

Kapitel 2 | Geologie und Geomorphologie von Obergurgl und Umgebung

Karl Krainer

Zusammenfassung

In der Umgebung von Obergurgl sind Gesteine des Ötztal-Stubai-Komplexes und des Schneeberger Komplexes aufgeschlossen. Beide Einheiten gehören zum ostalpinen Deckensystem. Der Ötztal-Stubai-Komplex setzt sich in der Umgebung von Obergurgl hauptsächlich aus Paragneisen und Glimmerschiefern zusammen. In den Gesteinen des Ötztal-Stubai-Komplexes konnten bislang drei Metamorphoseereignisse (kaledonisch, variszisch und alpidisch) und mehrere Deformationsphasen nachgewiesen werden. Der Schneeberg Komplex besteht aus grobkörnigen Glimmerschiefern mit Zentimetergroßen Granaten und Hornblenden, Amphibolit und Marmor. Die Gesteine zeigen nur eine alpidische Metamorphose.

Die morphologische Gestaltung der Hochgebirgslandschaft erfolgte vor allem durch die großen, eiszeitlichen Gletscher. Spuren der glazialen Tätigkeit wie Trogtäler, Hängetäler, Kare, Karseen, Rundhöcker, Gletscherschliffe und Moränen sind häufig zu finden. Daneben sind auch periglaziale Erscheinungsformen wie Solifluktionsloben oder Büldenböden sowie Permafrost-Erscheinungen, insbesondere Blockgletscher, anzutreffen.

Abstract

In the area of Obergurgl basement rocks of the Ötztal-Stubai Complex and Schneeberg Complex are exposed. Both units are part of the Austroalpine Nappe System. The Ötztal-Stubai Complex is mainly composed of paragneiss and mica schists. Within rocks of the Ötztal-Stubai Complex three metamorphic events and several phases of deformation have been recorded, which are ascribed to the Caledonian, Variscan and Alpine events. The Schneeberg Complex consists of coarse mica schists with centimeter-large phenocrysts of garnet and hornblende, of amphibolite and marble. The rocks are overprinted by Alpine metamorphism.

The morphological shaping of the high-mountain landscape around Obergurgl by the huge glaciers took place mainly during the Ice Age. Traces of the glacial activity such as U-shaped valleys, hanging valleys, cirques, cirque lakes, rock drumlins, glacial striations and moraines are common. Besides, periglacial phenomena such as solifluction lobes or earth hummocks as well as permafrost features, particularly rock glaciers, occur.

Erforschungsgeschichte

Die erste geologische Aufnahme der Ötztaler Alpen haben Stotter und Trinker in den Jahren 1840 – 1842 durchgeführt, ihre „Geognostische Karte von Tirol“ im Maßstab 1:72.000 erschien 1849. Im Zeitraum 1859 bis 1890 hat Pichler geologische Untersuchungen in den Ötztaler Alpen getätigt. Die erste systematische geologische Kartierung für die Geologische Reichsanstalt in Wien erfolgte durch Teller (1877, 1878), seine Ergebnisse liegen jedoch nur in Form einer handkolorierten geologischen Karte vor. Schließlich hat Hammer im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt einen Großteil der Ötztaler Alpen neu kartiert, die Ergebnisse seiner Aufnahmen sind auf den geologischen Karten Blatt Nauders, Blatt Öztal und Blatt Sölden (alle im Maßstab 1:75.000) festgehalten. Weitere Beiträge zur Geologie der Ötztaler Alpen lieferten Schmidegg (1932, 1933, 1936, 1964) und Sander (1920, 1921, 1929). Eine erste zusammenfassende Darstellung der Geologie der Ötztaler Alpen ist in Klebelsberg (1935) enthalten. Nach dem 2. Weltkrieg wurde die geologisch-petrologische Erforschung der Gesteine der Ötztaler Alpen intensiviert, vor allem durch das Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck. Eine ausführliche Darstellung der Geologie und Petrographie der Ötztaler Alpen stammt von Purtscheller (1969, 1978),

eine Zusammenfassung ist auch in Tollmann (1977) enthalten.

In den letzten 30 Jahren wurde der Kenntnisstand zur Geologie, Mineralogie und Petrologie der Ötztaler Alpen durch zahlreiche Detailarbeiten und vor allem auch durch den Einsatz neuer Untersuchungsmethoden bedeutend erweitert, sodass heute die Ötztaler Alpen zu den am besten untersuchten Gebirgsgruppen in den Ostalpen zählen, die aus metamorphen Gesteinen („Altkristallin“) bestehen. Während die Festgesteine der Ötztaler Alpen sehr gut untersucht sind, liegen über die geomorphologischen Prozesse und Erscheinungsformen bislang nur wenige Studien vor.

Überblick über die Geologie der Ötztaler Alpen

Die Ötztaler und Stubai Alpen gehören zur geologischen Einheit des „Öztal-Stubai-Komplexes“, die südlichen Anteile zur geologischen Einheit des „Schneeberger Zuges“ oder „Schneeberg Komplexes“. Der Öztal-Stubai-Komplex stellt innerhalb der Ostalpen eine eigene tektonische Deckeneinheit dar, die von Tollmann (1977) dem „mittelostalpinen Deckenstockwerk“ zugeordnet wurde. Heute wird der Öztal-Stubai-Komplex auch als Teil des oberostalpinen Deckensystems aufgefasst (Schmid et al. 2004).

Ötztal-Stubai-Komplex

Der Ötztal-Stubai-Komplex setzt sich aus folgenden lithologischen Einheiten zusammen:

- a) „Altkristallin“ (metamorphes Grundgebirge)
- b) Metamorph überprägte mesozoische Sedimente (Brenner Mesozoikum)
- c) Ganggesteine

a) „Altkristallin“

Die Hauptmasse der Ötztaier und Stubai-er Alpen besteht aus „Altkristallingesteinen“. Hauptgesteine sind Paragneise (Abb. 1) und Glimmerschiefer. In diese eingeschaltet sind Orthogneise, Amphibolite und selten Eklogite.



Abb. 1:
Paragneis mit dünnen Quarzlagen und Quarzlinsen, im mm- bis cm-Bereich verfaltet (Ötztal Kristallin). (Foto: K. Krainer)

In den Gesteinen konnten drei Metamorphoseereignisse nachgewiesen werden (siehe z.B. Hoinkes und Thöni 1993, Miller und Thöni 1995, Chowanetz et al. 1997, Hoinkes et al. 1997, Thöni 1986, 1999, Konzett et al. 2003, Tropper und Recheis 2003, Thöny et al. 2008):

1. Eine kaledonische Metamorphose konnte in Migmatiten der Biotit-Plagioklasgneise in den zentralen Ötztaier Alpen nachgewiesen werden. Diese Metamorphose erreichte Temperaturen von 660 – 685°C und Drucke von ≥ 4 kbar (obere Amphibolit- bis untere Granulitfazies) und wurde mit 430 – 490 Millionen Jahren datiert.
2. Eine druckbetonte variszische Metamorphose führte im zentralen Teil der Ötztaier Alpen zur Eklogitbildung bei Temperaturen von 710 – 748°C und extrem hohen Drucken von 26,7 – 27,9 kbar. Diese Metamorphose ereignete sich vor 359 – 373 Millionen Jahren. Eine variszische Metamorphose in Amphibolitfazies konnte vielerorts mit 330 – 350 Millionen Jahren datiert werden. Im Nordwesten der Ötztaier Alpen wurden Temperaturen von 570 – 640°C bei 5,8 – 7,5 kbar erreicht, in der

Sillimanit-Zone 610-670°C bei 4 – 8 kbar, und in der Disthen-Zone 570 – 610°C bei ebenfalls 4 – 8 kbar.

