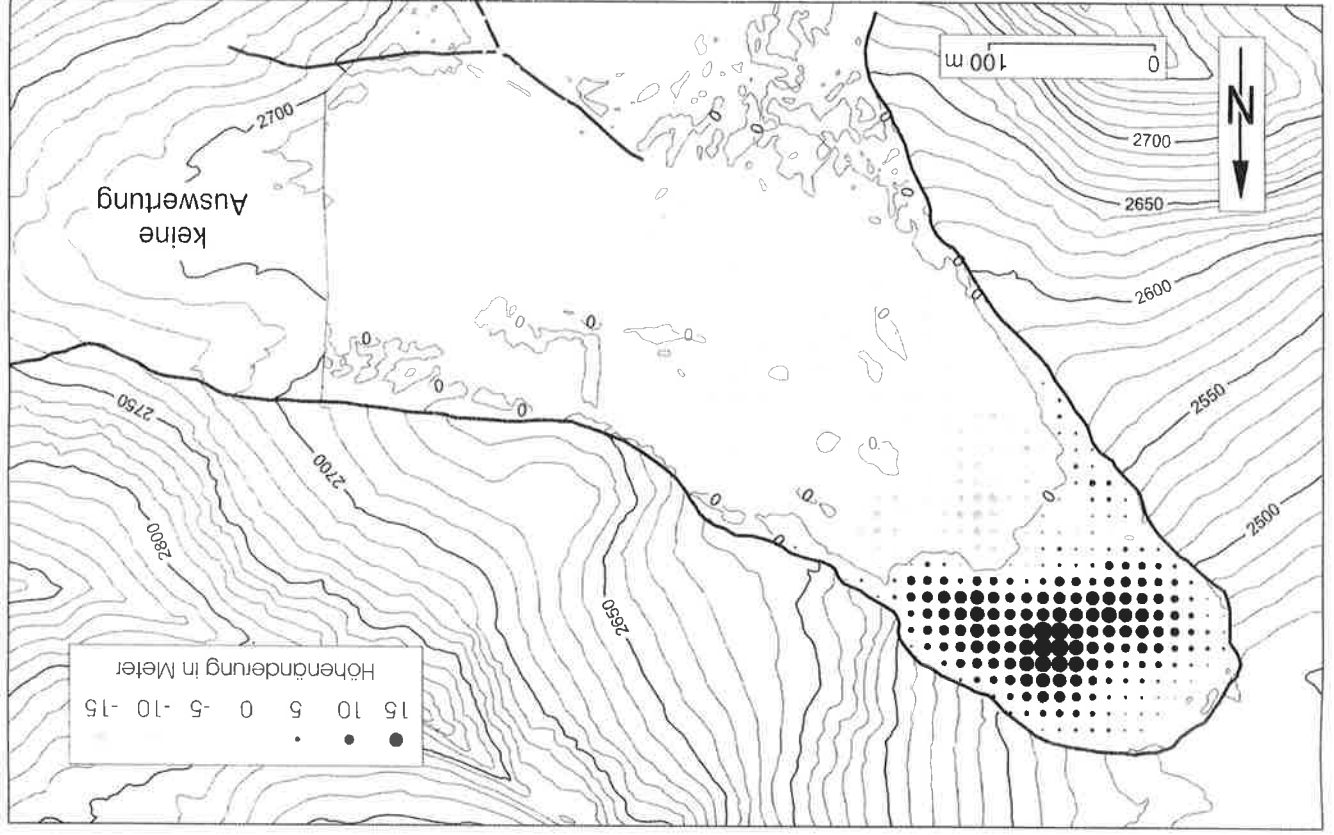


Abb. 5: Höhenänderungen des Blockgletschers 1974 - 1998

5 Versuch der Rekonstruktion der holozänen Reliefgenese

Aus der Verknüpfung der dargestellten Informationen ergibt sich ein Zusammenspiel der in Abbildung 6 in einem schematischen Profil eingetragenen Schutttransport-Prozesse, und zwar Steinschlag aus den Wänden im Hintergehänge, glazialer Transport durch den Kleingletscher, zumindest in den gletschergünstigsten Phasen des Holozäns, kriechender Permafrost und schließlich erneut Sturz- bzw. Gleitprozesse an der Sturm des Permafrostkörpers. Dieser tritt dabei in der Gegenwart erstmals aus dem gleichsam aufgefüllten inneren Karraum hinaus in ein Areal, wo seit dem Eisfreiwerden mit dem Abschmelzen der spätglazialen Vergletscherung relative morphologische Ruhe geherrscht hatte.

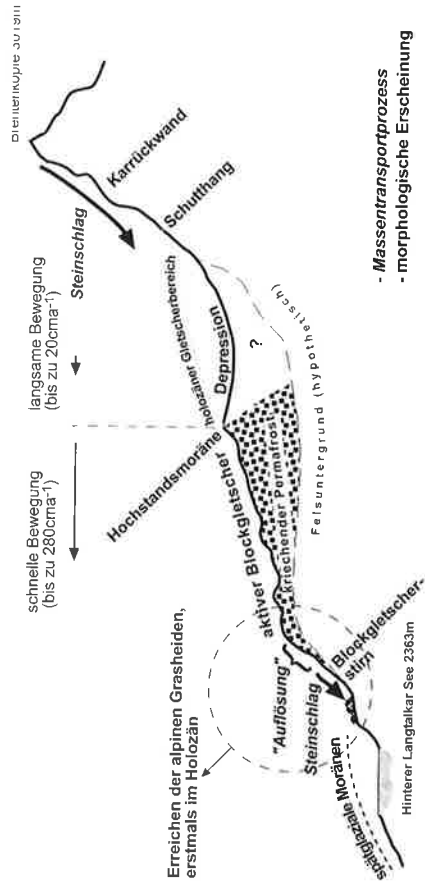


Abb. 6: Schematisches Profil durch das Hinterer Langtalkar mit Schutttransport-Phasen

Daraus kann geschlossen werden, dass der Blockgletscher des Hinteren Langtalkares eine Erscheinung ist, die die Reliefgeschichte des gesamten Holozäns widerspiegelt. Folgt man der Überlegung aus Kapitel 4.1, wonach eine völlige Entgletscherung des Kares im frühen Holozän Platz für die Ansammlung von Schutt am Fuß der Karrückwände bot, so kann man davon ausgehen, dass dieser Schutt unter Permafrostbedingungen stand. Diese sind jedenfalls nach den bisher vorliegenden Ergebnissen der Permafrostkartierung in der Schobergruppe (KROBATH 1999) und -modellierung in vergleichbaren Gebieten der Hohen Tauern (AVIAN 2002) am Fuß schattseitiger Flanken in diesen Höhenlagen auch unter den Klimabedingungen des „postglazialen Klimaoptimums“ zu erwarten. Eisübersättigung des Schutts führt nach dem Modell von HAEBERLI et al. (1998) zu Kriechprozessen und zur Bildung des Blockgletschers über die Zwischenstufe eines (oder mehrerer) protalus ramparts (zu diesen vgl. BARSCH 1993).

Durch das „Hinauskriechen“ des Permafrostkörpers auf den flachen Karboden - unterstützt durch das Einsinken des Blockgletschers aufgrund der damit verbun-

denen Dehnung in Längsrichtung (vgl. HAEBERLI et al. 1998, Fig. 3) – bildet sich in Hangfußlage die für viele Blockgletscher typische „Wurzelzone“. Diese „Depression“ (vgl. Abb. 1) wiederum eignet sich besonders für die Akkumulation von Schnee bzw. bei längerem Andauern gletschergünstiger Witterung für die Bildung von Gletschereis. Der Gletscher gliedert sich in das Schutttransport-System ein und „beliefert“ den inzwischen weiter talwärts kriechenden Blockgletscher mit glazial transportiertem Material (im Sinne der „debris rockglaciers“ bei BARSCH 1996). Möglicherweise können dabei offenbar auch größere Quantitäten von Gletschereis in den Blockgletscher eingebunden werden, wofür in jüngerer Zeit Evidenz gefunden wurde (z.B. KRÄINER & MOSTLER 2003). Im Untersuchungsgebiet ist dies aber nicht notwendigerweise der Fall, weil die gute Erhaltung der Ufermoränen sonst schwer erklärbar wäre.

