

Die Raum-Zeit Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und die eiszeitliche Vergletscherung der Seckauer Tauern

Von Hubert NAGL

Mit 11 Abbildungen im Text¹⁾

Eingelangt am 25. November 1975

Problemstellung

Die Niederen Tauern können als Bindeglied zwischen dem pleistozänen alpinen Eisstromnetz und der Lokalvergletscherung im Osten sowie auch zwischen den rezent vergletscherten Gebirgszügen und den eisfreien Ostalpen angesehen werden. Diese Stellung verdanken sie ihren Höhenverhältnissen einerseits (maximale Gipfelhöhe etwas tiefer als die heutige Schneegrenze), dem Klimawechsel vom ozeanischeren Westen gegen den kontinentalen Osten andererseits.

Die folgende Darstellung will nicht eine Erfassung aller Moränen der Niederen Tauern sein, wie dies für weite Teile von mehreren Autoren bereits vorgenommen wurde, sondern versucht, den Formen- und Klimawandel aus der Art der Vergletscherung (Quartär), dem Typ der erhaltenen Moränen und der rezenten Weiterbildung der im Pleistozän angelegten Formen abzuleiten. Da absolute Datierungen bis heute fehlen, muß sich der Vergleich auf morphologische Kriterien, auf Schneegrenz-Höhenbestimmungen und heutige Klimadaten stützen.

Daneben schien es vorteilhaft, bisher nicht geschlossen dargestellte Räume wie die Seckauer Tauern näher zu untersuchen und die eiszeitliche Vergletscherung kartographisch zu erfassen. Der Schwerpunkt der Arbeit wird demnach auf der Interpretation von Zeichnungen und Photos (Luftbildern) liegen, wodurch eine längere Beschreibung erspart wird. Die Abb. 1 ist ein vereinfachter Ausschnitt der Karte des Eisstromnetzes der Würmeiszeit „Quartäre Sedimente und Formen“ (Entwurf J. FINK und H. NAGL), die im Atlas der Republik Österreich erscheinen wird.

Betrachtet man eine Karte der würmeiszeitlichen Vergletscherung der Niederen Tauern, so fällt das plötzliche Ostende des alpinen Eisstromnetzes im Bereich Mur- und Ennsgletscher auf. Einer über 1500 km zusammenhängenden Eismasse steht ein Periglazialraum mit mehr oder weniger ausgeprägter Lokalvergletscherung gegenüber, die auch in den östlichen Niederen Tauern das Ausmaß der rezenten Hochalpengletscher nicht mehr überschreitet. Die Erklärung hiefür liegt in der abnehmenden Gipfelhöhe und der zunehmenden Kontinentalität des Raumes. Vergleicht man Stationen in gleicher Höhe und Exposition, so zeigt sich nicht nur die Abnahme der Winterniederschläge gegen Osten, sondern vor allem auch die große Differenz in der Summe der Neuschneehöhen (Bad Gastein 873 m mit 228

¹⁾ Für die Übernahme der Klischeekosten danke ich der Kommission für Quartärforschung unter dem Vorsitz von Herrn o. Prof. Julius FINK.

cm, Seckau 870 m mit 155 cm, jeweils Mittel 1961—1970; oder Untertauern 1000 m mit 421 cm, St. Johann/Tauern 1050 m mit 210 cm). Besonders auffällig sind die Werte in Obertauern: Hier fallen im Zeitraum Dez. bis März 378 mm Niederschlag (fast 27 % d. J.) bzw. 1050 cm Neuschnee. Da man adäquate Verhältnisse während des Spät- und Postglazials annehmen kann, wie dies z. B. auch aus der Verteilung der äolischen Sedimente hervorgeht (FINK 1970), kommt den klimatischen Unterschieden vor allem dann eine große Bedeutung zu, wenn die Schneegrenze in den Bereich der jeweils höchsten Gebirgszonen ansteigt und in sich nur Kar- und kleinere Talgletscher bilden. Auf Grund der unterschiedlichen Gebirgshöhe muß dies gegen Westen immer später erfolgen, so daß der räumlichen auch eine zeitliche morphologische Differenzierung der Glazial- und Periglazialformen folgt. Diese soll im folgenden kurz aufgezeigt werden.

Dem Verf. scheint es dabei notwendig, die Begriffe Blockgletscher, Blockströme, Schuttströme, Blockzungen usw. abzuklären, da sie von einzelnen Autoren verschieden angewandt werden. Sinnvoll erscheint es, die Bezeichnung Blockgletscher nur dann anzuwenden, wenn tatsächlich ein Zusammenhang mit einem Gletscher, also mit Eis in größerem Umfang besteht bzw. die Moränennatur des Gebildes evident ist. Rein periglazial gebildete Formen, die auf Bodeneis, Kammeis u. ä. zurückgehen, können hingegen je nach Art des Materials, der Ausbildung usw. als Block-, Schuttströme und Blockzungen bezeichnet werden. Letztere bilden einen eigenen Komplex und bleiben hier außerhalb der Betrachtung, (siehe Literaturverzeichnis).

Die spätglazialen Gletscherstände

Die modernen Möglichkeiten der Datierung (Palynologie, Radiokarbonmethode, Paläopedologie u. a.) haben zu immer neuen Ergebnissen geführt, sodaß sich die Eingliederung und Einzeitung der Moränen im Fließen befindet. Dennoch sind prinzipielle Abfolgen von Gletschervorstößen dank der Arbeiten in Tirol (HEUBERGER 1966, MAYR 1964, FLIRI 1971, PATZELT 1973 usw.), heute weitgehend gesichert. Da im Osten keine Möglichkeiten der absoluten Datierung gefunden wurden und palynologische Arbeiten erst im geringeren Umfang vorliegen, wird die Gliederung aus den Stubaier Alpen bzw. der Venedigergruppe übernommen, da dieses Modell im Untersuchungsraum von keinen Gegenargumenten eingeengt werden muß. Demzufolge ergibt sich folgendes Bild (übernommen von einem Arbeitsblatt des Wiener Geogr. Inst., Entw. FINK 1975):

Der Steinachvorstoß ist im ganzen Bereich der Niederen Tauern als echter Vorstoß anzusehen bzw. durch Neubildung von Talgletschern ausgezeichnet. Während sie jedoch in den östlichen Hohen Tauern noch 15—20 km Länge erreichten, betrug ihre Länge in den westlichen Niederen Tauern maximal nur mehr 10 km, in den östlichen erreichten sie, aus den Karen kommend, gerade noch die Talenden. Immer kam es aber zur Ausbildung von echten Gletscherzungen, wie dies die End- und Seitenmoränenwälle eindeutig beweisen. Nur bei ganz kleinen Einzugsgebieten, in welchen lokale Faktoren entscheidend sind, können bereits Blockgletscher ausgebildet worden sein. Abb. 7 oben zeigt den Übergangstyp der

Abb. 1: Die Würmvergletscherung im Bereich der östlichen Hohen und Niederen Tauern zwischen Enns- und Murgletscher. Das geschlossene Eisstromnetz löst sich in Talgletscher auf und geht schließlich im Bereich Rottenmanner und Seckauer Tauern in eine Lokalvergletscherung über (nach der „Karte der quartären Sedimente und Formen“ im Atlas der Rep. Österreich, Entw. J. FINK und H. NAGL).

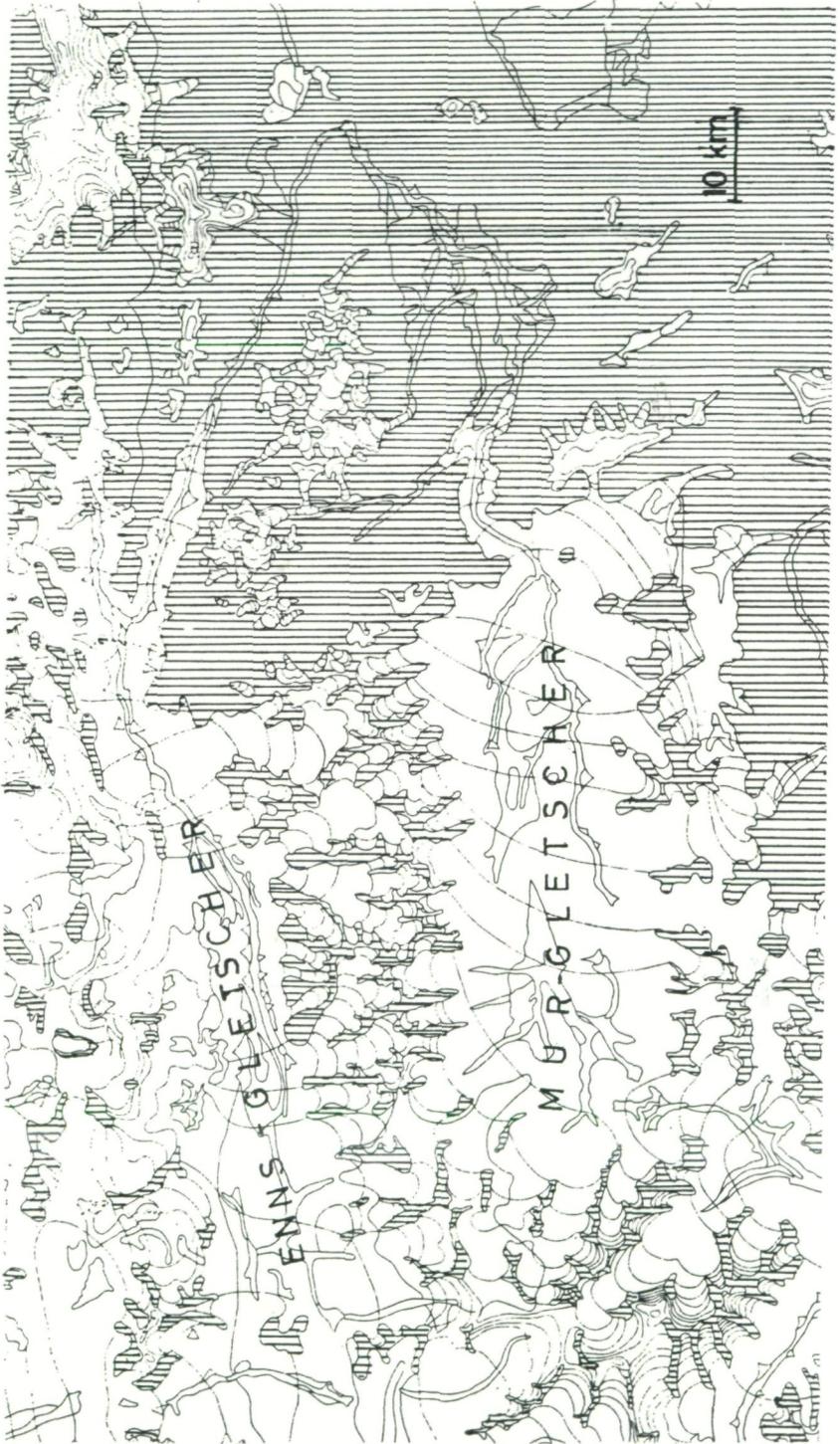


Abb. 1: (Text nebenstehend).

steinnachzeitlichen Moränen. Im obersten Liesinggebiet zeigt die Steinachmoräne zwischen 1480 m und 1650 m Blockgletschercharakter, weil das steile und räumlich beschränkte Rückgelände ein zu geringes Einzugsgebiet verursachte. Die tiefe Lage (heute großteils bewaldet) machte auch eine spätere Aktivierung unmöglich, sodaß die charakteristischen Bogenstrukturen fehlen, aber der hohe Blockreichtum bereits nicht mehr das typische Grundmoränenbild anzeigt. Gerade diese Übergangsformen und das in einem Raum gleichzeitige Auftreten von verschiedenen alten und verschieden entwickelten Blockgletschertypen ermöglicht eine Bestimmung der klimatischen und lokalen Faktoren, die zu deren Bildung führen; denn nur wenige Grundvoraussetzungen sind in der zahlreichen Literatur angeführt (s. BARSCH 1969, JÄCKLI 1957, BOESCH 1951, MESSERLI 1967, u. a.).