3. Die alpidische Metamorphose wurde mit 73 – 100 Millionen Jahren datiert (Kreide) und zeigt einen zunehmenden Metamorphosegrad von Nordwest (untere Grünschieferfazies) nach Südost wo die Amphibolit- und sogar Eklogitfazies erreicht wurde (550 – 600°C, >11 kb).

Während im Norden Schieferung und Faltenachsen in Ost-West-Richtung streichen, sind im südlichen Teil der Öztaler Alpen große, offene Falten im Kilometer-Bereich mit steil stehenden Faltenachsen anzutreffen („Schlingentektonik“).

In den Gesteinen des Öztal-Stubai-Komplexes konnten vier Deformationsphasen (D1 – D4) nachgewiesen werden (van Gool et al. 1987):

Die älteste Phase D1 ist nur selten relik-tisch erhalten. Die nächstjüngere Phase ist dagegen in Form einer intensiven Foliation und Isoklinalfaltung deutlich ausgeprägt. Der D3-Phase werden offene Chevron Falten zugeordnet, das Alter dieser Phase ist unklar. Die jüngste Deformationsphase D4 wird durch lokale Scherzonen und offene Falten repräsentiert und dem alpidischen Deformationsereignis zugeordnet (Thöni 1986, 1988).

b) Brenner Mesozoikum

Im Bereich der Kalkkögel, der Serlesgruppe und im Tribulaun-Gebiet wird das Altkristallin von metamorph überprägten mesozoischen Sedimentgesteinen überlagert. Die bis zu 1200 m mächtige Schichtfolge reicht von quarzitischen Gesteinen der untersten Trias (Krois und Stingl 1990, Stingl und Krois 1990) über mächtige Kalk- und Dolomitmarmore der Trias bis zu den rötlichen, fossilführenden Kalkmarmoren des Jura (Kübler und Müller 1962, Geysant 1973, Tollmann 1977, Brandner et al. 2003, Prager 2003). Die Sedimentabfolge wurde während der alpidischen Gebirgsbildung metamorph überprägt, wobei im nördlichen Bereich 450°C, im Süden und Südwesten bis zu 530°C und Drucke von 3,5 – 4 kbar erreicht wurden (Purtscheller et al. 1987).

c) Ganggesteine

Im Altkristallin treten bis zu etwa 10 m mächtige basaltische bis andesitische post-variszische Gänge auf, die jedoch die mesozoischen Metasedimente nicht durchschlagen (Purtscheller und Rammlmair 1982).

Schneeberg Komplex

Der südlich angrenzende Schneeberg Komplex zeigt eine zum Öztal-Stubai-Komplex deutlich abweichende lithologische Ausbildung. Hauptgesteine sind

Metapelite und Metakarbonate, also metamorph überprägte tonige und kalkige Sedimente. Diese Sedimente stammen aus dem Altpaläozoikum bis Präkambrium und haben ursprünglich das Altkristallin des Ötztal-Stubai-Komplexes überlagert. Im Vergleich zum Ötztal-Stubai-Komplex konnte in den Gesteinen des Schneeberger Zuges nur eine alpidische (kretazische) Metamorphose nachgewiesen werden, und zwar im Übergangsbereich Grünschiefer – Amphibolitfazies (Hoinkes und Thöni 1993). Heute bilden die Gesteine des Schneeberg Komplexes mehrere Ost-West-streichende Muldenstrukturen mit der „Schneeberger Hauptmulde“ als dominierender Struktur. Im Süden wird der Schneeberg Komplex von der Laaser Serie, die durch mächtige Marmorzüge charakterisiert ist, begrenzt.

Südlich von Obergurgl, im südlichen Teil des Gaisbergtales und Rotmoostales, sind Gesteine der „nördlichen Randserie“ des Schneeberg Komplexes aufgeschlossen (Purtscheller 1978): grobkörnige Granatglimmerschiefer, grobkörnige Hornblendeschiefer, Amphibolite, Marmore und Quarzite.

Geologie von Obergurgl und Umgebung

Die Geologie in der Umgebung von Obergurgl ist geprägt von Gesteinen des südlichen Ötztal-Stubai-Komplexes und

von der nördlichen Randzone des Schneeberg Komplexes.

Die Grenze zwischen Ötztal-Stubai Komplex und Schneeberg Komplex verläuft vom Königskogel in südwestlicher Richtung, an der Westseite des westlichen Verwallferners vorbei, in das Gaisbergtal, zieht südlich des Hohe Mutsattels weiter in das Rotmoostal, zwischen Nördlichen und Mittleren Seelenkogel in das Langtal, quert den südlichen Schwärzekamm und Mitterkamm und zieht zwischen Karles Spitz und Falschungg Spitz hinunter in das Pfoßental (Südtirol).

Hauptgesteine des Ötztal-Stubai-Komplexes sind Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis) und mineralreiche Glimmerschiefer. Vereinzelt sind geringmächtige Quarzite eingeschaltet. Lokal werden die Gesteine von Diabasgängen durchschlagen. Amphibolite und Orthogneise fehlen in der Umgebung von Obergurgl weitgehend (Purtscheller 1978).

Biotit-Plagioklasgneise bestehen aus Quarz, Plagioklas, Biotit und etwas Muskovit, stellenweise auch Granat und Staurolith. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Titanit und Turmalin enthalten. Charakteristisch ist die bräunliche Verwitterungsfarbe.

Die Biotit-Plagioklasgneise zeigen Übergänge oder befinden sich in Wechsellagerung (cm- bis dm-Bereich) mit mineralreichen Glimmerschiefern und selten Quarziten.

Die mineralreichen Glimmerschiefer setzen sich zusammen aus Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Staurolith, Andalusit, Disthen, Sillimanit in wechselnden Anteilen sowie akzessorisch Zirkon, Turmalin und Apatit. Staurolith ist stellenweise randlich in Chloritoid umgewandelt.

Quarzite sind selten rein, sie enthalten neben Quarz meist auch Muskovit und Plagioklas.