Jedenfalls war im Hinteren Langtalkar der Massentransport aus dem östlichen Karbereich (am Fuß der Brentenköpfe) dynamischer als aus dem südlichen (am Fuß der Brentenscharte), wodurch es wohl zu den erwähnten Staucherscheinungen im „Bereich 3“ (vgl. Abb. 1) kam. Eine Erklärung hierfür ist schwierig, möglicherweise war einfach die Schuttlieferung von E her intensiver (wo zwischen den beiden Gipfeln der Brentenköpfe eine markante W-E-Störung durchzieht), möglicherweise spielten die unterschiedliche Intensität der Frostverwitterung auf verschiedenen exponierten Hängen oder der im mittleren und jüngeren Holozän bei den Gletscherhochstandsphasen auftretende glaziale Materialtransport eine Rolle.

Der Entstehungszeitraum dieses Blockgletschers lässt sich nicht nur aus den schon formulierten theoretischen Überlegungen, sondern auch durch Extrapolation der gemessenen Bewegungsbeträge an der Blockgletscheroberfläche abschätzen. Legt man die mittleren Bewegungsbeträge der Bereiche 1 und 2 aus dem Zeitraum 1969-1991 (also noch vor der sprunghaften Bewegungszunahme über die Karschwelle hinab) von 61 cm/Jahr zu Grunde, so benötigt ein Partikel über 500 Jahre, um die ca. 320 m lange Strecke von der Stirn des Kargletschers bis an die Karschwelle zurückzulegen. Damit wird unwahrscheinlich, dass der Gletscherhochstand von 1850 (sei es durch erhöhte Schuttlieferung oder Einbindung von Gletschereis in das Schutttransportsystem) in irgendeiner Form am gegenwärtigen Vorstoß beteiligt ist. Auffallend geringe Bewegungsbeträge im inneren Karraum signalisieren aber, dass für das Gesamtsystem der langfristige mittlere Bewegungsbetrag sicherlich geringer ist: Legt man etwa einen fiktiven, aber nicht unrealistischen Mittelwert von 10-20 cm/Jahr zu Grunde, so kommt man für die Gesamtlänge des Blockgletschersystems von rund 600 m bereits in die erwartete holozäne Größenordnung von drei bis sechs Jahrtausenden.

6 Offene Fragen und Ausblick

Die Arbeit hat das Zusammenspiel verschiedener morphodynamischer Prozesse im Umfeld eines komplex strukturierten Blockgletschersystems aufgezeigt. Die Überlegungen zur Chronologie und zur Morphogenese sind dabei weitgehend hypothetisch, wenn auch am Holozän als Gesamtrahmen zur Entwicklung des gegenwärtigen Pro-

zess- und Formenbildes kaum Zweifel angebracht erscheinen. Gerade im Detail bleiben noch zahlreiche Fragen offen, die sich etwa bei der hier nicht zur Sprache gebrachten Differenzierung der Bewegung am Nordrand des Blockgletschers oder beim Problem des thermischen Status der Lockermaterialien unterhalb des inzwischen verschwundenen Gletschers ergeben.