Die Gschnitzzeit

Am deutlichsten ist die klimatische und morphologische Differenzierung des Tauernbogens während des Gschnitzstadiums ausgebildet. Die Schneegrenzdepression von ca. 800 m (d. i. 1900 m—2100 m absolute Höhe) einerseits und die noch vorhandene Waldfreiheit andererseits führten in der Älteren Dryas zu rein glazialen Bedingungen im Westen, aber oft nur mehr periglazialen im Osten der Tauern. Es ergibt sich dadurch ein sich wandelndes Bild von echten Gschnitzgletschern in den Hohen Tauern und westlichen Niedern Tauern zu gschnitzzeitlichen Blockgletschern, die heute inaktiv sind, in den östlichen Niederen Tauern. Als Beispiele seien wieder das Pöllatal, weiters der Radstädter Tauernpaß, das Jetachtal sowie die Seckauer Tauern angeführt.

Im Pöllatal erstreckte sich ein 8 km langer Gschnitzgletscher vom Kl. Hafner (3016 m) und Gr. (Malteiner) Sonnblick (3030 m) bis zur Pölla-Alm (1340 m). Die Schneegrenze von 2100 m lag tiefer als die weiten Karböden, so daß es zur echten Talgletscherbildung kam; erst bei einer Schneegrenzhöhe von über 2700 m, wie sie im Postglazial vorlag, konnten sich am Fuß der Karrückwände Blockgletscher ausbilden.

Im Bereich des Radstädter Tauern und des Jetachtals befand sich die gschnitzzeitliche Schneegrenze zwar meist nicht mehr als 200—300 m unterhalb der Gipfel, doch fehlten die blockliefernden Karwände (gesteinsbedingt), im Bereich der mesozoischen Zonen sind aber bereits blockgletscherartige Moränen erhalten (Pleißling — Glöcknerin).

Die Seckauer Tauern zeigten zur Gschnitzzeit ein Bild, das den Hohen Tauern (Gasteiner Gebiet bis Hafner) im Postglazial während Gletschervorstößperioden glich (siehe Kapitel Seckauer Tauern).

Abb. 3 zeigt den aktiven Blockgletscher nördlich der Gamskarlspitze (2832 m) im Tauernhauptkamm, knapp östlich oberhalb des Tauerntunnels (vergl. auch die Blockgletscher der Hafnergruppe, publ. in NAGL 1971 b). Bei der Beobachtung der drei Möglichkeiten ergibt sich dabei folgende Differenzierung:

- a) aktive Blockgletscher (oder aktivierte -): Hohe Tauern.
- b) inaktive Blockgletscher, Aktivierung bei Klimaverschlechterung möglich.
- c) fossile Blockgletscher oder Blockgletschermoränen (nicht aktivierbar bei Klimaschwankungen in der Größenordnung derjenigen des Postglazials).

In der weiteren Arbeit sollen nun nach einer — bisher fehlenden — Darstellung der würmeiszeitlichen Vergletscherung der gesamten Seckauer Tauern (Seckauer Alpen, Triebener Tauern) die spätglazialen Moränen und Blockgletscher aufgezeigt werden; es ist der einzige Raum der österreichischen Alpen, der infolge seiner petrographischen und klimatischen Verhältnisse fast durchgehend fossile Blockgletscher des Spätglazials nach einer hocheiszeitlichen Lokalvergletscherung besitzt und daher die Bedingungen besonders klar zeigt.

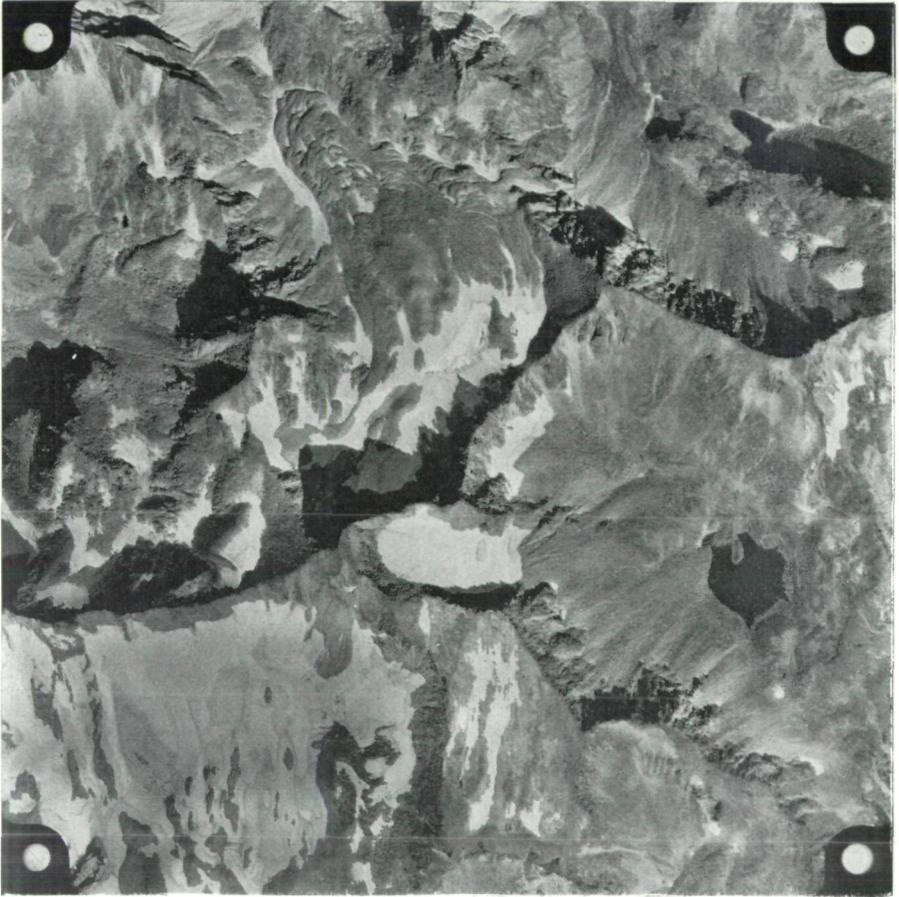


Abb. 3: Luftbild des rezenten Blockgletschers „Nördlich Gamskarl Spitz“ (2832) in 2360 m—2600 m. Rechts der südlich des Hauptkammes liegende Grüneckersee (2305 m). Deutlich sind die Reste des heutigen Firnfeldes und die flächigen 1850-Moränen sowie der aktive Blockgletscherbereich mit Fließwülsten zu erkennen. Verv. m. Gen. d. Bundesamtes f. Eich- u. Vermessungswesen (Landesaufnahme) Wien G. Z. L. 62.674/57.

Die Seckauer Tauern im Hoch- und Spätwürm Physiographische Übersicht

Die Seckauer Tauern bieten als die östlichste Gruppe des langgezogenen Kammes der Niederen Tauern nicht mehr den gewaltigen Eindruck des glazial zugeschräpften Hochgebirges wie etwa die Schladminger Tauern weiter im Westen, dafür wird das Bild von weiten Wäldern und sanften Almen, die regional von Felspartien überragt werden, bestimmt. In den zentralen, über 2300 m ansteigenden Gipfelgebieten finden sich wohl ausgebildete Kare, die umso typischer entwickelt sind, als sie nicht in ihrer großen Zahl ein unüberschaubares Kammgewirr ergeben, sondern als Einzelformen wirken; in vielen Fällen sind sie vom mächtigen, oft blockgletscherartig ausgebildeten Moränenmassen erfüllt. Der südliche Abschnitt zeigt Trogtäler und Stufenmündungen, im nördlichen überwiegen flu-

viatile Talformen. Die höheren Gipfel wie Gr. Griesstein (2337 m), Gamskogel (2386 m), Geierhaupt (2417 m), Hochreichart (2416 m), Zinken (2397 m), Pletzen (2345 m) und deren benachbarte Gebiete weisen die für gegenwärtige periglaziale Kräfte charakteristischen Formengemeinschaften, besonders Glatthänge und Schuttströme, auf.

Ist die Formung auch weitgehend von den morphologischen Kräften und deren klimatischer Abwandlung abhängig, so lassen sich dennoch bestimmte Grundzüge aus dem geologischen Aufbau ableiten. Ein wichtiger Grundzug ist das Vorrerrschen von Graniten und Granitgneisen südlich des Kammes Gr. Griesstein — Geierhaupt — Seckauer Zinken in den Talgebieten von Gaal- und Ingeringbach; Feistritzbadraum, der Hauptkamm selbst und das oberste Triebental sind hingegen aus Gesteinen der Rannachserie aufgebaut; nördlich davon dominieren Serizit- und Quarzitschiefer und ganz im NW schließlich lappt eine Zone von Grauwackengesteinen (Schiefer und höher metamorphe Serien) über das Palental herüber. Diese morphologisch sehr verschiedenwertigen Gesteine sind für die Erhaltung der glazialen Formen, aber auch für das Bild der rezenten Flußtäler, verantwortlich. Die widerstandsfähigen Gruppen, besonders die Granite und Gneise, bewirken steilwandige Kare und deutliche Trogwände, bei den Schiefen verwischt sich die den Glazialformen typische Schärfe, die periglazialen Kräfte erreichen größere Massenbewegungen, aber auch die Flüsse bilden junge Kerben aus. Bei der Rekonstruktion der Würmvergletscherung werden die entscheidenden morphologischen Unterschiede, die für das Vereisungsausmaß ausschlaggebend waren, genauer dargestellt.

In der Literatur werden Quartärfragen der Seckauer Tauern nur am Rande erwähnt, wenn auch — vor allem über die südlichen Gletscher — einige ältere Publikationen genauere Angaben machen (AIGNER 1905, BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1900, PENCK 1909). Die einzige Dissertation über die Morphologie der Seckauer Tauern (KOLLMANN) bringt kein Quartär. Am besten sind noch Vergleiche mit benachbarten Gruppen (Rottenmanner Tauern und westlich) möglich; hier sind vor allem FABIANI 1962, HAUPTMANN & HERITSCH 1908 sowie SLANAR 1967 zu nennen. Die neue, im Kristallin ausgezeichnete Geologische Karte 1 : 50.000 von METZ ist in Bezug auf das Quartär unzureichend. Auf Grund der wenigen Angaben und der eigenen Begehungen, die teilweise durch den Notring der Wissenschaftsverbände Österreichs unterstützt wurden, konnte ein ziemlich komplettes Bild der pleistozänen Ablagerungen seit dem Riß gewonnen werden, vor allem auch vom Spätglazial, welches interessante Ausbildungen aufweist.

