

1720–1950 m, SW of Lämmerbichl (1800–2000 m) and a small fragment of the lateral (or end?) well pronounced moraine preserved SE of Penkenhaus (1620–1690 m).

Well shaped and higher located end moraines occur SE of Hippoldspitze, at the height of ca. 2250–2400 m a.s.l., E of Eiskarspitze (2320–2450 m), N, NE, SE and S of Torspitze (2030–2500 m), SE of Halspitze (2360–2400 m), SW of Rastkogel and SW of Grauespitze (1980–2500 m) and S of Hoebbergjoch (2350–2500 m). They are probably the remnants of small glaciers of the late Würm to early Holocene age.

Remnants of the stone glaciers – fields of blocks showing characteristic lobate patterns – occur in the vast cirque S of Hobarjoch (on the height 2300–22450 m a.s.l.) and on the slopes of Graue Spitze: SW (2100–2350 m) and SE (2150–2450 m). The two latter look particularly fresh and extensive. All of them took their origin from massive rock falls, which probably covered active glaciers in the late Würm to early Holocene.

### Mass Movements

The largest landslides occur on the N slope of Nedarjochberg dipping towards Hobarbach valley. All of them are inactive. More than a half of the slope area bears the traces of huge sliding. Slope terraces, some of them obsequently sloped, ridges and furrows with ponds are common features there. Another couple of large landslides occurs just on the opposite site of the Hobarbach valley and in Nasse Tuxalm. Calcareous phyllite forms the bedrock of the slopes in all of these places. It seems particularly susceptible to sliding.

Shallow and vast depression on the S slope of the ridge between Geiseljoch and Nafingjoch was a source of rocks, debris and glacial sediments which form a narrow and long tongue reaching the valley floor, probably the largest single landslide developed SW of Wanglspitze. A typical depression can be seen in the upper part of the slope with a back rocky wall and swamps below. The convex large and long tongue stretches more than 600 m along the Hoserbach River. Both landslides developed upon various types of phyllites.

Much smaller but numerous landslides concentrate in the area of Geiselalm. Some of them are periodically active. There again the calcareous phyllite forms the substratum to the glacial sediments, which are subject to sliding.

Thawing of the permafrost in the Late Würm and Early Holocene could be the main reason for the activation of all types of mass movements: rock falling and landsliding.

### Periglacial Patterned Soils.

Nicely developed solifluction lobes can be observed on the N and NW slopes of the Ramsjoch, on altitude 2100–2450 m a.s.l. Fresh shapes seem to indicate that they are still active. However, no evident traces of creeping were found.

### Lake Sediments and Landforms

There are several dozens of lakes in the area investigated. Most of them are small and very small. The largest (Torsee) was ca. 200 m long in July 2006. Most of them are of glacial origin, many (the smallest) are of landslide provenance.

Many lakes are completely infilled with the sediments. They can be seen in the landscape as flat, horizontal or very gently dipping grassy and swampy surfaces. Only few of them have patches of water. Most of them occurs in terminal glacial depressions and are dammed by end moraine ridges. The nicest ones are located in Hippoldanger and just below Geiseljoch. Apparently they are the remnants of a moraine or of ice-dammed lakes.

It is very probable that many lake depressions are infilled with peat. However, in only one (in Gspiel, Baumgartenalm) the layer of peat 1 m thick can be seen in a creek cut.

### Alluvial Sediments and Landforms

Generally deep cut and narrow valley floors did not leave much room for alluvial sediments. Only middle and upper reaches of Hobarbach valley show nicely developed alluvial plane. The most impressive fragment of it is located in the terminal depression in Hobalm, already mentioned above. It is probable that the flat SE part of the depression is infilled by sediments of the end-moraine dammed lake.

Alluvial fans developed not only on the valley floors but also on slopes in places where the slopes get more gentle.

### Mining

No traces of active mining, either open pit or underground were found. The area of the abandoned magnesite mine NE of Vorderlanersbach reveals a high grade of reclamation.