Eine weiterhin offene Frage ist die Verknüpfung der Prozesse mit den klimatischen Verhältnissen, wobei selbst ein mögliches Massendefizit (vgl. Kap. 4.3) nicht unbedingt als Klimafolge interpretiert werden muss, sondern möglicherweise auch dynamisch bedingt sein kann: Schmelzung an der Permafrost-Oberkante durch Ausdehnung des Blockgletschers – wie sie hier durch die Beschleunigung an der Karschwelle besonders ausgeprägt ist – halten auch HAEBERLI et al. (1998) für wahrscheinlich. Ebenso wenig ist eine klare Antwort auf die Frage nach potenziellen Naturgefahren möglich; die komplexe Interaktion zwischen unterschiedlichen Prozessen, wie sie hier beispielhaft aufgezeigt wurde, lässt es aber geraten erscheinen, periglaziale Bewegungsvorgänge weiterhin durch Monitoring genau zu verfolgen. Im gegenständlichen Fall bedeutet der kräftige Vorstoß des Blockgletschers aus topographischen Gründen dank seiner Entlegenheit fernab von Infrastruktur keine nennenswerte Bedrohung, bietet sich aber eben dadurch als von unmittelbaren menschlichen Eingriffen unbeeinflusstes und „ungefährliches“ Forschungs- und Monitoringobjekt an.

7 Dank

Die in Kapitel 3 beschriebenen Aktivitäten fanden im Rahmen von Forschungsprojekten statt, die vom Kärntner Nationalparkfonds in dankenswerter Weise unterstützt wurden. Für ergänzende Hinweise und die kritische Durchsicht des Manuskripts danken wir A. KELLERER-PIRKLBAUER und H. WAKONIGG (beide Graz) sehr herzlich.

8 Literaturverzeichnis

- AVIAN M. (2002), Modellierung der Permafrostverbreitung an der Hochalmspitze mittels digitalem Höhenmodell und Orthofotos. Unpubl. Dipl.Ar., Univ. Graz. 115 S.
- BARSCHE D. (1977), Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. In: Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd. 28, S. 148-160.
- BARSCHE D. (1993), Schneehaldenmoränen (Protales Ramparts). Ein falsches Modell behindert die paläoklimatische Deutung. In: Geowissenschaftliche Beiträge zu Forschung, Lehre und Praxis (HAGEDORN-Festschrift) (= Würzburger Geogr. Arb. 87), S. 257-267.
- BARSCHE D. (1996), Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments (= Springer Series in Physical Environment). Berlin. 335 S.
- BAUER A., PAAR G., KAUFMANN V. (2003), Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In: 8th Intern. Permafrost Conference, Proc., Zürich, S. 55-60.
- BUCHENAUER H. W. (1990), Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol) (= Marburger Geogr. Schriften, 117). 276 S.
- CHESI G., GEISSLER S., KRÄINER K., MOSTLER W., WEINHOLD T. (2003), 5 Jahre Bewegungsmessungen am aktiven Blockgletscher Inneres Reichenkar (westliche Stubai Alpen) mit der GPS-Methode. In: CHESI G., WEINHOLD T. (Hrsg.), 12. Internationale Geodätische Woche Obergurgl 2003, S. 201-205. Wichmann Verlag.
- FURRER G. (2001), Alpine Vergletscherung vom letzten Hochglazial bis heute (= Abhandlungen d. math.-naturwiss. Klasse 3). Akad. d. Wiss. u. d. Literatur Mainz. 49 S.
- HAEBERLI W. (2000), Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: a discussion. In: Permafrost and Periglacial Processes, 11/4, S. 290-293.
- HAEBERLI W., HOELZLE M., KAAAB A., KELLER F., VONDER MÜHLL D., WÄGNER S. (1998), Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. In: 7th Intern. Permafrost Conference, Proc., Yellowknife, Canada, S. 403-409.
- KAAAB A., KAUFMANN V., LADSTÄTTER R., EIKEN T. (2003a), Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. In: 8th Intern. Permafrost Conference, Proc., Zürich, S. 501-506.
- KAAAB A., ISAKOWSKI Y., PAUL F., NEUMANN A., WINTER R. (2003b), Glaziale und periglaziale Prozesse: Von der statischen zur dynamischen Visualisierung. In: KN, 53/5, S. 206-212.
- KAUFMANN V. (1996), Der Dösenor Blockgletscher – Studienkarten und Bewegungsmessungen. In: Beiträge z. Permafrostforschung in Österreich (= Arbeiten aus d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Graz, 33), S. 141-162.
- KAUFMANN V. (2004a), <http://www.cts.tugraz.at/photo/viktor/kaufmann/animations.html>
- KAUFMANN V. (2004b), Zur Topographie und Morphodynamik des Blockgletschers Hinteres Langtalkar (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). In: KN, 54/6 (in Druck).
- KAUFMANN V., LADSTÄTTER R. (2003), Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. In: 8th Intern. Permafrost Conference, Proc., Zürich, S. 525-530.
- KAUFMANN V., LADSTÄTTER R. (2004), Documentation of the Movement of the Hinteres Langtalkar Rock Glacier. In: IAPRS, Vol. XXXV, Part B7, Proc. of the 20th Congress of ISPRS, Istanbul, Turkey, 12-23 July 2004, S. 893-898.
- KENYI L. W., KAUFMANN V. (2003), Estimation of Rock Glacier Surface Deformation Using SAR Interferometry Data. In: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, 6, S. 1512-1515.
- KRÄINER K., MASSIMO I., MOSTLER W. (2000), Blockgletscher im Gößnitztal, Schobergruppe (Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). In: Unpubl. Bericht an die Nationalparkverwaltung Kärnten, Inst. f. Geologie u. Paläontologie, Univ. Innsbruck. 123 S.
- KRÄINER K., MOSTLER W. (2001), Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtalkar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). In: Wiss. Mitt. aus d. Nationalpark Hohe Tauern, 6, S. 139-168.
- KRÄINER K., MOSTLER W. (2002), Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. In: Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 34/2, S. 142-149.
- KRÄINER K., MOSTLER W. (2003), A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the Western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigations. In: Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 38/1 (2002), S. 21-34.
- KROBATH M. (1999), Naturräumliche Ausstattung des Talschlusses der Gößnitz (Schobergruppe). Unpubl. Dipl.-Arb., Graz. 62 S.

