

bergs über Hintertux und im Weitental vor. Am Fuße der Abhänge des Madseitbergs und der Waldhoarspitze finden sich kleine Kegel aus lehmigem, scharfkantigem Material, das meistens Durchmesser um die 30 cm aufweist. Diese werden immer von gut ausgebildeten und entwaldeten Zufuhrkanälen begleitet, was hauptsächlich auf Massentransport durch Lawinen hinweist.

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Nordteil des Tuxer Hauptkammes auf Blatt 149 Lanersbach

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 2006 wurden die quartären Ablagerungen am nördlichen Abhang des Tuxer Hauptkammes oberhalb der Waldgrenze zwischen Kaserer Scharfl im Westen und Zemmbach im Osten kartiert.

In den südlichen Seitentälern des Tuxertals kommen hauptsächlich Moränen aus den spätglazialen Stadien (wahrscheinlich Äquivalente des Gschnitz-, Daun- und Egesen-Stadiums) mit begleitenden fossilen Blockgletschern vor. Die Moränenablagerungen aus dem Spätglazial sind stellenweise stark überformt oder mit jüngeren Ablagerungen (z. B. mit Schuttkegeln und Murschuttablagerungen) bedeckt. Im Arbeitsgebiet finden sich auch hoch gelegene Moränenablagerungen und erratische Blöcke aus dem Würm-Maximum. Im Vorfeld von fünf rezenten Gletschern liegen Moränenwälle aus dem Postglazial (kleine Eiszeit). In einer ähnlichen Höhe wurden auch einige aktive Blockgletscher beobachtet.

Das kartierte Gebiet bauen im höher gelegenen Teil kristalline Gesteine (überwiegend Gneis, Porphyrgnitgneis) des Tuxer- und Ahorn-Kerns auf. Auf den Kristallinkernen liegen Hüllgesteine, bestehend aus Metasedimenten (Hochstegenmarmor und -dolomit) und Metaklastika. In den mittleren Abschnitten der Seitentäler des Tuxerbachs sind Gesteine des Venediger-Deckensystems aufgeschlossen.

Eine der ältesten quartären Ablagerungen im Arbeitsgebiet sind wahrscheinlich die in der Umgebung des Kreuzjochs vorkommenden mächtigen zementierten Gerölllagen, die aus Lokalmaterial (Porphyrgnitgneis, Hochstegenmarmor) bestehen; mit Durchmessern bis zu 3 m, ohne sichtbare Sortierung, bilden sie das Kreuzjochkonglomerat, eine kalkig zementierte Moräne. Die meisten relativ sanften Abhänge in der Umgebung des Kreuzjochs sind mit Moräne aus dem Würm-Maximalstand bedeckt. Unter dem Gipfel von Am Flach finden sich in einer Höhe von 2180 m einige erratische Blöcke. Der größte von ihnen ist 13 x 7 x 4 m groß und besteht aus Ahorn-Porphyrgnitgneis.

Spätglaziale Moränenwälle und fossile Blockgletscher

In den seitlichen Hängetälern des Tuxertals liegen Moränenwälle aus dem Spätglazial vor. Am besten ausgebildet sind sie auf der Elsalm, wo im relativ flachen Teil des Tals fünf Moränenwälle (folgend als Vorstoßetappen E I bis E V bezeichnet) vorkommen. Interessant sind die deutlichen und frischen Moränen E III und E IV, weil analoge Sequenzen in fast allen Tälern zu beobachten sind. Der Rücken der Moräne E I reicht 90 m über den Talboden und erreicht die Lokalität Elsloch. Die vereinten Gletscher aus den Tälern Inneres- und Äußeres Elskar formten die Moräne E II. Zwei gut ausgebildete Zungenbecken dieses Vorstoßes sind mit alluvialen Ablagerungen ausgefüllt.