Wenn auch das heutige Klima keinen sicheren Rückschluß auf die Verhältnisse während des Jungpleistozäns ermöglicht, kann doch mit großer Wahrscheinlichkeit eine Ähnlichkeit von prinzipiellen Differenzierungen angenommen werden (z. B. feuchtere und trockenere Gebirgsräume, Windverhältnisse im Inneren der Alpen u. ä.).

Die durchschnittliche Jahresmenge des Niederschlags liegt entsprechend der südöstlichen Lage unter den Werten der nördlichen Kalkalpen, die durch die Steigungsregen mehr Feuchtigkeit erhalten, aber gleichhoch wie in den Schladminger Tauern, da sich eine Beeinflussung durch die Vb-Tiefdruckstraße bemerkbar macht, so daß die Jahressummen doch auf 900—1200 mm in den Tal- und Randzonen und 1500—2000 mm in den Höhenlagen ansteigen. Allein im Winterviertel fallen 200—300 mm bzw. 400—500 mm Wasserwert als Schnee. Die Temperaturen liegen zwar entsprechend der absoluten Höhe des Gebirges in den höchsten Regionen nur bei 0—2 ° C, sie erreichen jedoch Sommerwerte mit einem Julidurchschnitt von 5—10 ° C, so daß die periglaziale Formengebung auf die Über-

gangszeiten beschränkt bleibt — ein wesentlicher Unterschied im Landschaftsbild gegenüber den westlichen Niederen Tauern. Die Jännermittel liegen bei -6 bis -8°C und weisen keine Besonderheit auf.

Die Summe der Neuschneehöhen erreicht in der Kar- und Gipfelregion Werte von 7,5 bis 10 m. Deutlich ist ein Überwiegen der schneebringenden Winde aus dem Westsektor festzustellen, der zu Gratwächtenstufenbildung an Nord- und Ostexpositionen führt.

Letztlich ist die Formengebung im periglazialen Bereich, vor allem die Glatthangbildung an den luvseitigen Gebirgshängen, wie sie SPREITZER 1960 mehrfach aufgezeigt hat, ein deutlicher Hinweis auf die heutigen Klimaunterschiede im Bereich über der Waldgrenze. Sie ist auch wesentlich für die regionale Ausbildung von blockgletscherartigen Formen.

Aus den morphologischen und klimatischen Unterschieden sind leicht Gunst- und Ungunsträume ableitbar, für die folgende Faktoren maßgeblich sind:

- a) die Exposition; sie vereinigt zahlreiche Klimatelemente
- b) Der Gebietsanteil über 2000 m (insbesondere von der Gesamtfläche über 1500 m); dadurch wird die relative Bedeutung des Firnfeldgebietes gegenüber dem Zehrgebiet erfaßt.
- c) Die mittlere Höhe der Kammumrahmung (im Sinne der HÖFER'schen Schneegrenzbestimmung).
- d) Die mittlere Karbodenhöhe (die von der Großformung abhängt), ein wesentlicher Faktor der Eisentwicklung.
- e) Die durchschnittliche Neigung der Hänge (siehe unten) und des Tales; erstere bestimmt die Ausdehnung und Mächtigkeit des Firngebietes, letztere die Länge der Gletscherzunge.

Die würmeiszeitlichen Gletscher der Seckauer Tauern erreichten ungefähr das Ausmaß jener der Öztaler Alpen um 1850. Auch der Charakter der Vereisung und die Gletschertypen waren gleich. Die größten Gletscher befanden sich im Gaalgraben (11,0 km) und Ingeringtal (10,5 km), es folgten der Feistritzgraben (7,5 km), Leitschach- und Zinkenbachgraben (je 6,5 km) und schließlich Hagenbach-, Liesingbach- und Triebentalgletscher; letzterer erreichte nur mehr 4,4 km Länge, was auf die Steilheit der Höhenlandschaft und die tiefe Lage des Haupttales zurückgeht.

Infolge der weiten Verbreitung von morphologisch sehr widerstandsfähigen Gesteinen (Granite, Gneise, Quarzite) können glaziale Erosionsformen gut erkannt und Gebiete mit glazialer Umformung von solchen ohne gletscherbedingte Veränderung deutlich unterschieden werden. Dies wieder gibt einen Hinweis auf die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze (nach der Methode von Simony und Partsch). Bei Gipfeln mit Höhen um 2050 m setzt die deutliche Karbildung ein, zwischen 2050 m und 1850 m sind nur karoide Formen, besonders nord- und ostseitig, entwickelt, darunter fehlen sie vollkommen. Demnach ist anzunehmen, daß zumindest die würmeiszeitliche Schneegrenze nicht lange tiefer als 1800 m gelegen haben kann und der maximale Vorstoß, welcher die tiefsten Endmoränen hinterlassen hat, einen **k u r z f r i s t i g e n** Höhepunkt dargestellt hat, wie dies in jüngster Zeit immer wieder erkannt wird.

Die maximale Würmvergletscherung

Die größte Ausdehnung des Würmeises ist fast in allen Fällen durch deutliche Moränenablagerungen, meist mit daran anschließenden Sanderflächen erhalten. Diese End- und Seitenmoränen wie auch Stausedimente in durch den Hauptgletscher versperrten Seitentälern ermöglichen es, die Eisausdehnung zu rekon-

DIE WÜRMVERGLETSCHERUNG DER SECKAUER TAUERN

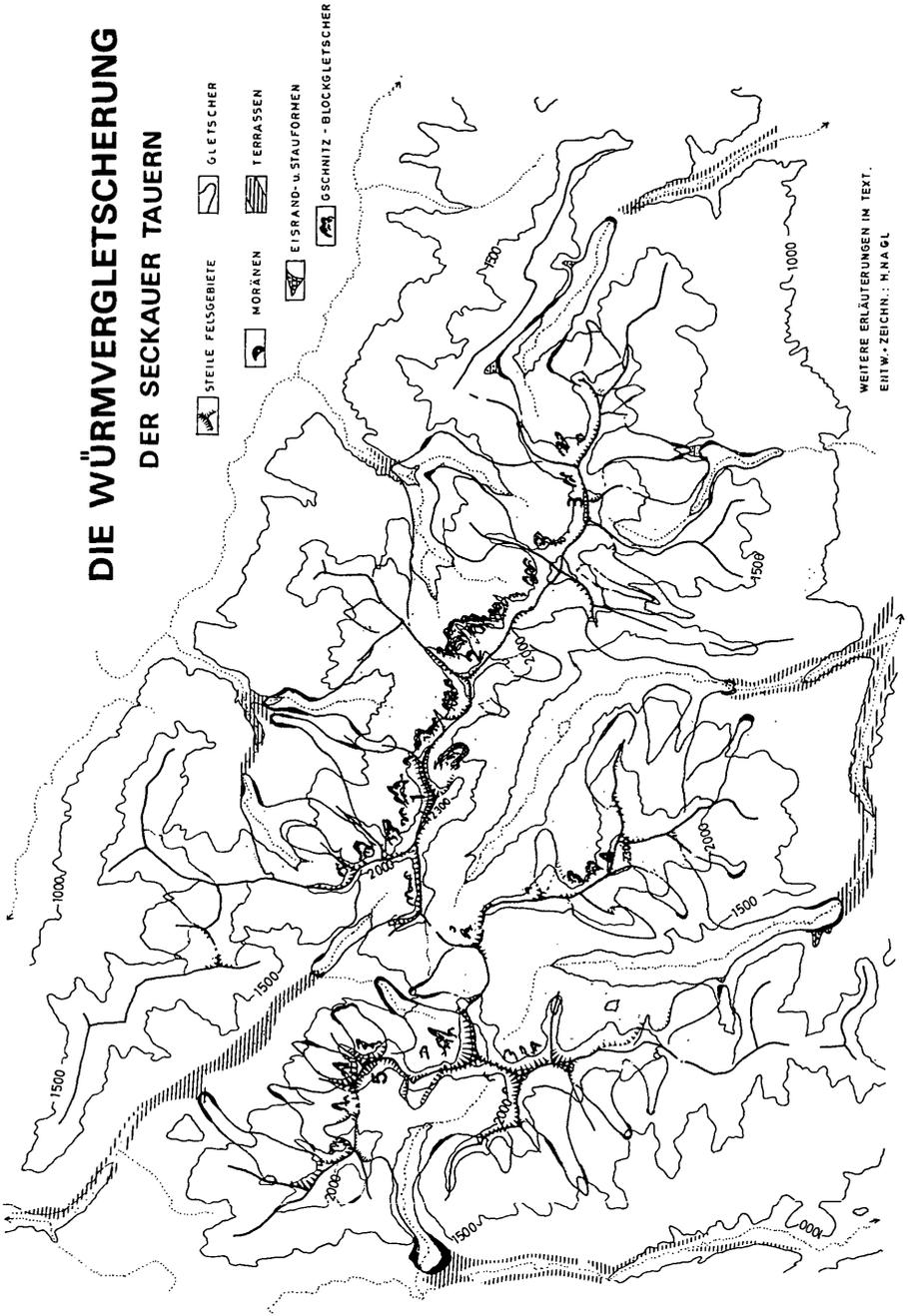


Abb. 4: Karte der Würmvergletscherung der Seckauer Tauern und der spätglazialen Blockgletscher (v. a. Gschnitzzeit).

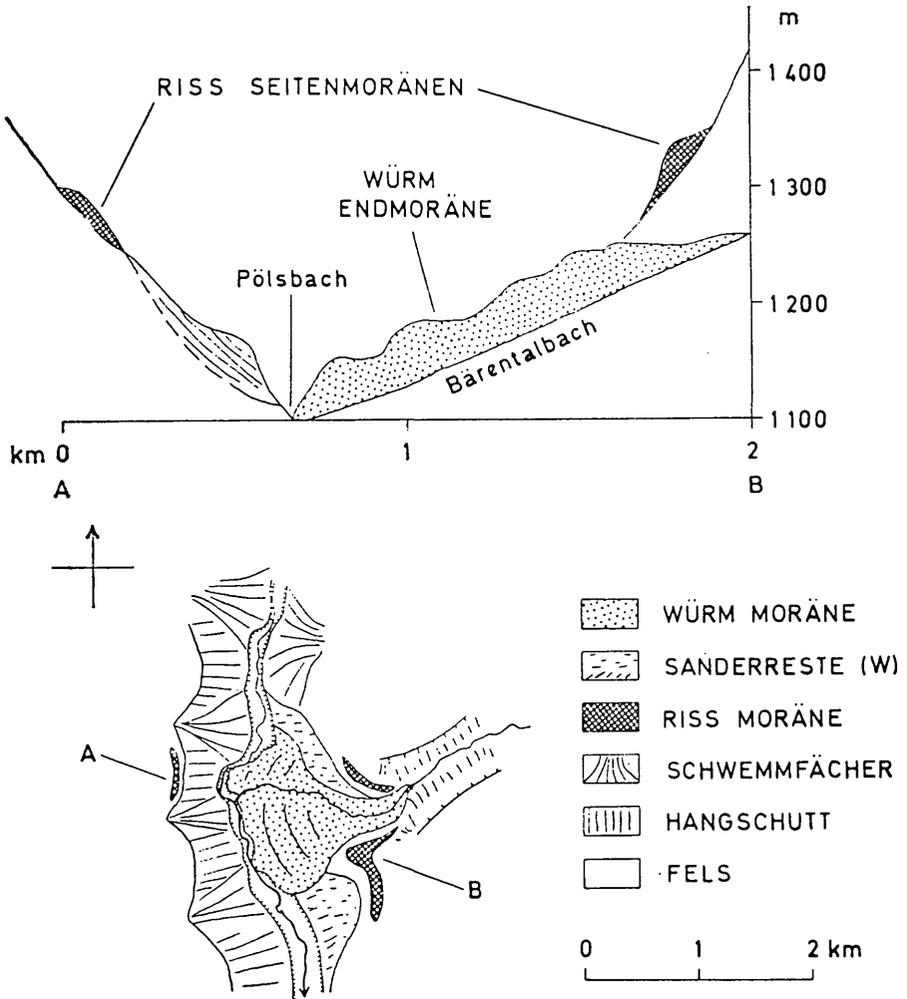


Abb. 5: Die Moränenlandschaft „Leitschacher“ am Ausgang des Bärentals ins Pölstal. Gut erhaltene Riß- und Würmmoränen.