## Bericht 2005 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im oberen Tuxertal auf Blatt 149 Lanersbach

JERZY ZASADNI  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das aufgenommene Gebiet liegt im oberen Teil des Tuxertals westlich von Lanersbach. Unter den kartierten Ablagerungen überwiegen glaziale Ablagerungen. Es kommen sowohl Grundmoränen des Hochwürm vor als auch eine Reihe von postglazialen Moränenwällen und Blockgletschern. Manche Hänge sind durch große Massenbewegungen (bis mehrere Quadratkilometer) zerlegt, die das Tal an zwei Stellen versperren. Ansonsten ist der Talboden mit alluvialen und Schwemmkegelablagerungen ausgefüllt.

Im Kartierungsgebiet gibt es in den gegenüberliegenden Abhängen des Haupttales große Unterschiede in der Ausbildung der quartären Sedimente. Das hängt sowohl von der Exposition des Geländes ab als auch von den Eigenschaften des Festgesteinsuntergrundes. Die orographisch linke Talseite besteht überwiegend aus Kalkphylliten der Bündnerschiefer, die für Verwitterung und Massenbewegungen anfällig sind und dem Glockner Deckensystem angehören. Den Talboden und teilweise die orographisch rechten Abhänge bauen Kalkphyllite, Bündnerschiefer und Kalkmarmor des Venediger Deckensystems auf. Die Böden der Seitentäler (an der rechten Talseite bis zum Tuxer Hauptkamm) und der obere Teil des Tales (in der Umgebung des Tuxer Ferners) sind aus widerstandsfähigen Knollengneisen des Tuxer Kernes und dessen Hüllgesteinen aufgebaut.

Moränen aus dem Würm sind an den Abhängen des Haupttales bis hoch hinauf erhalten, z. B. an den Abhängen des Schmitzenbergs bis zu einer Höhe von rund 2150 m ü. M. Eine dichte Moränendecke lagert auch an den sanften Abhängen in der Umgebung des Kreuzjoches und Am Flach (bis zu einer Höhe von 2200 m ü. M.), wo in jener Zeit Eistransfluenz vorkam. Eine Moränendecke aus dieser Zeit liegt auch an den Abhängen der Eggalm (oberhalb des Lanersbachs) vor, wo sie zwischen 1800–1900 m ü. M. allmählich in Verwitterungslehme übergeht, die die Abhänge der Gröblspitze und die Waldhoaralm bedecken. Dieser Lehm entstand wahrscheinlich infolge der Moränenverwitterung, wovon die Überreste in Form von Geröllen zeugen. Zwischen den Ausgängen der Täler Grierer Kar und Rötboden findet sich auf einer Höhe von 1800–1900 m ü. M.

eine deutliche Verebnung im Hang, welcher eine einheitliche Moränendecke auflagert. Am Hang darunter steht in einer Höhe zwischen rund 1500–1600 m ü. M. eine Felsstufe an. Die Moräne, die direkt darüber liegt, ist stellenweise stark mit Kalzit zementiert. Die darunter gelegene Moräne ist meistens umgelagert und enthält Blockmaterial aus der darüber liegenden Felsstufe.

Zwei Moränenwälle NE der Felsstufe finden sich in einer Höhe von 1400–1480 m ü. M., an der Grenze zwischen dem Schwemmfächer Außeraue und dem Abhang. Es ist schwer zu beurteilen, ob es sich hier um eine Endmoräne des Tuxertal-Gletschers handelt oder um Endmoränen des Gletschers aus dem Rötboden. Auf der Loschbodenalm (1700 m ü. M.) kommen zwei gut erhaltene Mittelmoränenwälle vor und ein mit diesen zusammenhängender niedrigerer Wall der Stirn- oder einer längeren stationären Phase zuzuschreiben ist. Im Rötboden (1800–2100 m ü. M.) ist ein System von einigen parallelen Seitenmoränen beobachtbar. Diese gehen in eine Endmoräne über, welche ein deutliches Zungenbecken bildet. Die Höhe dieser Moränen beträgt 60–70 m. Sie sind wahrscheinlich als Egesen-Moränen einzustufen. Die entsprechenden Gletscher kamen aus dem Höllensteinkes und dem Mitterschneidkar. Der vom Lange-Wand-Kar herabfließende Gletscher war damals ein separater, kurzer Gletscher mit einer Endmoräne in einer Höhe von 2050 m ü. M. im oberen Teil des Rötbodentales. Im Grierer Kar finden sich die Wälle der Moränen aus mindestens zwei Vorstoßphasen. Sehr frische Moränen aus einer jüngeren Phase haben an ihrer Stirn Felsblöcke mit einem Durchmesser von bis zu 8 m.