Die nördlichen und nordwestlichen Hänge des Gurgler Tales werden aus Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit mächtigen Einschaltungen von Granatglimmerschiefer und grauen, mineralreichen Glimmerschiefern aufgebaut (Baumann et al. 1967). Vereinzelt sind geringmächtige Amphibolite eingeschaltet wie beispielsweise im Bereich des Hinteren Spiegelkogels oder unmittelbar westlich der Firmisanschneid. Orthogneis (Augen-Flasergranitgneis, Muskovit-Granitgneis) ist selten, ein schmaler Orthogneiszug ist beispielsweise am Kamm zwischen Ramolferner und Spiegelferner, zwischen Ramoljoch und Mittleren Ramolkogel (Baumann et al. 1967) aufgeschlossen.

Der südliche Bereich des Ötztal-Stubai-Komplexes ist charakterisiert durch die „Schlingentektonik“ in Form mehrerer großdimensionaler Falten im Kilometerbereich mit steil stehenden Faltenachsen (Stubai-

Venter, Marzell-, Schnals- und Mittelberg-Schlinge).

Die Gesteine des Gurgler Tales markieren die südlichen Ausläufer der Venter Schlinge. Falten streichen im Gurgler Tal von Nord-Nord-Ost nach Süd-Süd-West und tauchen überwiegend flach nach Norden ab. Die Schieferung streicht ungefähr von Nord-Ost nach Süd-West mit wechselnd starkem Einfallen (Baumann et al. 1967). Die Gesteine des Schneeberg Komplexes sind im südlichen Abschnitt des Gaisbergtales und Rotmoostales sehr schön in Form einer Wechsellagerung von grobkörnigen Granatglimmerschiefern, Hornblendeschiefern, Amphiboliten und Marmoren aufgeschlossen. Selten sind auch Quarzite eingeschaltet.

Die für den Schneeberg Komplex typischen grobkörnigen Granatglimmerschie-

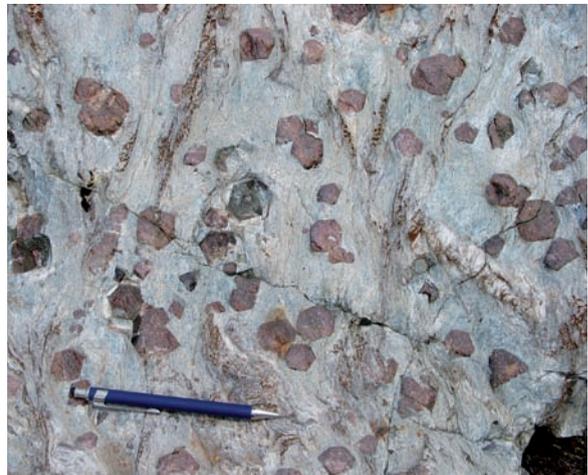


Abb. 2:
Granatglimmerschiefer mit cm-großen, meist idiomorphen Granaten (Schneeberg-Komplex, Rotmoostal).
(Foto: K. Krainer)

fer bestehen aus Granat, Biotit sowie untergeordnet Muskovit, Paragonit, Plagioklas, Chlorit und Erzmineralen (Abb. 2). In granatreichen Typen erreichen einzelne Granate eine Größe von über 10 cm, in glimmerreichen Gesteinstypen sind die Granate kleiner. Die Granate sind häufig

auch schön idiomorph ausgebildet und lassen sich oft gut aus dem Nebengestein herauspräparieren. Sie sind daher bei Mineraliensammlern sehr begehrt. Teilweise zeigen die Granate deutliche, rotierte Interngefüge aus Quarz und Glimmern. Hauptvorkommen der großen Granate ist



Abb. 3: Hornblendeschiefer mit cm-großen, dunkelgrünen Hornblenden (Schneeberg-Komplex, Rotmoostal). (Foto: K. Krainer)

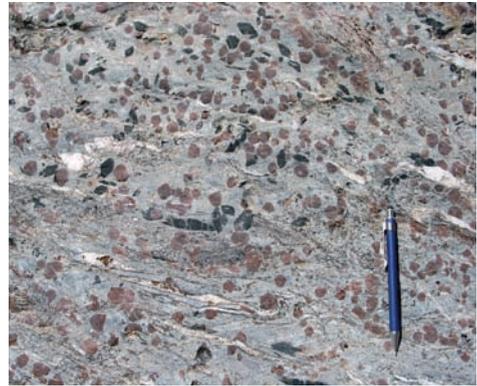


Abb. 4: Granat-Hornblendeschiefer mit cm-großen Granaten und Hornblenden (Schneeberg-Komplex, Rotmoostal). (Foto: K. Krainer)



Abb. 5: Grauer Kalkmarmor, im cm- bis dm-Bereich ver-faltet (Schneeberg-Komplex, Gaisbergtal). (Foto: K. Krainer)



Abb. 6: Rötlichbraune Kalkmarmorlagen zwischengeschal-tet in Granat- und Hornblendeschiefer (Schnee-berg Komplex, Rotmoostal). (Foto: K. Krainer)

der Bereich Granatenkogel – Granatenwand auf der Ostseite des Gaisbergtales. Ein weiteres sehr charakteristisches Gestein ist der grobkörnige Hornblendeschiefer mit Übergängen in Amphibolit (Abb. 3). Neben Hornblende sind Plagioklas, Biotit, Muskovit, Karbonatminerale und Paragonit enthalten. In einzelnen Lagen sind auch bis zu mehrere Zentimeter große Granate enthalten (Granat-Hornblendeschiefer; Abb. 4). Auch Paragonit-Hornblendeschiefer mit Zentimeter-großen Hornblenden kommen vor. Einzelne Hornblenden können eine Länge von über 10 cm erreichen. Kalkmarmore treten als bis zu mehrere Meter mächtige Einschaltungen auf. Die

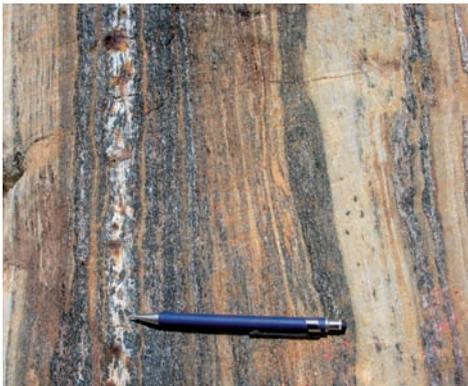


Abb. 7:
Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolit und Marmor im Rotmoostal (Schneeberg Komplex).
(Foto: K. Krainer)

Farbe reicht von grau (Gaisbergtal; Abb. 5) über gelblich bis rötlichbraun (Rotmoostal; Abb. 6). Neben Kalzit sind teilweise auch Muskovit und Quarz enthalten. Vereinzelt kommen auch geringmächtige Quarzite vor, die neben Quarz auch einen geringen Anteil an Muskovit und Biotit enthalten. Granatglimmerschiefer, Granathornblendeschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolite und Marmore treten in enger Wechsellagerung (Dezimeter- bis Meter-Bereich) auf (Abb. 7) und zeigen auch allmähliche Übergänge. Die Gesteine sind oft auch im Dezimeter- bis Meter-Bereich verfaultet (Abb. 8).