struieren. Wie die Karte (Abb. 4) zeigt, entwickelten sich im Bärentalgraben, im Gaal-, Ingering und Feistritzgraben sowie im Hagenbach- und Liesinggraben Talgletscher mit einer Länge zwischen 5 und 11 km, sodaß — wie auf S. 102 erwähnt — ein Vergletscherungsbild ähnlich jenem der gegenwärtigen Vergletscherung der Ötztaler Alpen entstand. Sicher waren größere Gebiete mit Firndecken überzogen, doch sind diese wegen der geringen morphologischen Folgen schwer zu rekonstruieren. Die scharfen Grenzen auf der Karte bedeuten daher nur die Umgrenzung der großen Talgletscher, die anschließenden Verfaltungen wurden mit kleinem Raster belegt. Die anschließenden Niederterrassen sind ebenfalls auf den Raum der Seckauer Tauern beschränkt worden, da im Kammertal und Pölstal allochthone Einflüsse (z. B. Ennsgletscher) Veränderungen geschafft haben. Im Folgenden sollen nun die einzelnen Täler mit ihren Moränen-, Eiszerfalls- bzw. Eisstaulandschaften beschrieben werden.

Bärentalgraben:

Von den 2200 m, oft 2300 m übersteigenden Gipfeln des westlichsten Kammer stieg im Bärentalgraben der einzige größere Gletscher der Westseite der Sekau Tauern herab und hinterließ beim „Leitschacher“ einen mächtigen, fast halbkreisförmigen Moränenwall, der bereits früh erkannt wurde (Abb. 5).

In 1800—1920 m zeigen die zwei größeren Kare, die in steile Hochtäler übergehen, einen schmalen Karboden. Letztere vereinigen sich bei der Bärentalalm (1440 m); das weiterziehende Tal zeigt einen steilen Trog, der bis zur Verschneidung mit dem Pölstal reicht und dort plötzlich endet. Zugleich schließt die Akkumulationslandschaft an, die auf Grund ihrer Jugendlichkeit, ihrer eigenen Verwitterungsintensität und dem Fehlen weiterer talaufgelegener typischer Endmoränen der Würmeiszeit zugeschrieben wurde.

Günstig wie selten lassen sich hier rißzeitliche Moränen verfolgen; sie sind durch Forststraßenanschnitte gut aufgeschlossen und weichen von den Würmmoränen vor allem durch ihre auffällig starke Tonfreistellung und in 2 m Tiefe reichende gelbliche Verwitterungsfarben ab. Sie liegen an der Mündung des Bärengrabens in 1240—1300 m und ziehen das Pölstal abwärts, teilweise als echte Uferwälle, größtenteils nur als Hangdecken ausgebildet. Letztere sind aber von Solifluktionmassen sowohl durch die gute Rundung als auch dem Inhalt nach abzutrennen. Dort, wo der Talboden unter 950 m absinkt, das ist etwa 2 km oberhalb der Einmündung des Pusterwaldbaches, konnten die tiefsten rißzeitlichen Moränenreste gefunden werden. Die starke würmzeitliche Schwemm- und Schuttkegelbildung von den Gebirgshängen herab hat jedoch deutliche Endmoränen oder Hochterrassen in diesem Talbereich vollkommen zerstört. Der rißzeitliche Gletscher besaß demnach ca. die gleiche Größe wie im Ingeringtal, da seine Zuflüsse ihn mit Eis versorgten; während der Würmeiszeit hingegen erreichten die Seitengletscher kaum oder nicht das Pölstal, sodaß sich isolierte kleinere Talgletscher entwickelten.

Mindel- oder günzeiszeitliche Glazialsedimente sind hier unbekannt und sicher den ihnen folgenden Erosions- und Akkumulationsvorgängen zum Opfer gefallen.

Hier soll ein Hinweis auf das obere Pölstal, welches durch seine charakteristische Würmmoränenlandschaft ausgezeichnet ist, gegeben werden. Während des maximalen Würmstandes, der vor allem rechtsufrig durch Endmoränen markiert wird, reichte der Pölgletscher bis knapp südlich des Weingrubers in 1160 m Höhe. Am Ausgang des von Westen kommenden Talabschnittes beginnt eine in das N—S-gerichtete Haupttal reichende Eiszerfallslandschaft mit zahlreichen offenen und vermoorten Söllen. Diese an sich bekannte Erscheinung könnte durch Palynologen oder mit Hilfe der C¹⁴-Methode genauer bzw. absolut datiert werden; da sie im Bereich der Mur liegt, sind aus ihr eventuell Hinweise auf die Zweigliederung der Würmvereisung im Sinne SPREITZERS möglich. Über die Moränen und damit zusammenhängende Talverlegungen siehe auch bei BÖHM 1900 und PENCK 1901—1909.

Auch die beiden gegen Osten anschließenden Täler der südlichen Seckauer Tauern wurden bereits beschrieben. Der Ingering-Gletscher kann als der größte der östlichsten Gruppe der Niederen Tauern bezeichnet werden. Große Kare, in denen verschiedene Rückzugsstände zu beobachten sind, aber auch weite Höhenrücken führten zu einem 10 km langen Gletscher, der ebenfalls deutliche Endmoränen und daran anschließende Sanderflächen hinterließ. Ganz ähnlich verhält es sich mit dem 1 km talab liegenden rißzeitlichen Gletscherende (1020 m). Für das präwürmzeitliche Alter sprechen neben der erforderlichen Schneegrenzdepression

vor allem die Unterschiede in Verwitterungstiefe und -intensität, die bei letzterer zu einem höheren Tonreichtum und mächtigem B-Horizont führte. Da sich der Charakter des Tales mit dieser Moräne stark ändert und an Stelle des Troges ein Kerbtal mit nur seltenen schmalen Erweiterungen tritt, ist anzunehmen, daß die glaziale Umgestaltung hier ein Ende gefunden hat. Ob eine ältere Vergletscherung (Mindel) eine größere Ausdehnung erreicht hat, scheint dadurch unwahrscheinlich zu sein, umso mehr, als es nicht gelang, weiter talab Moränenmaterial zu finden. Andererseits fehlt eine höhere Terrasse als die rißzeitliche Hochterrasse selbst im Raum von Ingering (II), wo sich das Tal weitet.

Bis fast 1060 m zieht ein jungquartäres Zungenbecken im Feistritzgraben herab. Während die Endmoränen hier keine typischen Formen zeigen, kann man weit talauf in größeren Abschnitten Seitenmoränenwälle verfolgen, die eine relativ genaue Rekonstruktion des Gletschers erlauben. Deutlich ist auch hier ein Seitentalstau durch die Seitenmoränen festzustellen (Freudental); der verlandete See hat auch hier bisher keine genauere Untersuchung erfahren, die eine absolute Datierung ermöglichen könnte.

Die Gräben der Seckauer Alpen zwischen Ingering- und Feistritzgraben waren durch schmale und relativ kurze Gletscherzungen charakterisiert: Die zu kleinen Karen umgebildeten Quelltrichter hatten ein zu kleines Einzugsgebiet, um den Nachteil der reinen Südexposition und des steilen Geländes zu kompensieren. So weist auch nur der Goldlackengraben im SE des Seckauer Zinken (2397 m) auf eine kurze Strecke Trogtalcharakter auf. Auf Grund der Schneegrenzberechnung nach der Methode HÖFERS ist die würmzeitliche Firnlinie bei 1700 m anzunehmen. Dieser hohe Wert liegt in der Westexposition und dem starken Gefälle der Hochtäler begründet. Die Größe der Moräne geht auf die starke Schutzzufuhr der über das Eis aufragenden Gipfel (Gr. Griebstein, 2337 m, Knaudachkogel 2227 m, Lärchkogel 2258 m) zurück.

Im Talverlauf finden sich auch mehrfach spätglaziale Moränen (s. d.).

Gaalgraben:

Im Gaalgraben befand sich einer der beiden Großgletscher mit über 10 km Länge. Dementsprechend ist auch eine Vielfalt von Akkumulationsformen und glazigenen Erscheinungen ausgebildet. Neben den eigentlichen Endmoränen, die besonders am rechten Ufer des ehemaligen Gletschers einen mächtigen Wall bilden, sind es Eiszerfalls- und Eisrandformen, die die Glaziallandschaft bestimmen; sie wurden bereits beschrieben (NAGL 1971 a:25-33) und können daher zusammenfassend dargestellt werden. Innerhalb des vermoorten Zungenbeckens, welches seit 1970 melioriert wurde, sind es kleine, aber sehr typische Osformen (Esker), die auch gut aufgeschlossen sind und die fluviatile Schichtung zeigen. Darunter liegt Grund-, darüber eine Deckmoräne. Die mächtige Endmoräne, an die eine breite, vom Bach in zwei Teile zerschnittene Sanderfläche anschließt, zeigt in einem Aufschluß ebenfalls ein charakteristisches Bild (ungeregelte Lagerung von Grob- und Feinmaterial, gekritzte Geschiebe); besonders interessant ist jedoch die immer wiederkehrende Erscheinung der Plombierung eines Seitentales, die hier zu einem heute verlandeten Stausee geführt hat. Auch hier wäre die Möglichkeit gegeben, durch Pollenanalysen eine Datierung zu versuchen, eine Methode, die hier noch nicht angewendet wurde. Der Uferhang zeigt eine Strandterrasse, die auf einen längeren Stillstand eines etwas abgesenkten Seespiegelniveaus deutet. Abb. 4 zeigt einen Schnitt durch das Zungenbecken des würmzeitlichen Gaalgletschers. Etwas außerhalb befinden sich 1,5 km talab endend die Reste einer älteren, wahrscheinlich der Rißvergletscherung, über die anschließend berichtet wird. Mindelmoränen konnten bisher nicht gefunden werden.