In den Seitentälern, auf der orographisch linken Seite des Haupttals (Junsbergalm und Madseitbergalm) sind keine Spuren von Moränenwällen erhalten, an den Talausgängen jedoch ist oft Grundmoräne in kleinen Hangrutschungen längs der tief eingeschnittenen Schluchten geschlossen. Seitenmoränen eines postglazialen Stadiums kommen auch im oberen Teil des Haupttals, auf der Sommerbergalm, vor. Sie verlaufen auf der gegenüberliegenden Seite des Kunnerbachtals bis zu einer Höhe von 1650 m ü. M. weiter. Der Gletscher reichte damals wahrscheinlich bis in die Umgebung des heutigen Parkplatzes bei der Talstation der Seilbahn

In Hintertux (1500 m ü. NN) und hatte eine Fläche von rund 26 km<sup>2</sup>. Die Schneegrenze lag schätzungsweise während dieses Vorstoßes in einer Höhe von 2400 m ü. M., was dem Egesenstadium (Bezugsniveau 2713 m ü. M.) entsprechen würde. Wahrscheinlich in jener Zeit wurde der Gletscher nicht von dem Bodenkar gespeist, wovon ein Seitenmoränenwall unter der Schwelle dieses Kars zeugt. Auf einem sanften Rücken unterhalb des Spannagelhauses liegt ein weiterer Moränenwall vor, der wahrscheinlich ins Egesen-Stadium einzustufen ist. In dieses Stadium dürfte auch der blockreiche Moränenwall des Gletschers von den Gefrorene-Wand-Spitzen zu stellen sein, der östlich der Kleegrube, längs des Schwarzbrunnerbachs liegt.

Im oberen Teil des Tuxertals kommen gut erhaltene Moränen dreier Gletscher aus der kleinen Eiszeit (Stand 1850 und jüngere) vor. Die Schneegrenze während dieses Vorstoßes (geschätzt nach der 2:1-Flächenteilungsmethode) beträgt 2710 m ü. M. für den Tuxer Gletscher (Tuxer Ferner) und den Gletscher von den Gefrorene-Wand-Spitzen, 2750 m ü. M. dagegen für den Schwarzbrunnerkes Gletscher. In der kleinen Eiszeit, oberhalb des Spannagelhauses (2580 m ü. M.), trennte sich vom Gletscher Hintertux ein Eisstrom ab, der den Gletscher der Gefrorene-Wand-Spitzen speiste. Unterhalb des Spannagelhauses findet sich ein sehr gut erhaltener und ca. 40 m hoher Moränenwall des Tuxergletschers aus dieser Zeit. Die Endmoräne dieses Vorstoßes befindet sich in einer Höhe von 2060 m ü. M. Die Endmoränen der Gletscher von den

Gefrorene-Wand-Spitzen und vom Schwarzbrunnerkes finden sich in den Höhen 2300 m und 2440 m ü. M. Außer den erwähnten Gebieten und dem Kar Höllensteinkes (außerhalb des Untersuchungsgebietes) gibt es im Tuxtal keine Moränen aus der kleinen Eiszeit.

Am orographisch linken Abhang des Haupttals treten großräumige Rutschungsgebiete in Erscheinung.