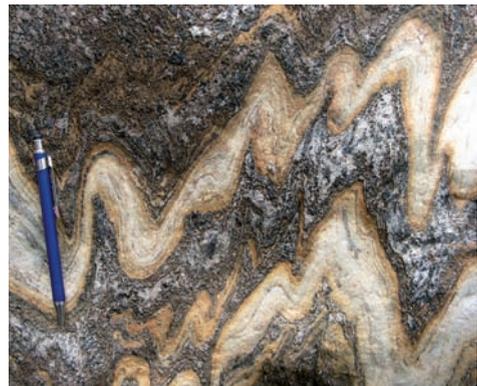


Abb. 8:
Dünne, stark verfaltete Marmorlagen im Granat-Hornblendeschiefer (Schneeberg Komplex, Rotmoostal).
(Foto: K. Krainer)

Die Eiszeit und Gestaltung der Landschaft durch Gletscher

Während der Eiszeit, die ca. die letzten 2 Millionen Jahre umfasst, gab es mehrere große Vereisungsphasen. Während dieser Vereisungsphasen waren die Alpen jeweils in einen riesigen Eispanzer gehüllt, die Täler waren von einem gewaltigen Eisstromnetz ausgefüllt.

Der Höhepunkt der letzten Vereisungsphase war vor ca. 20.000 Jahren. Der Inngletscher reichte damals bis in das Alpenvorland. Das Ötztal war vollkommen von Gletschern ausgefüllt, lediglich die höchsten Gipfel und Grate ragten aus dem Eis heraus. Der Ötztalgletscher

war ein bedeutender Seitengletscher des großen Inngletschers, dessen Eisoberfläche damals bei Ötz bei ca. 2.500 m lag (van Husen 1987).

Nach dem Abschmelzen der großen Gletscher der letzten Vereisungsphase gab es noch eine Reihe von kleineren Gletschervorstößen, die durch entsprechende Moränen auch im Ötztal dokumentiert sind. Im Steinach-Stadium (vor ca. 14.000 Jahren) erreichte der Ötztalgletscher nochmals das Inntal. Ein nächstjüngerer Vorstoß (Gschnitz, vor ca. 13.000 Jahren) endete ebenfalls im Mündungsbereich des Ötztales in das Inntal. Im Egesen Stadium (vor ca. 10.500 Jahren) reichte der Ötztalgletscher bis in den Bereich von Kaisers nördlich von Sölden (Hantke, 1983). Der



Abb. 9: Dieser vom Gletscherbach anerodierte Endmoränenwall markiert den letzten Gletscherhochstand um 1854 im Rotmoostal. (Foto: K. Krainer)

letzte starke Gletschervorstoß während der Kleinen Eiszeit mit seinem Höhepunkt um 1850 ist durch zahlreiche Moränenwälle gut dokumentiert. Vor allem im Rotmoostal und Gaisbergtal, aber auch an vielen anderen Stellen, sind die Seiten- und Endmoränen von 1850 noch sehr gut erhalten (Abb. 9). Auch um 1920 gab es noch eine kurze Vorstoßphase, die ebenfalls durch Moränen dokumentiert ist.

Nach dem Abschmelzen der riesigen Eismassen wurden die steilen Talflanken oft instabil, was zu entsprechenden Massenbewegungen wie Hangrutschungen und Bergstürzen führte.

Heute schneiden sich die Bäche aufgrund des mitgeführten Geschiebes verstärkt in den Untergrund ein („Tiefenerosion“).

Stellenweise haben sich die Bäche bereits schluchtartig in den Felsuntergrund eingeschnitten.

Die geologische Tätigkeit der Gletscher

Die hochalpine Gebirgswelt der Öztaler Alpen wird gekrönt von zahlreichen Gletschern, die dieser Hochgebirgslandschaft einen besonderen Reiz verleihen. Die Öztaler Alpen sind die am stärksten vergletscherte Gebirgsgruppe in Österreich. Immerhin bedecken die 213 Gletscher eine Fläche von rund 170 km² bzw. 32% der Gesamtfläche (Stand 1969: Hasslacher und Lanegger 1988). Seither hat sich die vergletscherte Fläche um ca. 17% verringert.

Gletscher sind dynamische „geologische Körper“, die auf klimatische Veränderungen mit Vorstoß oder Rückzug reagieren und durch die Bewegungen des Gletschereises exogene Prozesse der Erosion, des Transportes und der Sedimentation ausüben. Dadurch sind Gletscher sehr wesentlich an der morphologischen Gestaltung des Hochgebirges beteiligt. Das Relief der Öztaler Alpen wurde vor allem während

der quartären Vereisungsphasen stark von den Gletschern überprägt und geformt.

Bewegt sich ein Gletscher talwärts, so übt er dabei verschiedene exogene Prozesse aus: Erosion, Transport und Sedimentation. Je größer ein Gletscher und je mächtiger das Gletschereis ist, desto stärker sind die exogenen Prozesse, vor allem die Glazialerosion. Diese Prozesse waren besonders während der quartären Vereisungsphasen von großer Bedeutung, als fast die gesamten Alpen von Gletschereis bedeckt, die Täler von einem gewaltigen Eisstromnetz ausgefüllt waren und die Gletscher teilweise weit in das Alpenvorland hinausreichten.

Die Glazialerosion beruht auf der schürfenden, kratzenden, schleifenden und scheuernden Wirkung des sich talwärts bewegendes Gletschereises, wobei das Eis selbst keine große Erosionskraft ausübt. Die Erosion geht auf die an der Sohle des Gletschers mitgeschleppten Gesteinsbrocken unterschiedlicher Größe zurück. Durch die schürfende Tätigkeit dieser durch den Druck des überlagernden Gletschereises gegen den Felsuntergrund gedrückten Gesteinsbrocken werden Unebenheiten im Gesteinsuntergrund ausgeglichen, Kerbtäler (V-Täler) werden zu Trogtäler (U-Täler) umgeformt und es entstehen dabei charakteristische Erosionsmerkmale wie Rundhöcker und Gletscherschliffe mit Kratzspuren („Gletscherschrammen“) und Sichelausbrüchen. Gletscherschrammen zeigen die ursprüngliche Fließrichtung des Eises an.

Durch Wiedergefrieren der Schmelzwässer an der Unterseite der Gletscher im Druckschatten von Hindernissen können aus dem Felsuntergrund auch Gesteinsbrocken herausgerissen werden.

Trogtäler sind gekennzeichnet durch einen breiteren, relativ flachen Trogboden, übersteilte Trogwände, eine Trogschulter und eine durch verstärkte Frostverwitterung am ehemaligen Gletscherrand herausgeformte Schliffkehle. Das Ötztal und seine Seitentäler sind klassische, von den Gletschern geformte Trogtäler. Eines der schönsten Beispiele für ein Trogtal ist das Rotmoostal bei Obergurgl (Abb. 10). An vielen Stellen, insbesondere im inneren Ötztal, sind auch zahlreiche Rundhöcker und Gletscherschliffe zu beobachten.