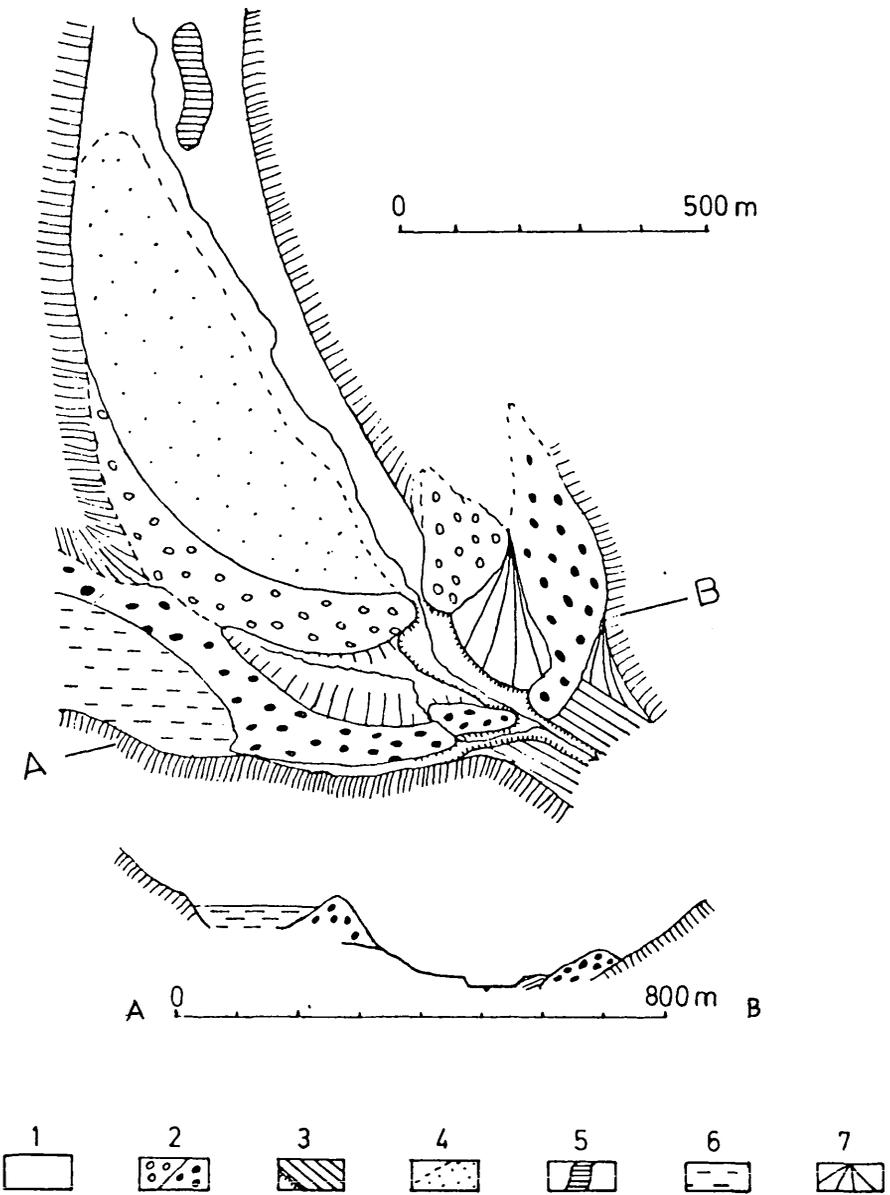


Abb. 6: Das Zungenbecken des würmzeitlichen Gaalgletschers: 1. Spätglaziale Schotter — 2. Würm-Endmoränen (doppelter Wall) — 3. würmzeitlicher Sander (zu Terrassen zerschnitten) — 4. verlandetes Moor (heute aufgeforschet) 5. Os — 6. See- und Stausedimente des durch Moränen abgeschlossenen Seitentales — 7. Schwemmkegel.

Die NE-exponierten Gräben:

Keinerlei Erwähnung findet sich in der Literatur über die Gletscher, die gegen das Liesing- und Paltenbachgebiet gerichtet waren. Allerdings beschränkt sich hier die Glazialformung auf die höchsten Gebirgsteile, die Täler selbst zeigen bereits normalen Mittelgebirgscharakter, ähnlich jenem des östlichen Steirischen Randgebirges. Wenn dies auch teilweise auf die hier bereits gebirgsaufbauenden Grauwackengesteine zurückzuführen ist, muß doch als Hauptgrund die fehlende Trogtalbildung angesehen werden. Von Osten kommend zeigt der Hagenbachgraben als erster Glazialspuren. Die weit herabziehenden flachen Karböden verhinderten jedoch eine dem Südabschnitt entsprechende Größenentwicklung der Gletscher, weil sie in ihrer ganzen Breite in das Ablationsgebiet gelangten (und nicht nur die schmale Gletscherzunge). Umso stärker wirkte sich allerdings die Rißeiszeit aus, da dann gerade dieser Nachteil als Vorteil wirkte (starke Vergrößerung der Akkumulationsfläche; siehe NAEL 1968 und 1970). Eine Trogtalbildung bleibt auf die obersten Talabschnitte des Gotsalmbachgrabens beschränkt, die Stufenbildung ist jedoch fast überall zur Ausbildung gekommen. Im einzelnen ist der Gotstalkessel nördlich des Seckauer Zinken und das Brandstätterkar (mit Reichartkar westlich und Bärntal östlich davon) zu nennen: Beide können als Ursprungsgebiete echter Talgletscher bezeichnet werden. Sichere Endmoränen fehlen, nur auf Grund von Seitenmoränenresten läßt sich die Ausdehnung der Gletscher erkennen, wie sie auf Karte III eingetragen ist. Zur Zeit der spätglazialen Kargletscher herrschten jedoch so strenge Periglazialbedingungen (mächtige Schutthalde, Murenkegel und Bergstürze), daß die meisten Glazialakkumulationen unter Soliflukts- und Schuttmassen begraben worden sind. Der Liesinggraben (oberhalb Unterwald) verhält sich ähnlich. Während die stadialen Gletschervorstöße außerordentlich mächtige Grund- und Endmoränenlandschaften hinterlassen haben, sind würmeiszeitliche (und ältere) Sedimente sehr selten, wenn auch deutlicher als im Hagenbachgraben erhalten. Ein wichtiger Aufschluß befindet sich beim Hof Steilbacher (im Steilbachgraben in ca. 1220 m Höhe). Er zeigt folgendes Bild:

An den Außenrand einer Seitenmoräne sind Eisrandbildungen in Form von kreuzgeschichteten Sanden und Deltaschüttungen angelagert. Das Ganze kann auf Grund der Gesamtlage nur eine gletscherrandnahe Bildung sein, die in kleinsten Resten erhalten ist; aus diesem Grunde fehlen auch die obersten Sedimentzonen, die eine Datierung auf Grund der Verwitterung ermöglicht hätten. Die Frische des Materials jedoch und die überwiegend sandige Komponente der Moränenmatrix sprechen für würmeiszeitliches Alter. Als weiterer Hinweis können Terrassen angesehen werden, die talaus häufig auftreten und erst an der Engstelle vor dem Austritt in die Längstalfurche enden. Ihre Zusammensetzung entspricht jedoch ganz der Niederterrasse im Kammertal, so daß sie als Niederterrasse bezeichnet werden muß. Die Höhe von maximal 6 m ist auf die Stauwirkung der Enge zurückzuführen! Das von Westen einmündende Seitental (eigentl. Liesing) zeigt die Terrasse teils noch als geschlossenen Talboden (Sander), der nahe vor Seitenmoränenresten abbricht: Der Übergangskegel und die Endmoräne sind von den Schmelzwässern vernichtet worden, die Lage des Gletscherendes ist jedoch deutlich erkennbar.

Allen nordentwässernden Tälern ist also die Entwicklung von einigen kilometerlangen Talgletschern während der Würmeiszeit gemeinsam. Sie haben nicht nur Sedimente hinterlassen, sondern auch zu einer sehr auffälligen Erweiterung der sonst kerbartigen Täler geführt, wenn auch hier echte Tröge auf die höchsten Talabschnitte beschränkt bleiben. Da diese glaziale Umgestaltung ca. 1—2 km

unter die Würmmoränen talbab reicht, ist die Länge der Reißgletscher auch aus diesem Grund wohl nicht viel größer als die der Würmgletscher gewesen, doch fehlen Endmoränen durchwegs. Im weiteren Gebirgszug gegen NW, der schon auf Grund der Dominanz von Grauwackenzonegesteinen weniger scharfe Formen aufweist, verlieren die Kare ihre landschaftsgestaltende Bedeutung: Bei Gipfelhöhen unter 1900 m abs. Höhe ist die glaziale Umgestaltung gering und die vorhandenen Quellrichter und Hochtalenden können bestenfalls als Karoide bezeichnet werden; die glazialen Sedimente treten als stark periglazial beeinflusste Grundmoränenflächen kleineren Ausmaßes entgegen. Die sonst so typischen stadalzeitlichen Blockgletschermoränen fehlen vollkommen!

Besonders problemreich erscheint das einzige gegen NW geöffnete Tal, das **Triebental**, zu sein. Allgemein wurde angenommen (BÖHM von BÖHMERSHEIM 1900, PENCK & BRÜCKNER 1909), daß sich ein würmzeitlicher Gletscher durch das ganze Tal bis oder nahe an den Ennsgletscher im Paltental gezogen habe. Die Begründung lag in der breiten Talform.

Meines Erachtens befanden sich aber gerade hier nur mehr sehr kleine Gletscher, das Haupttal selbst war ab der Berger-Hube (1200 m) eisfrei. An den Talwänden hingen kleinere Kar- und Hanggletscher, nur durch den Ardlingbachgraben zog sich ein schmaler Eisstrom bis zum Triebental herab (Triebenthalhütte 1100 m). Er verursachte auch eine Talauflagerung, die einen bis 0,5 km breiten Talboden ergibt. Ein Tallängsprofil zeigt diese Verhältnisse relativ deutlich. An die Seitengletscher sind steile Schwemmfächer angeschlossen, die an Moränen abstoßen. Auch der Hauptzubringer des Triebentales, der Mödringbach, fließt zwischen 1320 m und 1460 m am Außenrande einer mächtigen Moränenzunge, die aus dem Mödringer Kar herauszieht. An diese schließt ein breiter Schotterfächer an, der als Sander gedeutet werden muß; auf Grund der Bodenentwicklung, die ganz jener der Würmmoränen im Ingering- und Gaalgraben entspricht, und den mächtigen Hangschuttkegeln, die ebenfalls reife Braunerden aufweisen, scheint die Würmverglätscherung nicht größer gewesen zu sein.

Die Reißverglätscherung hingegen erfüllte das Triebental bis knapp unterhalb der Einmündung des Tauernbaches. Dafür sprechen zahlreiche Erratika am Hange bis zu durchschnittlich 150 m relativer Höhe, selten auch darüber, aus Seckauer Granit. Diese gewaltige Ausdehnung auf ca. 12 km ist nur dadurch zu erklären, daß die Seitengletscher, die ja auch zur Würmzeit nahe an das Haupttal herankamen, dieses zur Reißzeit ganz erreichten und dem Hauptgletscher neue Eismassen zuführten; als letzter stieß der Tauernbachgletscher herab — 1,5 km weiter endete der gesamte Gletscherstrom. Es ist daher auch zur Reißzeit nur vorübergehend (Hauptreiß) ein Zusammenhang mit dem Ennsgletscher anzunehmen.