Die größte Fläche hat die Massenbewegung über Hintertux (6,5 km<sup>2</sup>). Der Hang ist hier mit lehmigem Material mit Felsblöcken bedeckt (bis zu einem Durchmesser von ein paar Metern). Die Oberfläche des Bergrutsches hat stellenweise kleinhügeliges Relief, und die aufgeschlossenen intakten Felskörper bilden kleine Rücken am Abhang. Eine andere Massenbewegung – über Juns – weist einen einige hundert Meter langen intakten Felskörper auf, der eine morphologische Verebnung bildet, auf der die Brandalm liegt. Dieser Bergrutsch hat eine klassisch ausgebildete und gut sichtbare Ausbruchsnische. Kleinere Rutschungsgebiete finden sich bei Madseit und auf der Niederleger Junsbergalm. Auf der anderen, orographisch rechten Seite des Tals gibt es zwei große Massenbewegungsgebiete: unter dem Schmitzenberg, ein großes Bergsturzgebiet, kommen hausgroße brüchige Kalkmarmorblöcke vor. Im tiefer gelegenen Teil dieser Massenbewegung findet sich außer den Bergsturzböcken (Kalkmarmor, Kalkphyllit) auch umgelagertes Moränenmaterial. Den Bergsturz bedeckt ein langer Schuttkegel, der aus dem Schmitzenloch kommt und zwei Murenkegel. An jener Stelle, an der der Haupttalboden durch zwei Talzuschübe versperrt ist, die aus den gegenüberliegenden Abhängen stammen, liegt der Ort Hintertux. Der Tuxbach schneidet hier 30–40 m ins Kolluvium ein. Ein anderes großes von Massenbewegungen betroffenes Gebiet findet sich am nordwestlichen Abhang von Am Flach. Ähnlich wie am nördlichen Abhang des Schmitzenbergs ist hier das Einfallen der Schieferung des Festgesteins hangparallel. Den Hang bedecken meistens Felsblöcke von einem Durchmesser bis zu einigen Metern. Das Bergsturzmaterial ist stellenweise nicht stabil und zeigt aktive Kriechbewegungen, wovon ein gelichteter „Betrunkener Wald“ zeugt. Das Blockfeld stammt von einem großen Bergsturz bzw. mehreren Bergstürzen aus einer gut sichtbaren Ausbruchsnische in rund 2100 m ü. M. unterhalb des Gipfels vom Am Flach. Im unteren Teil des Bergsturzes wurde auf großen Gebieten stark zerklüftetes Festgestein (meistens Kalkmarmor) kartiert, das aus abgerutschten Felskörpern zu bestehen scheint. Große Blockfelder kommen auch nördlich von der Sommerbergalm vor. Sie sind die Folge von Felsstürzen und der Verwitterung in situ.

Der etwa 250–300 m breite Boden des Haupttals ist mit alluvialen Ablagerungen und Schwemmfächern aus den Mündungen der Seitenbäche ausgefüllt. Im Ort Juns kommen zwei Terrassen vor. Das ältere Niveau liegt 2–3 m über dem Bachniveau, das jüngere etwa 1–1,5 m darüber. Fast alle Schwemmfächer der Seitenbäche sind durch den Tuxbach angeschnitten. Bemerkenswert ist ein großer und relativ steiler (ca. 10–13°) alluvialer Schuttfächer zwischen Madseit und Juns. Er besteht aus größerem Material als andere Schuttfächer im Tal.

Unterhalb der Endmoränen aus der kleinen Eiszeit kommen im oberen Teil des Tals fluvioglaziale Schwemmfächer vor. Sie bestehen aus Moränenmaterial, das infolge von Schmelzwässern umgelagert wurde. Die Zusammensetzung dieser Ablagerungen weist auf die Sedimentation in einem sehr veränderlichen und hochenergetischen Sedimentationsmilieu hin.

Die größten und zur Zeit aktiven Schuttkegel finden sich unter den Nordwest- und Nordwänden des Hohen Riffers und unter den Nord- und Ostabhängen des Schmitzenbergs. Murenkegel kommen vor allem auf der Loschbodenalm, an dem bereits erwähnten Nordabhang des Schnitten-

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.