Abbildung 10:
Das Rotmoostal ist ein klassisches glazial geformtes Trogtal.
(Foto: K. Krainer)

Auch die Karbildung ist eine Folge der Eiserosion. In geschützten Mulden oberhalb der Schneegrenze entstehen durch Schneeanwehung zunächst ein Firnfeld und schließlich ein kleiner Gletscher. An der Grenze Gletscher-Gestein kommt es infolge größerer Temperaturunterschiede (Gestein absorbiert die Sonnenenergie und erwärmt sich, firnbedeckter Gletscher reflektiert einen Großteil der Sonnenenergie) und wiederholter Auftau- und Giefrierprozesse zu verstärkter Frostverwitterung. Das dabei entstehende Lockermaterial wird durch den sich talwärts bewegenden Gletscher, auch durch Schmelzwässer abtransportiert und an der Stirn des Kargletschers als Moränenwall angehäuft. So entsteht im Laufe der

Zeit ein Kar mit steilen Wänden und einem relativ flachen Karboden. Viel Kare sind durch die Glazialerosion übertieft und werden durch eine Karschwelle in Form eines Felsriegels, der manchmal noch von einem Moränenwall gekrönt wird, talwärts begrenzt. In diesen Karmulden haben sich nach dem Eisrückzug vielfach Karseen gebildet. In der Umgebung von Obergurgl finden sich

Karseen im Hinteren Wurmeskar, im Zirneggenkar, im Hallwart am Aufstieg zur Gurgler Scharte oder im Seekarl am Fuße des Nörderkogels).

Im Langtal sind unmittelbar südlich der Langtalareck-Hütte noch die Reste von Seeablagerungen des ehemaligen Gurgler Eissees in Form von Terrassen aufgeschlossen. Der Gurgler Eissee wurde vom Gurgler Ferner aufgestaut, erreichte eine Länge von ca. 800 m, eine Breite von ca. 250-300 m und eine Tiefe von bis zu 100 m. Die Seeablagerungen zeigen drei Sedimentabfolgen, die durch Erosionsflächen unterbrochen sind und vermutlich im Zeitraum 1717 – 1719, 1770 – 1774 und 1848 – 1850 abgelagert wurden. Eine tiefer liegende Terrasse entstand während

der Schmelzperiode von 1915 (Krainer und Spieler, 1999).

Die Bildung von Hängetälern geht ebenfalls auf die Galzialesion zurück. Hängetäler sind Seitentäler, die in Form einer Steilstufe in das Haupttal münden. Diese Steilstufe wird von den Bächen nicht selten in Form eines Wasserfalles überwunden. In den Haupttälern, die während der quartären Vereisungsphasen von mächtigen Gletschern ausgefüllt waren, war die Glazialerosion wesentlich stärker als in den nur von kleinen Nebengletschern erfüllten Seitentälern. Daher haben sich die Haupttäler stärker erosiv eingeschnitten als die Seitentäler und bereits bestehende Steilstufen wurden verstärkt oder überhaupt neu geschaffen. Gaisbergtal und



Abb. 11:
Vom Gletscher geformter Rundhöcker mit schönen Gletscherschliffen im Vorfeld des Rotmoosferners im hinteren Talbereich. (Foto: K. Krainer)

Rotmoostal sind zwei klassische Hängetäler. Spuren der Gletschererosion sind praktisch überall anzutreffen. Rundhöcker und Gletscherschliffe (Abb. 11) sind in härteren Gesteinen am besten erhalten. Gletscher transportieren den Verwitterungsschutt unterschiedlichster Korngröße (von Tonpartikeln bis zu großen Felsblöcken) vom Nährgebiet zur Gletscherstirn. Der Großteil des Materials wird dabei an der Glet-

scherbasis mitgeschleppt, aber auch an der Seite (Seitenmoränen) und an der Gletscheroberfläche (Oberflächenmoränen). Ein Teil wird auch als im Eis eingefrorenes Material transportiert. Das Material, welches ein Gletscher transportiert, stammt zum Großteil von der Frostverwitterung, gelangt teilweise durch Steinschlag und mit Lawinen auf den Gletscher oder wird auch teils vom Gletschereis aus dem Felsuntergrund herausgerissen.

Vor allem an der Unterseite und im basalen Teil eines temperierten Gletschers werden durch die Eisbewegung die einzelnen Gesteinsbrocken gegeneinander gestoßen und dabei bearbeitet – nämlich zerkleinert, poliert und gekritzelt. Dabei entstehen die für Grundmoränen charakteristischen gekritzten Geschiebe, die auf ihrer Oberfläche nach verschiedenen Richtungen verlaufende Kratzspuren aufweisen.

Das vom Gletschereis transportierte Material wird vor allem an der Gletscherstirn in Form von Stirn- oder Endmoränen abgelagert, aber auch an deren Rändern (Seitenmoränen) und im Zehrgebiet an der Gletscherbasis (Grundmoränen). Moränen sind meist ungeschichtet, sehr schlecht sortiert und die Gerölle sind überwiegend eckig. Charakteristisch für Grundmoränen sind gekritzte Geschiebe und ein hoher Feinanteil.

Das Moränenmaterial wird teilweise durch die Schmelzwässer umgelagert und bei entsprechendem Relief im Gletschervorfeld, auf einer „Sanderfläche“ (aus dem

isländ. „Sandr“ = Schotter- und Sandfläche, die im Vorfeld eines Gletschers durch Schmelzwässer sedimentiert werden), abgelagert.

Periglaziale Erscheinungsformen

Jene Bereiche, die unmittelbar außerhalb der Gletscher liegen und durch ein kaltes Klima mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von unter $+3^{\circ}\text{C}$ geprägt sind, werden als Periglazial bezeichnet (French 1996). In diesen Bereichen spielen Frost-Prozesse eine große Rolle, charakteristisch sind die Entwicklung von Permafrost, Frostverwitterung, verschiedene Prozesse der Frostaktivität (Frostaufbrüche, Bodenkriechen, Strukturböden etc.) und Massenbewegungen in den wassergesättigten Auftauzonen (Solifluktion, Hangrutschungen). Typische morphologische Erscheinungsformen periglazialer Bereiche sind Frostbodenstrukturen wie Steinringe, Steinnetze, Streifenböden, Pflasterböden, Schuttloben und Rasenloben.

Wenn Wasser gefriert, kommt es zu einer Volumszunahme von neun Prozent. Dazu kommt, dass einmal gebildetes Bodeneis Wasser aus seiner Umgebung anzieht und das Bodeneis unter entsprechenden Temperaturbedingungen wächst. Dies führt an der Oberfläche zur Frosthebung (Frostaufbrüche).

Als Folge der Tau- und Gefrierprozesse, vor allem durch die Frosthebung, werden größere Steine mit der Zeit an die Oberfläche transportiert und gleiten dann von der gewölbten Oberfläche in die randlichen Furchen, wo sie sich anreichern und Strukturböden wie Steinringe, Steinnetze oder Streifenböden bilden.