Östlich der Elsalm kommen auf der Grinbergalm Seitenmoränen vor, die bis zum Boden des Haupttals herunter-

reichen (1100 m ü. M.). Sie sind aus relativ gut abgerundetem und feinkörnigem lehmigem Material gebaut. Unterhalb des Grinbergkars (1940 m ü. M.) findet sich eine blockreiche Form der Moränen bzw. die Blockgletscherstirn, die mit Schutt und Murschuttablagerungen überschüttet ist. Da der Boden dieses Tals sehr steil ist, sind dort keine anderen Formen der spätglazialen Moränen erhalten.

Westlich der Elsalm kommen auf der Loschbodenalm neben Höllensteinhütte (1650–1700 m ü. M.) drei kleine Stirn- und Seitenmoränen vor, die zwei Mittelmoränen kreuzen. Dem Alter nach können diese Moränen der Moräne Elsalm II entsprechen. Darüber im Rötboden (1800–2100 m ü. M.) wurden zwei steile und frisch geformte Moränenwälle kartiert (Äquivalent der Elsalm III–IV). Am Abhang, 60 m über der Höllensteinhütte, findet sich eine schwach erhaltene Seitenmoräne, welche wahrscheinlich der Endmoräne im Talboden des Tuxertals in Juns entspricht (1420 m ü. M. – Äquivalent Elsalm I).

Weiter nach Westen, im Griererkar bei der Grieralm, kann man Moränen zweier Vorstöße unterscheiden: einen älteren, schwach erhaltenen und einen jüngeren mit zwei hohen Seitenmoränenwällen (wahrscheinlich Äquivalent der Elsalm III). Etwas höher, auf der Felsschwelle (2000 m ü. M.), trennt sich von der rechten Seitenmoräne der jüngere Vorstoß in Form einer wuchtigen Moränenzunge ab. Sie ist 500 m lang, 150 m breit und hat eine hohe, steile Stirn. Die Morphologie dieser Zunge ist dem fossilen Blockgletscher ähnlich. Oberhalb der Felsschwelle im Boden des Griererkars sind die Moränenablagerungen meistens mit Schuttkegeln und Murenablagerungen bedeckt.

Im Bodenkar haben sich Moränen zweier separater Gletscher erhalten, und zwar im nördlichen und südlichen Teil des Kars. Im südlichen Teil des Kars geht die jüngere Moräne allmählich in die hohe Stirn eines Blockgletschers über, der die ältere Moräne überlagert. Auf diese Weise bilden dort zwei aufeinanderliegende Vorstoßstadien eine Stirn mit einer Höhe von 60 bis 80 m.

Das Nachbarkar Kesselböden bedeckt den Blockgletscher mit zwei deutlichen Stirnen, die mit zwei verschiedenen Bildungsetappen verbunden sind. Die Oberfläche des jüngeren Blockgletschers ist reich an Spalten, die infolge des Abschmelzens des Interstitialeises oder eines Eis-kerns entstanden. Am Fuße dieser Stirn (rund 40 m) ist eine ausgedehnte Blockschürze aufgeschüttet. Sowohl im Karboden als auch im Kesselboden kommen auf den Oberflächen der Blockgletscher viele Blöcke mit Durchmessern über 10 m (bis zu 30 m) vor. Außer den Blockgletschern liegt im Kesselboden auch eine undeutliche, doppelte, blockreiche Moräne vor. Sie wurde durch den Gletscher geformt, der bis zum Haupttal nahe Hintertux reichte (1500 m ü. M. – Äquivalent Elsalm III–IV). In der Umgebung der Kleegrube und auf dem flachen Rücken unterhalb des Spannagelhauses (2320–2100 m ü. M.) gibt es außerdem Überreste der Moränenwälle des jüngeren Vorstoßes.

Im untersuchten Gebiet entsprechen die Moränen der Vorstoßetappen Elsalm III, IV und V wahrscheinlich dem Egesen-Stadium (Schneegrenzdepression – 305–345 m). Sie sind durch frisch wirkende Formen und überwiegend grobes und kantiges Moränenmaterial gekennzeichnet. Stellenweise werden diese Moränenwälle von fossilen Blockgletschern begleitet. Ältere Moränen (Äquivalent Elsalm I und II) könnten dem Gschnitz- (Schneegrenze 2010 m ü. M.) und Daun-Stadium entsprechen.