Spätglaziale Moränen

Wenig Beachtung haben bisher die wohlausgebildeten und in verschiedenen Formen landschaftsprägenden Moränen der spätglazialen, teilweise sogar postglazialen Gletschervorstöße gefunden. Sie treten sowohl als typische Grund- und Wallmoränen, aber auch in blockgletscherähnlichen Formen auf.

Das Steinach-Stadium kann in mehreren Tälern identifiziert werden. Im westseitigen Bärenal können bei der Bärenalalm in 1440 m deutlich die Endmoränen und der anschließende Sander erkannt und auf Grund der geringen Verwitterung sowie der aus der Lage resultierenden Schneegrenze (nach der Methode HÖFERS) von 1800 m bestimmt werden. Diese und höher folgende Moränen konnten auch von einer Fortgeschrittenen-Exkursion unter der Leitung des Verfassers (Juni 1972) kartiert werden. Der vom Gr. Gießstein (2337 m) kom-

mende Gletscher vereinigte sich noch mit jenem, der vom Lärchkogel (2258 m) — Amachkogel (2312 m) herabkam, sodaß sich eine ca. 4—8 m hohe Mittelmoräne ausbilden konnte.

Im für die Gletscherbildung begünstigten Gaalgraben (siehe Würmgletscher!) reichte der Steinachstrom bis auf 1260 m, wo seine Endmoräne eine kleine lokale Epigenese verursachte. Wie es sich dort zeigt, bildete sich der Gletscherabfluß rechts am Talrand, wo er sich rasch eintiefte und den festen Fels erreichte. Das alte Tal wurde später noch von dem mächtigen Schwemmkegel des Kuhbaches überdeckt, sodaß die Moräne nur mehr rechtsufrig als solche zu erkennen ist.

Im Ingeringtal ist eine sichere Datierung schwer möglich. Bei der Hinteralmhütte in 1518 m liegt eine Moräne, die bei der geringen hinteren Talumrahmungshöhe von nur knapp 2000 m steinachzeitlich eingestuft werden kann. In den Seitengraben, den würmzeitlichen Haupteislieferanten, sind alle Moränen unterhalb der Karböden stark verschwemmt (Steilheit) und nicht voneinander zu trennen.

Während in den südexponierten Tälern, die in schmalen und steilen Kerben das Seckauer Becken erreichen, Würmmoränen fast gänzlich fehlen, sind die des Spätglazials weit verbreitet. Südlich des Seckauer Zinkens (2397 m) wiederholt sich am Zusammenfluß von Zinkenbach und Goldlackenbach in 1340 m— 1400 m im Kleinen die Moränenlandschaft des Pölstales: Mächtige Moränenmassen, die durch Zerfalls- und Rückzugsformen gegliedert werden, bestimmen das Bild. Das ostexponierte Goldlackenkar (am Ostabfall des Zinken) bewirkt die relativ geringe Schneegrenze von 1760 m, die anschließenden Glatthänge lieferten gewaltige Schuttmassen, sodaß es während des Höchststandes zu einem Rückstau im Zinkenbachgraben kam. Auch in den anderen Gräben sind Äquivalente zu finden, so vor allem im Schwaigerbachgraben in 1440—1448 m Seehöhe.

Die besonders gut ausgeprägte Steinachmoräne im Feistritzgraben wurde bereits beschrieben; der in 1380 m endende Gletscher besaß eine Schneegrenze von ca. 1790 m. Die gute Erhaltung der End- und Seitenmoränen macht eine genaue Rekonstruktion des steinachzeitlichen Eisstromes während seines Maximalstandes und eines kleineren Rückzughaltes möglich.

In den NE-exponierten Karen des Hagenbach- und Liesinggebietes sind zwar mehrfach Moränen in ähnlicher Höhenlage verbreitet (Gotstalalm 1450 m, S. Hochreichartschutzhaus 1520 m, N. Schönebenalm bis 1480 m, Hühnerkaralm 1480 m), aber sie treten nicht mehr als Wallmoränen, sondern als blockgletscherartige Grundmoränen auf. Man kann sie daher als fossile Blockgletscher bezeichnen, wenn man die Moränennatur der Blockgletscher als Definitionsgrundlage nimmt. Es sind breite, durch grobblockige, gegen die Zungenmitte aufgewölbte Formen gekennzeichnete Erscheinungen, die mit steilem Rand enden. Da sie unter Wald stehen, sind sie oft schwer überschaubar; im Einzelnen sind wassergefüllte Toteisformen oder alte Schmelzwasserrinnen eingeschaltet. Sie verdanken ihre Entstehung einer überaus starken Schuttbildung im Spätwürm, in welcher die neuen Gletscherströme ersticken, weil das Gefälle der breiten Talböden für dirigierte Eisströme zu gering war.

Die gschnitzzeitlichen Blockgletscher

In Höhen über 1800 m finden sich in fast allen Karen Blockmassen, die in Moränenart oder — häufiger — in Form von Blockgletschern abgelagert sind. Die Korngröße liegt im Durchschnitt bei 1 m Kantenlänge, doch treten häufig Groß- bis Riesenblöcke mit Durchmesser von über 2 m bzw. über 5 m auf! Einerseits auf Grund der für die Gletscherbildung notwendigen Schneegrenzdepression von 700

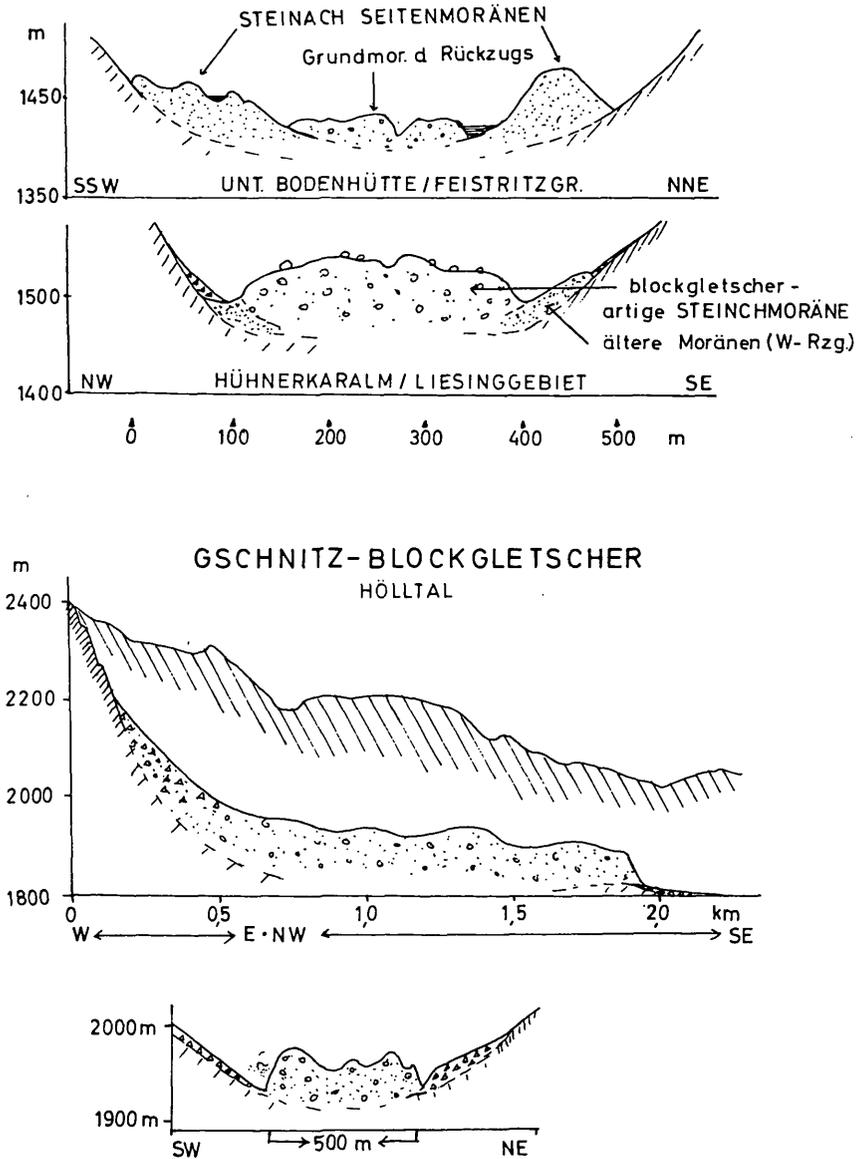


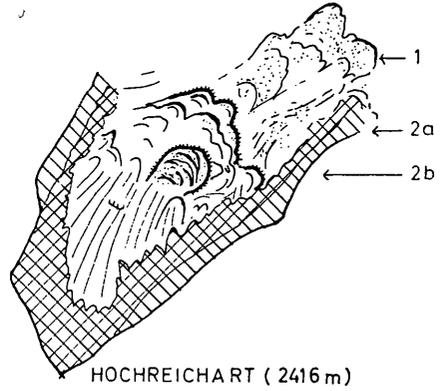
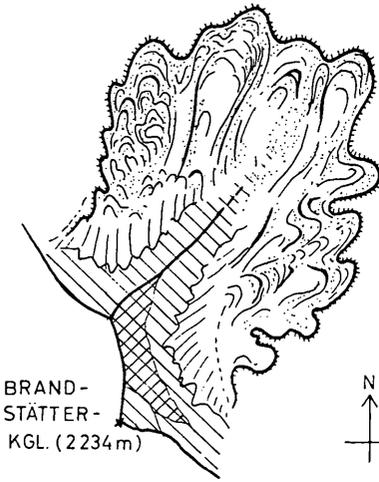
Abb. 7: Die beiden oberen Querprofile zeigen die normale Entwicklung von Steinach-Moränen. Im Falle Feistritzgraben kamen typische Seiten- und Endmoränen zur Ablagerung, im Liesinggebiet ist bereits zur Zeit des Steinachstadiums der Übergang zu blockgletscherartigen (Grund-) Moränenformen erkennbar; es fehlen jedoch die charakteristischen Wülste der Blockgletscher.

Die unteren Profile vergleiche man mit Abb. 8: Sie zeigt einen Blockgletschertyp des Gschnitzstadiums, der Anklänge an die Formen der Hohen Tauern aufweist.

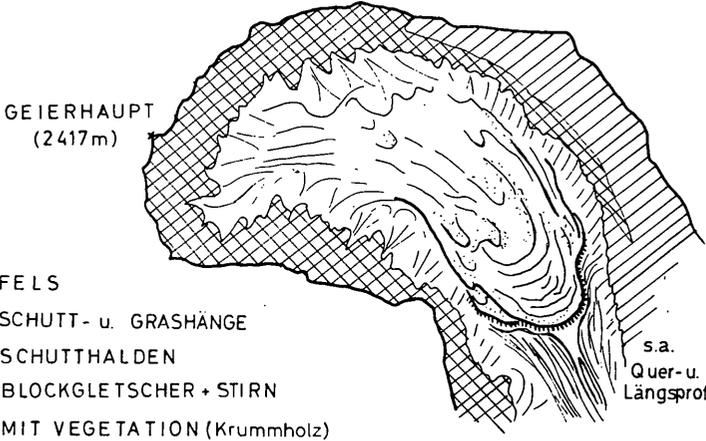
Erratum: STAINACH- statt STEINACHMORÄNE.