Eine besondere Form der Frostaktivität sind die Büldenböden (Thufur). Damit werden rundliche bis ovale Buckel mit einem Durchmesser bis zu 1 m und einer Höhe bis zu 50 cm bezeichnet. Sie entstehen in feinkörnigen, stark durchfeuchteten, ebenen bis wenig geneigten Böden mit einer geschlossenen Vegetationsdecke aus Gräsern, Moosen, Flechten und Zwergsträuchern. Diese Thufurhügel entstehen als Folge der Frostdynamik, Permafrost ist jedoch nicht Voraussetzung. Die Entstehung der Büldenböden wird fälschlicherweise auch durch Weidegang (Viehtritt) erklärt. Büldenböden sind oberhalb von 2.200 m Seehöhe vielerorts anzutreffen, beispielsweise in der Umgebung des Schönwieskopfes.

Solifluktionsloben entstehen durch die langsame, hangabwärts gerichtete Bewegung von wassergesättigten Böden als Folge der Frostdynamik. Die Bewegung erfolgt einerseits als Folge des Frostkriechens (Frosthub), andererseits als langsames Fließen des wassergesättigten, aufgetauten Bodens im Sommer. Die Fließgeschwindigkeit bewegt sich je nach Neigung, Wassergehalt und Sedimenttyp zwischen wenigen cm/Jahr bis zu ca.

30 cm/Monat. Solifluktionsloben findet man unter anderem im Verwalltal.

Alpiner Permafrost

Unter Permafrost (Dauerfrostboden) versteht man einen Boden (Lockersediment), der zumindest über zwei Jahre hindurch, auch im Sommer, gefroren bleibt (Definition siehe z.B. Davis 2001). Im Sommer taut nur die oberste Schicht auf, darunter bleibt der Boden ständig gefroren. Diese Auftauschicht wird als aktive Lage bezeichnet und erreicht in den Alpen eine Mächtigkeit von meist mehreren Metern. Ein wichtiger Bestandteil des Permafrosts ist das Bodeneis in Form von linsigen Körpern aus klarem, reinen Eis. Bodeneis entsteht in feinkörnigen Lockersedimenten und kann bis zu 80 Volumsprozent des Bodens einnehmen.

Permafrost ist auch in den Alpen, und zwar je nach Exposition ab einer Seehöhe von 2.500 bis 2.700 m vorhanden. Das verstärkte Abschmelzen von Permafrosteis in den letzten Jahren als Folge der globalen Klimaerwärmung, hat auch in den Ötztaler Alpen zur Destabilisierung des Untergrundes geführt. Auch die erhöhte Steinschlagaktivität ist teilweise auf das verstärkte Abschmelzen von Permafrost zurückzuführen.

Über den Alpiner Permafrost ist nach wie vor wenig bekannt, es gibt keine Daten über Mächtigkeiten, Verbreitung, Art des Bodeneises und Frostaktivitäten. Mögli-

cherweise handelt es sich bei den bekannten Frostbodenstrukturen teilweise nur um Relikte früherer, kälterer Zeiten.

In den Alpen tritt Permafrost in unterschiedlicher Form in Erscheinung. Die weitaus häufigste Form sind die zahlreichen Blockgletscher, die zu den auffälligsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen des Hochgebirges zählen. Weiters ist Permafrost auch in den Lockergesteinen, insbesondere im Hangschutt außerhalb der Blockgletscher anzutreffen. Außerdem tritt Permafrost auch im Festgestein in Form des Spaltenfrostes auf.

Alle Formen des alpinen Permafrostes enthalten Eis, wobei der weitaus größte Anteil des Permafrost-Eises vermutlich in den zahlreichen Blockgletschern enthalten ist. Da im alpinen Permafrost beträchtliche Eismengen gespeichert sind, könnte sich das verstärkte Abschmelzen des Permafrost-Eises auch auf das Abflussgeschehen im Hochgebirge auswirken.

Was sind Blockgletscher?

Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Hangschutt, Moräne) und Eislinsen oder Eiskörpern, die sich deutlich von ihrer Umgebung abheben und sich langsam hangabwärts bewegen. Gletscher sind Erscheinungen des alpinen Permafrostes, können aber auch aus zurück-

schmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern entstehen (Barsch 1996, Haeberli 1985, Haeberli et al. 2006).

Man unterscheidet a) aktive Blockgletscher, die Eis enthalten und sich langsam hangabwärts bewegen, b) inaktive Blockgletscher, die auch noch Eis enthalten, sich aber nicht mehr bewegen, und c) fossile Blockgletscher, die kein Eis mehr enthalten.

Blockgletscher sind meist einige 100 m lang und 100 – 200 m breit. Einzelne Blockgletscher in den Ötztaler und Stubai-er Alpen erreichen eine Länge von bis zu 1,6 km.

Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar

In den österreichischen Alpen hat erstmals Pillewizer (1938) am Hochebenkar-Blockgletscher Bewegungsmessungen durchgeführt. Seither, also seit mehr als 60 Jahren, werden am Hochebenkar-Blockgletscher jährlich die Bewegungsraten des Gletschers gemessen (Pillewizer 1957; Vietoris 1958, 1972; Haeberli and Patzelt 1982; Kaufmann 1996; Schneider and Schneider 2001; Kaufmann and Ladstätter 2002, 2003; Ladstätter and Kaufmann 2005).

Für die Periode 1938 – 1953 hat Pillewizer (1957) im oberen Bereich (Profil B) eine maximale Fließgeschwindigkeit von 75 cm a^{-1} beobachtet, und 85 cm a^{-1} für die Periode 1953 – 1955. Im Profil 2 wurden jährliche Geschwindigkeiten von

1,61 m für die Periode 1951 – 1952, 1,84 m für die Periode 1952 – 1953 and 1,53 m für die Periode 1953 – 1955 gemessen (Pillewizer 1957, Vietoris 1958).

Nach Kaufmann (1996) stieß die Stirn des Hochebenkar-Blockgletschers in 50 Jahren um 148 m vor, was eine jährliche Bewegungsrate von 3 m a^{-1} für diese Periode ergibt.

Im untersten Profil 1 wurden die höchsten Fließbewegungen von $3,57 \text{ m a}^{-1}$ (1953 – 1955) gemessen, die schließlich auf 5 m a^{-1} anstiegen (Vietoris 1972).

Haeberli und Patzelt (1982) haben Messungen von der Basis der winterlichen Schneedecke, Wassertemperaturen an Quellen und refraktionsseismische Untersuchungen durchgeführt.

Der Blockgletscher liegt im Äußeren Hochebenkar, einem nach Nordwest ausgerichteten Kar, ca. 4,3 km Süd-Süd-Ost von Obergurgl (Abb. 12, 13). Der Hochebenkar-Blockgletscher ist ein aktiver, zungenförmiger, großer Blockgletscher. Er erstreckt sich von 2.840 m (Wurzelzone) bis auf 2.360 m Meereshöhe (Stirn), ist 1.550 m lang, ca. 160 m (im Bereich der Stirn), bis 335 m (im mittleren Bereich) und bis zu 470 m (im oberen Bereich) breit.