Moränen aus der „Kleinen Eiszeit“ und holozäne Blockgletscher

Im untersuchten Gebiet gibt es einige Systeme von Moränenwällen, die mit den verschiedenen Vorstoßetappen der neuzeitlichen Gletscherstände zu korrelieren sind.

Die größten und bestens ausgebildeten Moränen stammen aus dem Jahr 1850. In dieser Zeit gab es im untersuchten Gebiet fünf Gletscher mit einer Gesamtoberfläche von 7,9 km². Der größte Gletscher, der Tuxer Ferner (5,5 km²), hinterließ eine scharfe, rechte Moräne mit einer Höhe von 35 m, die sich von 2580 m bis 2070 m erstreckt und ein Volumen von ca. 1,46 Mill. m³ hat. Der Vorstoß aus dem Jahr 1920 hinterließ deutliche Moränenwälle auf fast allen Gletschervorfeldern. Im Arbeitsgebiet kommen zusätzlich undeutliche Moränen aus dem Jahr 1890 (Tuxer Ferner) vor. Im Vorfeld des Gefrorne-Wand-Keeses findet sich eine schmale Blockmoräne aus dem Jahr 1980 und zwei Moränenwälle aus der Zeit vor dem Jahr 1850. Die Schneegrenze der Gletscher des Vorstoßes aus dem Jahr 1850 betrug auf der nördlichen Seite des Hauptkamms rund 2640–2750 m.

Im kartierten Gebiet finden sich auch einige kleinere intakte (? aktive und inaktive) Blockgletscher. Auf der Oberen Schwarze Platte (2620 m ü. M.) liegt ein 150 m langer Blockgletscher, der durch die Blöcke aus dem Moränenwall des Jahres 1850 genährt wurde. Eine ähnliche Größe hat der Talus-Blockgletscher südlich von Lärmstange. Auf der nördlichen Seite des Grats Rauheck finden sich zwei Blockgletscherzungen, die rund 400 m lang sind. Sie werden durch Blöcke genährt, die infolge der Verwitterung in situ entstehen. Ein größerer Blockgletscher im Karboden kommt am NW-Abhang der Grierkarspitze vor. Stellenweise ist er mit Schutt bedeckt. Unterhalb seiner Stirn erstreckt sich eine 420 m lange Zunge, die aus großen,

direkt auf dem Felsuntergrund lagernden Blöcken besteht; dies ist Bergsturzmaterial, das infolge eines einmaligen Bergsturzereignisses abgelagert wurde. Im Kar unter dem Gipfel Schmittenberg findet sich ein kleiner (100 x 50 m) Blockgletscher, der aus Kalkmarmor-schutt aufgebaut ist. Ein nicht viel größerer aber mächtiger und gut ausgebildeter Blockgletscher wurde nördlich des Höllensteins aufgenommen.