- LANG H., LIEB G.K. (1993), Die Gletscher Kärntens. Klagenfurt, hrsg. v. Naturwiss. Verein f. Kärnten. 184 S.
- LIEB G.K. (1987), Die Gletscher und Blockgletscher im Kärntner Teil der Schobergruppe. Unpubl. Diss., Univ. Graz. 286 S.
- LIEB G.K. (1996), Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. In: Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich (= Arbeiten aus d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Graz, 33), S. 9-124.
- MATSUOKA N., SAKAI H. (1999), Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. In: *Geomorphology*, 28, S. 309-328.
- MATSUOKA N., IKEDA A., HIRAKAWA K., WATANABE T. (2003), Contemporary periglacial processes in the Swiss Alps: seasonal, inter-annual and long-term variations. In: 8th Intern. Permafrost Conference, Proc., Zürich, S. 735-740.
- NAGLER T., MAYER C., ROTT H. (2002), Feasibility of DINSAR for Mapping Complex Motion Fields of Alpine Ice- and Rock-Glaciars. In: 3th Intern. Symposium "Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications", Proc., Sheffield, UK, ESA SP-475, S. 377-382.
- NICOLUSSI K., PATZELT G. (2000), Discovery of early-Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. In: *The Holocene*, 10/2, S. 191-199.
- NICOLUSSI K., PATZELT G. (2001), Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). In: *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 36 (2000), S. 1-87.
- SCHNEIDER B., SCHNEIDER H. (2001), Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äußeren Hohebenkar, Ötztaleralpen, Tirol. In: *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 8(1-2), S. 169-188.
- SLUPETZKY H. (1993), Holzfunde aus dem Vorfeld der Pasterze. Erste Ergebnisse von ¹⁴C-Datierungen. In: *Zeitschrift f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 26/2, S. 179-187.

Blockgletscher Hinteres Langtalkar