Der Blockgletscher bedeckt eine Fläche von $0,4 \text{ km}^2$, die Fläche des Einzugsgebietes beträgt 1 km^2 . Die Schuttlage besteht aus einer grobblockigen Lage an der Oberfläche mit unterschiedlichen Korngrößen. Die Oberfläche des Blockgletschers weist eine ausgeprägte Morphologie aus transversalen und longitudinalen Rücken und Vertiefungen auf. Im westlichen Teil der Wurzelzone ist eine Depression ausgebildet.

Die Stirn des Blockgletschers ist steil und völlig frei von Vegetation. Die Flanken sind ebenfalls steil, teilweise aktiv und vegetationsfrei, teilweise inaktiv und mit etwas Vegetation bewachsen. Auch an der Oberfläche des Blockgletschers ist lokal, vor allem auf feinkörnigen Flächen im Bereich der Wurzelzone, eine leichte Vegetationsbedeckung vorhanden.



Abb. 12:
Blick von der Gurgler Alm auf die Zunge des aktiven Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar. (Foto: K. Krainer)

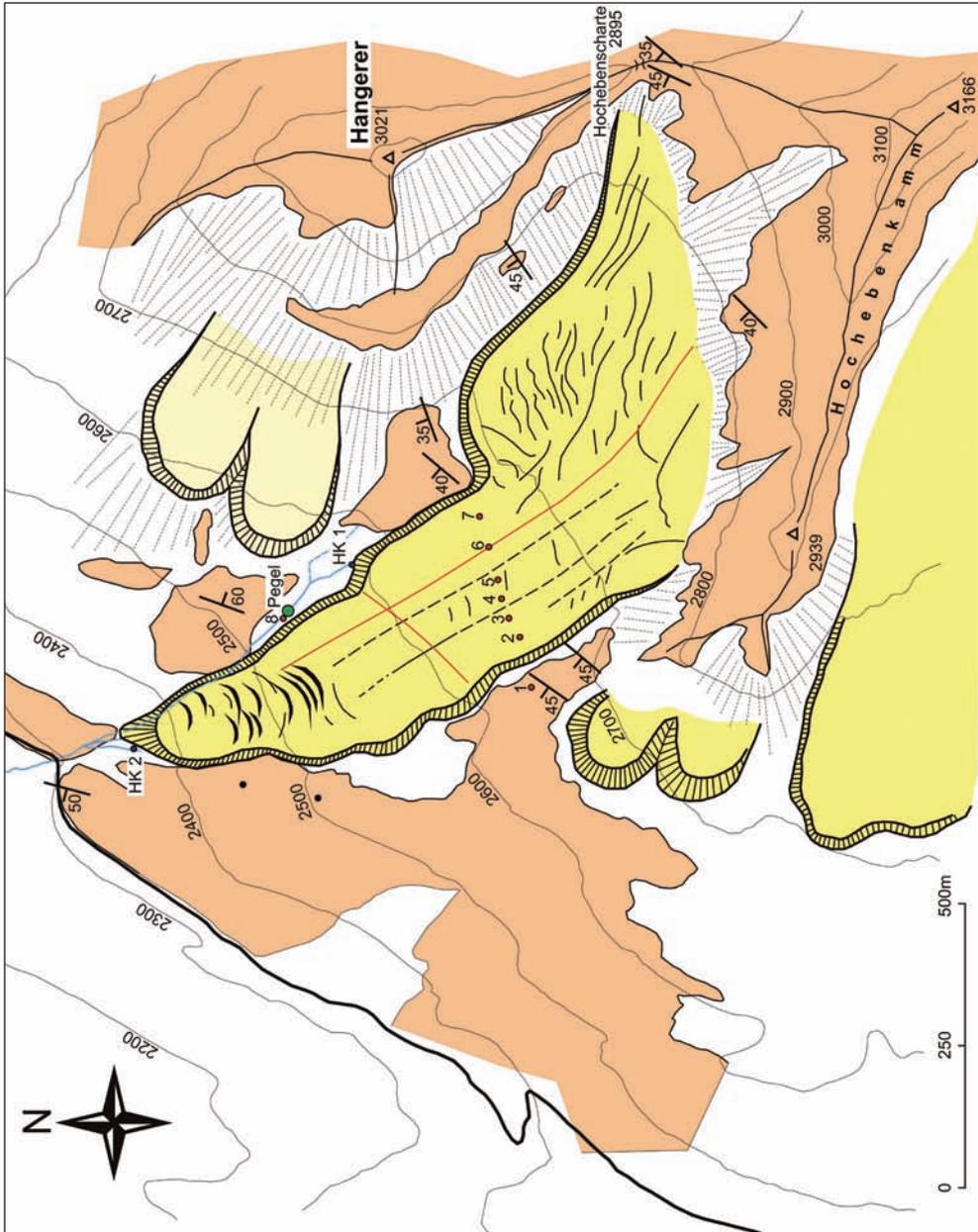


Abb. 13:
 Geologisch-morphologische Karte des aktiven Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar. HK 1 und HK 2: Sedimentproben, Punkte 1 – 8 markieren die Stellen, an denen die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) gemessen wurden. Rote Linien: Georadar-Profile. (Foto: K. Krainer)

Im Osten wird der Blockgletscher vom Massiv des Hangerer (3.021 m) und im Süden, getrennt durch die Hochebenscharte (2.895 m), vom Hochebenkamm mit der höchsten Erhebung auf 3.149 m begrenzt.

Der Blockgletscher wird ausschließlich vom Hochebenkamm mit Verwitterungsschutt versorgt.

Die Festgesteine im Einzugsgebiet des Blockgletschers bestehen aus Paragneis und Glimmerschiefer des Ötztal-Stubai-Kristallins.

Lokal sind klein- und großdimensionale Falten erkennbar. Am Hochebenkamm werden die Gesteine von zahlreichen steilen Störungen durchzogen. Entlang dieser Störungen sind die Gesteine stark aufgelockert und durch Frostverwitterung extrem zerlegt. Daher bilden diese Störungen rinnenförmige Einschnitte, entlang der vor allem mit Beginn der Schneeschmelze sehr viel Verwitterungsschutt anfällt und sich auf den steilen Lawinengegeln am Fuße der steilen Rinnen eine dünne Schuttlage ansammeln kann.

Literatur

- Barsch, D. (1996) *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer-Verlag, Berlin, 331 p.
- Baumann, M., Helbig, P. & Schmidt, K. (1967) Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 110: 1-72.
- Brandner, R., Resch, W. & Reiter, F. (2003) Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen. *Geologische Bundesanstalt Wien, Arbeitstagung 2003, Blatt 148 Brenner*: 95-98.
- Chowanetz, E. (1994) The age of the Ötztal migmatites – still a matter of debate. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 139: 284-286.
- Davis, N. (2001) *Permafrost. A Guide to Frozen Ground in Transition*. University of Alaska Press, Fairbanks, Alaska, 351 p.
- Frank, W., Hoinkes, G., Purtscheller, F. & Thöni, M. (1987) The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, Flügel, H.W. & Faupl, P. (Eds.), Deuticke, Vienna, 179-225.
- French, H.M. (1996) *The Periglacial Environment* (2nd Ed.). Longman, Essex, 341 p.