Massenbewegungen

Die Nordabhänge von Am Flach, sowie die des Tettensjochs und Schmittenbergs sind durch Bergzerreißungsphänomene dominiert. Auf der flachen Gipfebene von Am Flach und Tettensjoch sieht man ein dichtes Netz von schichtparallelen und -querenden Spalten sowie Doppelgrate. Die Nordabhänge sind bis zum Boden des Tuxertals mit Blockwerk bedeckt. In zwei gut ausgebildeten Karen, die wahrscheinlich aus Ausbrüchnischen entstanden, finden sich kleine, spätglaziale, blockreiche Moränenwälle und fossile Blockgletscher. Auf dem Schmittenberg sieht man u. a. eine Fortsetzung der Dislokation, die für die Entstehung der Verwerfung Schmittloch verantwortlich ist. Das ist eine schmale (20–50 cm), sehr tiefe und fast senkrechte Spalte im Kalkmarmor. Außerdem gibt es im Zemmachtal unterhalb der steilen Felswände riesige Kegel aus lokalem Blockwerkmaterial. Nicht selten erreichen einzelne Blöcke des Porphyrganitgneises einen Durchmesser von mehr als zehn Meter.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Kartierungsgebiet stellt die westliche Fortsetzung in den Jahren 2004 und 2005 bearbeiteten Gesteinseinheiten dar. Daher werden im Folgenden neue Ergebnisse diskutiert, die auf der Charakterisierung der Lithologien in den beiden vorhergehenden Arbeiten basieren. Aufgrund des mäßigen W- bis NW-Abtauchens der lithologischen Grenzflächen sind nach W zunehmend strukturell höhere Einheiten aufgeschlossen. Die Fortsetzung von Porphyroidgneis- und Amphibolit- und Zungen als Einschaltungen in feinkörnigen Grt-Glimmerschiefern konnte im Karbereich W und SW der Hugo-Gerbers-Hütte nach W verfolgt werden. Die phyllitischen Granat-Muskowit-Schiefer im Liegenden sind auf den östlichsten Randbereich des Arbeitsgebietes ESE der Hugo-Gerbers-Hütte beschränkt. Die räumliche Verbreitung der Lithologien wird stark von i) der penetrativen Hauptschieferungsbildung D₁ durch intrafoliale Faltung um SSW–NNE-Achsen und achsenparallele Scherung, ii) der Verfaltung um E–W- bzw. NW–SE streichende Achsen (D₄), sowie iii) der mehrphasigen sprödetektonischen Prägung beeinflusst. Letztere führt zur scheinbaren Vervielfachung einzelner Amphibolit- und Porphyroidgneiszüge. Im Kartierungsgebiet 2006 tritt die Bedeutung der vermutlich kretazischen großmaßstäblichen Faltung um E–W-streichende Achsen für die großräumige tektonische Struktur in den Hintergrund, sodass in diesem Gebiet neue Informationen über die ältere Metamorphose- und Strukturentwicklung gewonnen werden konnten. Als dominante Hauptstrukturelemente sind die Hauptschieferungs-

bildungen während D₀ und D₁ zu nennen, die ein Produkt penetrativer Faltungsphasen darstellen. Überprägt wurden diese Strukturen durch lokalisierte Scherzonen (D₂), welche unter abnehmenden grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen aktiv waren. Die intensive Crenulation um N–S-streichende Achsen (D₃) ist äquivalent zu den Kartierungen 2004 und 2005 durchwegs vorhanden, bildet jedoch auch im hier diskutierten Arbeitsgebiet keine großmaßstäblichen Faltenstrukturen.

Meso- und Mikroskopische Charakterisierung der Lithologien

Granat-Chlorit-Muskowit-Schiefer Granat-Glimmerschiefer

Ms, Qtz, Chl, Grt, Ab, ±Bt, ±Ctd (Ilm, Ap, Tur, Gr, ±Czo)

Die Hauptmasse der Metasedimente des Arbeitsgebietes wird von Grt-Chl-Ms-Schiefern aufgebaut, die von einer mittelgrauen feinschuppigen bis mittelkörnigen Ms-Chl-Qtz-Matrix dominiert werden. Granat bildet grobkörnige Porphyroblasten oder Klasten, welche ebenso wie Albit einerseits Frühstadien der D₁-Faltung in Kernbereichen konservieren, andererseits randlich die Hauptschieferungsflächen post-tektonisch übersprossen. Die Fortsetzung der Deformation nach dem Grt-Wachstum (= D₂) führte zur Grt-Klasten-Bildung in der Qtz-Chl-Ms-Matrix. Im Großteil des Arbeitsgebietes 2006 bildet die penetrative Faltung D₁ in Metapeliten die Hauptschieferung. Quarz erscheint in Faltenscheiteln und Microlithons grobkörnig dynamisch durch grain boundary migration (GBM) rekristallisiert, während in feinkörnigen Qtz-Chl-Domänen meist ein Polygonalgefüge mit 120° Korngrenzwinkeln sowie gerade Korngrenzsegmente zu beobachten sind. Neben Qtz zeigt auch Muskowit intensive Rekristallisation und Neuwachstum nach der D₁-Deformation. Durch D₁ verfaltete Hellglim-