TYP 1: Brandstätterkar

TYP 2: Reichartkar



TYP 3: Hölltal



0 500 1000 m

Abb. 8: Drei der vier Grundtypen von Blockgletscher-Moränen in den Seckauer Tauern:

Typ 1: fächerförmige Ausbreitung in den Karböden

Typ 2: mehrphasige Akkumulationen (Wiederbelebung im Daun)

Typ 3: Hochtalkar-Typ mit ehemals angeschlossenem Firnfeld (heute Schutthalden)

Typ 4: nicht abgebildet; Grundmoräne mit blockgletscherartigem Abschluß aus der Beginn- und Endphase des Gletschervorstoßes

bis 800 m (durchschnittliche Schneegrenze der Gschnitzzeit daher 2000 m—2100 m) und der grobblockigen Art, die für zahlreiche Gschnitzmoränen der Ostalpen typisch ist (vgl. SCHANTL 1969) werden die hier entsprechenden fossilen Blockgletscher dem Gschnitz zugeordnet. Ein sicherer Beweis durch absolute Datierungen bzw. allerözeitliche Böden, die überfahren wurden, konnte zwar bisher nicht gefunden werden, doch sprechen zahlreiche Erscheinungen dafür: So vor allem die Grobblockigkeit, die ihre Ursache in einer der Gletscherphase vorausgehenden stärkeren chemischen Verwitterung entlang der Felsklüfte hat, und der starke Gegensatz zwischen dem Blockgletschermaterial und dem darunter liegenden überfahrenen Material, welches viel feiner und mit Schluff- und Tonzonen angereichert ist. Die feineren Komponenten sind zwar sicher zum Teil auf den Transport durch Sickerwässer in die Tiefe gelangt und dort angereichert worden, doch liegt der Gesamtdurchschnitt der Steinfraktion immer noch bei nur 0,2 bis maximal 0,5 m, beträgt also rund 1/10 derjenigen der Blockgletscher. Wie der Verf. 1971 b in der Hafnergruppe dargelegt hat, steht die Moränennatur dieser Formen außer Zweifel; sie stammen von einem kräftigen Gletschervorstoß, der allerdings nicht imstande war, die anfallenden Schutt- und Blockmassen vollkommen aufzuarbeiten, da das Verhältnis Eis-Gestein gleichwertig oder zu Ungunsten des Eises entwickelt war. Von den zahlreichen Vorkommen mögen einige typische Arten näher beleuchtet und durch Abbildungen und Bilder veranschaulicht werden.

1. Die Formen im Brandstätterkar (östlich des Hochreichart, 2416 m).
2. Im Reichartkar (nördlich des Hochreichart).
3. Im Hölltal (östlich des Geierhaupt, 2417 m).
4. Im Eberlkar (nördlich des Gr. Grießstein, 2337 m).

Die vier Beispiele unterscheiden sich voneinander im einzelnen durch ihr Verhältnis Länge : Breite bzw. durch ihre zeitliche Innengliederung. Neben mehr flächig ausgebreiteten Typen mit sehr einheitlichem Charakter (Typ 1) gibt es solche mit einer Gliederung in eine ältere Haupt- und darin eingelagerte jüngere Kleinform (Typ 2); bei den talförmigen Arten können von den als Ganzes zu den Blockgletschern zählenden Erscheinungen (Typ 3) die nur in Abschnitten voll dazu entwickelten (Typ 4) abgetrennt werden. Diese Vielfalt ist keineswegs auf zeitliche Unterschiede zurückzuführen, sondern orographisch und lokalklimatisch bedingt (Abb. 7, 8).

Typ 1, Beispiel Brandstätterkar: In diesem zwischen Hochreichart und Meierangerkogel (2356 m) ausgebreiteten Großkar liegt ein vom Hochreichartschutzhause leicht erreichbarer fossiler Blockgletscher, der vom Brandstätterkogel (2234 m) seinen Ausgang nimmt. Beiderseits des flachen, gegen NE gerichteten Seitenkammes und sich an dessen Ende vereinigend befindet sich die gschnitzzeitliche Moränen-Blockmasse. Sie fällt mit einer ca. 20 m hohen Stirn gegen das Vorland ab; die scharfe Grenze gegen den nördlich anschließenden Karboden ist der Standort zahlreicher Schuttquellen. Die zwischen 1700 m und 1900 m Höhe am typischsten ausgebildete Form geht gegen die Kämme in jüngere bis rezente Schutthalden über. Die Stoßrichtung des ehemaligen Gletschers ist durch zahlreiche, fingerförmig angeordnete Loben klar erkennbar. Besonderes Interesse verdient auch die Gliederung in bereits begrünte und vollkommen vegetationsfreie Zonen: Letztere zeigen die größte Längenausdehnung und die größte Häufung von Riesenblöcken. Sie deuten den ehemaligen Hauptstamm des Eises an, welcher auch lange Zeit nach der Gschnitzzeit noch als aktiver Blockgletscher gewirkt hat, wobei feinere Komponenten völlig durch Rieselwässer abgeführt worden sind. So besteht ein auffälliger Gegensatz zwischen der bewaldeten (bzw. alpinen Matten) Umgebung des Blockgletschers, seinen latschenbedeckten randlichen Teilen und

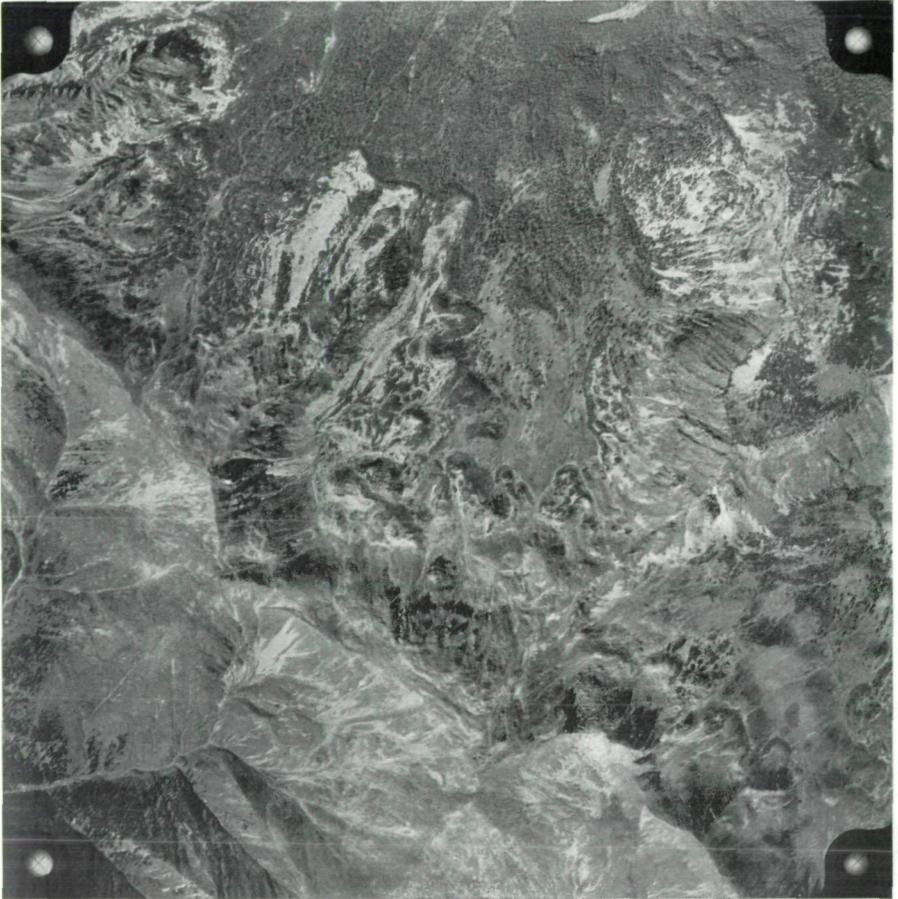


Abb. 9: Luftbild des Typs 1 „Brandstätter Kar“. Neben der starken Aufgliederung in einzelne Lappen ist deutlich der zentrale, ehemals gewölbte Stromstrich des Blockgletschers zu erkennen, der im Daunstadium eine neuerliche Aktivierung erfahren hat; am Rand gegen die Kämme sind postglaziale Schneeschuttwälle zu erkennen. Kammhöhe 2100—2200 m, Blockgletscherende ca. 1860 m. Verv. m. Gen. des Bundesamtes f. Eich- u. Vermessungswesen (Landaufnahme) Wien G. Z. L. 62.674/57.

seinen nur von Flechten überzogenen grobblockigen Zentralzonen (siehe Abb. 8, 9).

Der zweite Typ ist besonders deutlich im westlich benachbarten Reichartkar entwickelt. Bis auf 1700 m außerhalb des steilwandig umrahmten Kares herabziehend, sind hier von einer Wallmoräne umrahmte Grundmoränenmassen abgelagert. Ihre Zuordnung ist etwas schwierig, da sie der Höhe nach ebenfalls zu Gschnitz gehören, der Form nach aber etwas älter sein müssen; bei einer heute allgemein angenommenen Mehrgliederung des Gschnitz könnte man hier in eine Bestätigung für das Oszillieren der damaligen Gletscher finden. Bei 1830 m liegt die wieder sehr deutliche 50 m hohe Stirn des Blockgletschers, dessen Rand (wie auch im Brandstätterkar) wohl durch die austretenden Quellen eine Begrünung durch Erlen und Latschen zeigt; dahinter folgt die fast vegetationsfreie, aber-

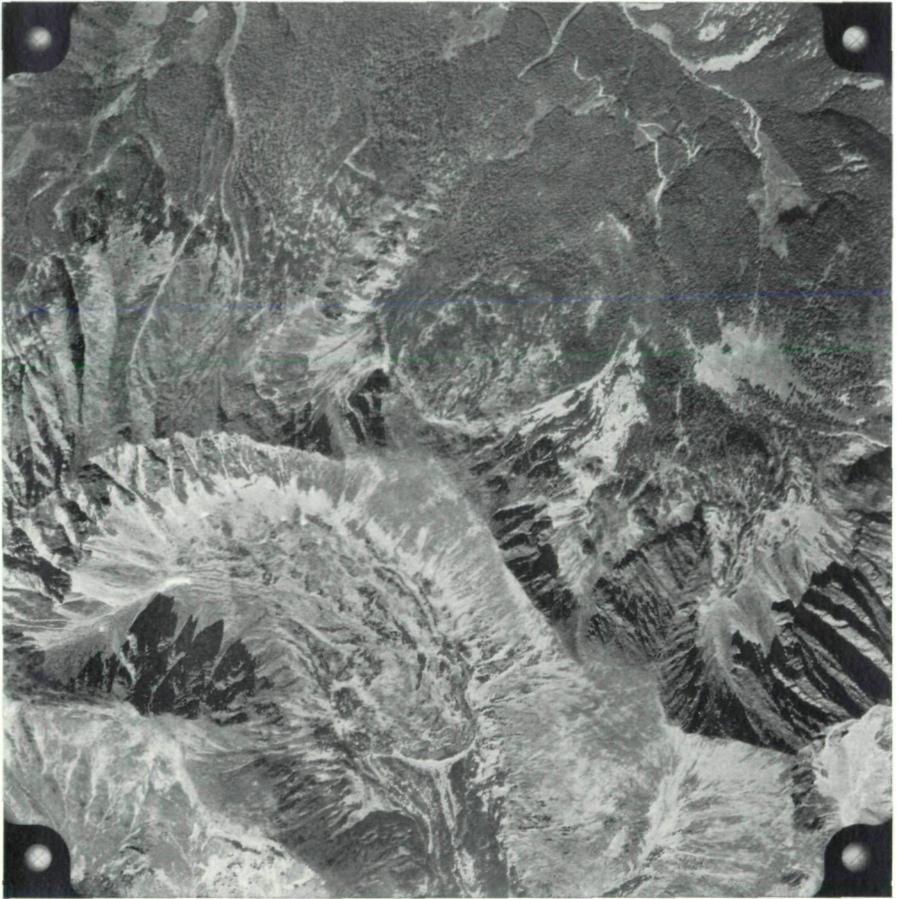


Abb. 10: Luftbild des Typs 3 „Hölltag“. An. linken Bildrand das Geierhaupt (2417 m). Neben dem gewaltigen Blockgletscher sind kleinere Formen nördlich des Kammes und die Asymmetrie der Bergrücken durch die Glatthangbildung und Karwandunterschneidung zu ersehen, Verv. m. Gen. d. Bundesamtes f. Eich- u. Vermessungswesen (Landesaufnahme Wien G. Z. L. 62.674/57.