- Geyssant, J. (1973) Stratigraphische und tektonische Studien in den Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1973: 377-396.
- Haerberli, W. (1985) Creep of mountain permafrost: Internal structures and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich, 77: 1-142.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. & VonderMühl, D. (2006) Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 189-214.
- Hammer, W. (1923) Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5242) 1:75:000, mit Erläuterungen (62 Seiten). Geologische Bundesanstalt Wien.
- Hammer, W. (1925) Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. *Tschermaks mineralogisch-petrographische Mitteilungen* 38, Wien: 67-87.
- Hammer, W. (1926) Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 76: 97-123.
- Hammer, W. (1931) Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1931: 175-188, Wien.
- Hammer, W. & Ohnesorge, Th. (1929) Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146) 1:75.000, mit Erläuterungen (58 Seiten). Geologische Bundesanstalt Wien.
- Hantke, R. (1983) *Eiszeitalter*, Band 3: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete (Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc). Ott Verlag Thun, 730 S.
- Hasslacher, P. & Lanegger, C. (1988) Österreichs Gletscherbachinventar. *Fachbeiträge des Österr. Alpenvereins, Serie Alpine Raumordnung*, Nr. 1: 1-33, Innsbruck.
- Hoinkes, G. & Thöni, M. (1993) Evolution of the Ötztal-Stubai. Scarf-Campo and Ulten Basement Units. In: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Raumer, von J.F. & Neubauer, F. (Eds.), Springer, Berlin, 485-494.
- Hoinkes, G., Thöni, M., Bernhard, F., Kaindl, R., Lichem, C., Schweigl, J., Tropper, P. & Cosca, M. (1997) Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the Western Austroalpine Ötztal Basement (Kauental, Tirol). *Schweizer Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen* 77: 299-314.
- Husen, D. van (1987) *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Geologische Bundesanstalt Wien (mit einer Karte 1:500.000), 24 S.
- Kaufmann, V. (1996) Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. - 4th International Symposium on High Mountain Remote

- Sensing Cartography. Karlstad - Kiruna - Tromsø, August 19-29, 1996: 97-113.
- Kaufmann, V. & Ladstätter, R. (2002) Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hohebenkar rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 37: 119-140.
- 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: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Phillips, M., Springman, S.M. and Arenson, L.U. (eds), 21-25 July 2003, Zürich, Switzerland, Vol. 1: 525-530.
- Klebelberg, R.v. (1935) *Geologie von Tirol*. Borntraeger, Berlin, 872 S.
- Konzett, J., Hoinkes, G. & Tropper, P. (2003) 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Field Trip Guide E4: Alpine metamorphism in the Schneeberg Complex and neighbouring units (immediate vicinity of Obergurgl). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 26: 21-45.
- Krois, P. & Stingl, V. (1990) Die stratigraphische Neueinstufung der basalen klastischen Gesteine im Brennermesozoikum (Stubai Alpen/Tirol). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1989, H. 9/10: 1455-1466, Stuttgart.
- Kübler, H. & Müller, W.E. (1962) Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 105: 173-242.
- Miller, C. & Thöni, M. (1995) Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematic. *Chemical Geology* 122: 199-225.
- Prager, C. (2003) Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pflerschtals. *Geologische Bundesanstalt Wien, Arbeitstagung 2003, Blatt 148 Brenner*: 99-110.
- Purtscheller, F. (1978) *Ötztaler und Stubai Alpen*. Sammlung Geologischer Führer, Band 53 (2. Auflage). Gebr. Borntraeger, Berlin – Stuttgart, 128 S.
- Krainer, K. & Spieler, A. (1999) The sedimentary record of ice-dammed lakes in the Ötztal Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 35: 65-86.
- Ladstätter, R. & Kaufmann, V. (2005) Studying the movement of the Outer Hohebenkar rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, *Terra Nostra* 2005(2): 97 (abstract).
- Pillewizer, W. (1938) Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. *Zeitschr. Ges. Erdkde Berlin* 9/1: 367-372.
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. *Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift)* 5: 37-50.

- Purtscheller, F. & Rammlmair, D. (1982) Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen* 29: 205-221.
- Sander, B. (1920) Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 70: 325-334.
- Sander, B. (1921) Zur Geologie der Zentralalpen. *Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien*, 71: 173-224.
- Sander, B. (1929) Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran – Brixen 1:100.000. *Schlernschriften* 16: 1-111.
- Schmidt, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geologicae Helvetiae* 97: 93-117.
- Schmidegg, O. (1932) Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard. *Geologische Bundesanstalt Wien*.
- Schmidegg, O. (1933) Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Wien 1933: 83-95.
- Schmidegg, O. (1936) Steilachsige Tektonik und Schlingenbau an der Südseite der Tiroler Zentralalpen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien*.
- Schmidegg, O. (1964) Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Wien 1964: 27-47.
- Schneider, R. & Schneider, H. (2001) Zur 60-jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Ötztaler Alpen, Tirol. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37:1-33.
- Stingl, V. & Krois, P. (1990) Sedimentological investigations of metamorphic clastics: the basal clastic rocks of the Brenner Mesozoic (Stubai Alps, Austria/Italy). *Terra Nova*, 2: 271-279.
- Teller, F. (1877) Aufnahmen im oberen Oetz- und Passeierthale. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien* 1877: 231-235.
- Teller, F. (1878) Geologische Mittheilungen aus der Oetzthaler Gruppe. *Verhandlungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt, Wien* 1878: 64-66.
- Thöni, M. (1986) The Rb-Sr thin slab isochron method – an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? *Mem.Sci.Geol.* 38: 283-352.
- Thöni, M. (1988) Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien* 131: 169-201.
- Thöni, M. (1999) A review of geochronological data from the Eastern Alps. *Schweizer Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen* 79: 209-230.
- Thöny, W.E., Tropper, P., Schennach, F., Krenn, E., Finger, F., Kaindl, R., Bern-

- hard, F. & Hoinkes, G. (2008) The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. *Swiss Journal of Geosciences* 101, Supplement 1: 111-126.
- Tollmann, A. (1977) *Geologie von Österreich. Band I - Die Zentralalpen*. Franz Deuticke, Wien.
- Tropper, P. & Recheis, A. (2003) Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymorphic example. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 94: 27-53.
- Vietoris, L. (1958) Der Blockgletscher des äußeren Hochebenkars. *Gurgler Berichte* 1: 41-45.
- Vietoris, L. (1972) Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 8: 169-188.

Autor

Karl Krainer
Universität Innsbruck
Institut für Geologie und Paläontologie
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich
Karl.Krainer@uibk.ac.at