mals sehr grobblockige Hauptmasse. Zum Unterschied von Typ 1 ist hier jedoch aus der Karwurzel nach Ablagerung der ersten Masse neuerlich ein Blockgletscher vorgestoßen, der mit 7 bis 8 parallelen halbkreisförmigen Wülsten (Stirn 20 m Höhe) dem Hauptblockgletscher aufgelagert ist. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei um eine Wiederbelebung in der Daumphase handelt, die nur an besonders günstigen Stellen (große Gipfelhöhe: Hochreichart 2416 m, günstige Exposition: NNE) nochmals zur Blockgletscherbildung führte, während sonst kleine Wallmoränen entstanden sind. Diese beiden Grundtypen sind in den NE-exponierten Karren der Seckauer Tauern weit verbreitet, neben dem Hauptkamm auch um den Pletzen (2345 m) und im westlichen, oft als Triebener Tauern bezeichneten Abschnitt (Gr. Griesstein 2337 m). Dazu Abb. 8.

Das größte und klarste Beispiel des dritten Typs ist der Blockgletscher des Hölltals östlich des 2417 m hohen Geierhaupts, begründet in der Form dieses ty-

pischen Hochtalkars. Von 200—300 m hohen, bei SW-Exposition zu Glatthängen umgeformten Wänden liegt der relativ flache Karboden in 2000 m bis 1700 m. Sein oberer Abschnitt wird auf 1,5 km Länge von einem mächtigen Blockgletscher erfüllt, der gegen die Karrückwand in Schutthaldden übergeht; seine Oberfläche weist stellenweise gegensinniges Gefälle auf. Seine Dicke beträgt regional zumindest 60 m, da seine Stirn mit 50—60 m hohen Steilrändern (45° Neigung) gegen den Hochtalboden abbricht. Der in 1840 m endende sehr einheitlich aufgebaute Blockgletscher der Gschnitzzeit hat bei seinem Vorstoß vor allem das linksufrige Gelände unterschritten, sodaß in seinem unteren Abschnitt die ihn begleitenden Glatthänge gegen unten eine Verjüngung durch Anrisse, Versteilung und Vernichtung der Grasdecke erfahren haben. Auf den Blockgletscher haben sich nur mehr daunzeitliche Schneeschuttwälle im hinteren Abschnitt aufgelagert. Rezente aktive Schutthaldden sind ein Zeichen für die heute dominierenden periglazialen Kräfte in Höhen über 2100 m. Wie SPREITZER 1960 betont hat, ist die Asymmetrie in der Formgebung expositionsbedingt: Auch hier sind die Blockgletscher und scharfen Karformen auf N- und NE-exponierte Hänge beschränkt, die S- und NW-Hänge unterliegen einer — in tieferen Lagen bereits abgeschlossenen — Glatthangbildung. Zum Hölltal siehe Abb. 8, 10.

Im Eberlkar, welches als Stufenkar (mit einem Karsee) bezeichnet werden kann, endet an der oberen Stufe in 1700 m ein Blockgletscher, der in seinen höheren Teilen in normale Grundmoränen übergeht; hier hat nur der erste Vorstoß zum Aufbau eines Blockgletschers geführt, im weiteren dominierte das Eis, sodaß ein echter Kargletscher entstand. Ähnlich wie hier sind die Formen auch in den benachbarten Karen um die Hochleitenspitze (2329 m) und den Karen des Pletzen (2345 m), wo die Typen 2 und 4 nebeneinander auftreten.

Wie im vorher Gesagten angeklungen ist, können noch daunzeitliche Moränen und Schneeschuttwälle erkannt werden; sie verlangen eine Schneegrenze um 2150—2200 m und treten nur in Nord- und Ostexposition auf. Eine viel größere Bedeutung hatte damals bereits die Wirkung des Periglazialklimas, wie die außerordentlich mächtigen Schutthaldden und die fossilen Glatthänge zeigen. Auch rezent sind Wanderschuttdecken, Streifenböden und ähnliche Solifluktionserscheinungen in Höhen bis 1700 m herab verbreitet, über 2000 m dominant. Hier muß auch auf die Bedeutung dieser Schuttformationen für das Wasserregime hingewiesen werden, denn die Speicherkapazität dieser schutt- und blockgletschererfüllten Kare ist trotz der Grobheit des Materials erstaunlich groß.

Zusammenfassung

Vergleichende Untersuchungen in den östlichen Hohen Tauern und in den Niederen Tauern haben gezeigt, daß die Entstehung von Blockgletschern neben petrographischen Voraussetzungen immer dann möglich ist, wenn ein Raum nur mehr wenig über die Schneegrenze reicht. Diese läßt sich durch die durchschnittliche Höhenlage der Grenzzone zwischen dem unterhalb der klimatischen Schneegrenze liegenden Blockgletscher und der ihn überragenden Felswände (Gipfel, Grate) ermitteln. Der erhaltene Wert liegt bei gschnitzzeitlichen fossilen Formen bei (1900—)2000—2100 m, bei rezenten Formen lokal bei 2600 m (N-Exposition im Tauern-Hauptkamm), sonst bei 2800—2900 m.

Daraus ist weiters eine räumliche und zeitliche Differenzierung (s. Abb. 11) von Westen gegen Osten abzuleiten. Die tiefsten und ältesten, heute fossilen Formen finden sich in den Seckauer Tauern, inaktive — aber jederzeit zu belebende Formen — in den zentralen Schladminger Tauern und heute noch aktive Blockgletscher bedeutend höher in den Hohen Tauern, jeweils im Grenzbereich zwischen glazialen und periglazialen Kräftespiel.

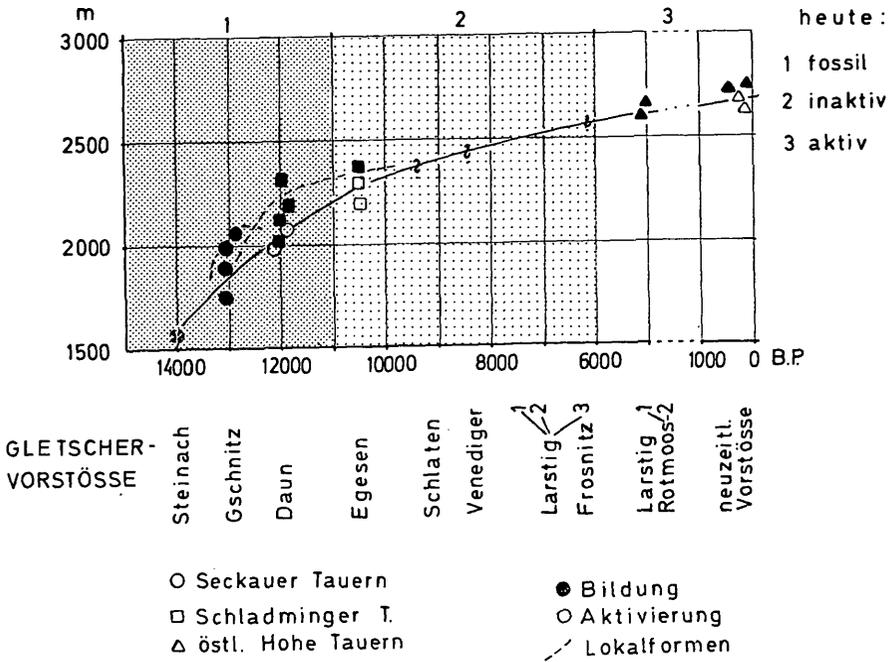


Abb. 11: Zeit-Raum-Diagramm der Blockgletscher in den Tauern (Beispiele).

Literatur

- AIGNER A. 1905. Eiszeitstudien im Murgebiet. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 32.
- BARSCH D. 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. — Z. Geom., Suppl. 8.
- BOESCH H. 1951. Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. — Les Alpes.
- BÖHM V. BÖHMERSHEIM A. 1900. Die alten Gletscher der Mur und Mürz. — Abh. Österr. Geogr. Ges., II.
- FABIANI E. 1962. Morphologische Studien in den südlichen Niederen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Spätglazials. — Diss. phil. Graz.
- FINK J. 1970. Österreichs Böden im Spiegel der bodenbildenden Faktoren. — In Mem. N. V. Cernescu et M. Popovát. Geol. Inst. Ser. C. Bull., Bucharest, 18.
- FLIRI F. 1971. Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Tirol). — Z. Gletscherkde. Glazialgeol. VII.
- HAUPTMANN L. & HERITSCH F. 1908. Die eiszeitliche Vergletscherung der Bösensteingruppe. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 117.
- HEUBERGER H. 1966. Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. — Wiss. AV-Hefte, 20.
- JÄCKLI H. 1967. Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. — Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 36.
- MAYR F. 1964. Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. — Z. Geom., NF 8.

- MESSERLI B. 1967. Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. — Geogr. Helv. 3.
- NAGL H. 1968. Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 176:8-10.
- 1971 a. Zur eiszeitlichen Vergletscherung der Seckauer Tauern. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 113.
- 1971 b. Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllaltales (Hafnergruppe, Kärnten). — Carinthia II, 161/81.
- PATZELT G. 1973. Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen), mit 6 Pollendiagrammen von S. BORTENSCHLAGER. — Geom., NF, Suppl. 16.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. 1901—1909. Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bde., Leipzig.
- SCHANTL H. 1969. Geomorphologische Untersuchungen der Seetaler Alpen einschließlich Pressner Alpe bis zum Klippitztörl. — Diss. phil. Wien.
- SLANAR H. 1967. Geomorphologische Untersuchungen in den Wölzer Tauern. — Diss. phil. Wien.
- SPREITZER H. 1960. Hangformung und Asymmetrie der Berggrücken in den Alpen und im Taurus. — Z. Geom., Suppl. 1.
- Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Hubert NAGL, Geographisches Institut der Universität Wien, Universitätsstr. 7/V, A-1010 Wien.