

abgang mitverursacht. Kleinere Rutschkörper sind auch am Grabenausgang des Dürrengrabens (640 m SH, Werfener Schichten) und neben der Bundesstraße (500 m SW' Gft. Fuchsbauer, Reingrabener Schichten) sowie in den Lunzer Schichten des Raffelgrabens zu verzeichnen.

An der kleinen, gänzlich in Werfener Schichten steckenden Dachsteinkalkrippe 1 km NE' Gft. Hirtenlehner kann vorzüglich deren Zerlegung in einzelne Blöcke entlang von offen stehenden Klüften und Zerrfugen durch langsame Massenbewegung beobachtet werden.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Im Jahr 2005 wurden einige kleinere Gebiete nördlich des Holzäpfeltales NE Wildalpen kartiert.

Der Bergsturz von Wildalpen reicht bis zur Wiesengrenze östlich Musel und bis zum Hangfuß des Scheinbergs.

Der Scheinberg wird von Hauptdolomiten aufgebaut. Westlich der Südschulter des Scheinberges ist zwischen 680 und 690 m ein Moränenrest aufgeschlossen. Auf dem Hauptdolomit der näheren Umgebung liegt Moränenstreu. Westlich und südlich des Scheinberges liegen zwischen 770 und 840 m Erratika aus Dachsteinkalk.

Entlang des Forstweges südlich Scheinberg sind zwischen 640 und 670 m Schluffe aufgeschlossen. Im Holzäpfeltal konnten im Graben südlich Casari (siehe W. PAVLIK: Bericht 2002, Jb. Geol. B.-A., 143/3, S. 475, Wien 2003) ebenfalls Schluffe bei 670 m nachgewiesen werden. Die Ablagerungen des Bergsturzes von Wildalpen lassen sich bis zu einer Höhe von 620–630 m nachweisen, somit dürften diese Schluffe Eisrandsedimenten zuzurechnen sein. A. FRITSCH nimmt für die Würmvereisung Hochglazial eine vermutete Gletscheroberfläche von 650 m an. Wenn diese Grenze höher liegt könnten diese Schluffe in das Würm zu stellen sein, ansonsten wäre eine Rissalter zu diskutieren. Die oberhalb aufgeschlossenen Moränenreste und Erratika dürften dann dem Riß zuzurechnen sein.

Der Weittalkogel wird von zuckerkörnigen, weißlichen bis grauen Wettersteindolomiten aufgebaut. Im Graben NNW Casari liegen schwarze Tonsteine der Reingrabener Schichten. Die Tonsteine lassen sich bis knapp östlich des Sattels Krumpenalm verfolgen und werden dort von einer Blattverschiebung gekappt. Der gesamte Bereich wird von ungefähr NNW–SSE-gerichteten dextralen Blattverschiebungen sehr intensiv zerlegt. Entlang dieser tektonischen Linien werden mehrere Tonsteinlinsen nach NW verschleppt.

Südlich schließen sich zuckerkörnige, hellgraue bis weißliche, beige verwitternde Dolomite an. Diese Dolomite im Hangenden der Reingrabener Schichten lassen sich mit Dasycladaceen, *Poikiloporella duplicata* (STOPPANI) PIA in das Karn stellen und sie repräsentieren die karbonatische Entwicklung der Nordalpinen Raib-Gruppe.

Bericht 2004/2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 101 Eisenerz

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den beiden Jahren wurden die quartären Ablagerungen auf Blatt 101 bearbeitet. Dabei konnte neben älteren Unterlagen auf die Vorarbeiten von G. BRYDA, M. MOSER,

W. PAVLIK (Manuskriptkarten sowie Kartierberichte 2000 bis 2004) und die Geologische Karte des Hochschwabgebietes 1:25.000 (G.W. MANDL et al., 2002) aus jüngster Zeit zurück gegriffen werden. So war in vielen Fällen keine flächenmässige Erfassung, sondern nur eine sedimentologisch genetische Aufnahme nötig, wodurch die Arbeiten sehr erleichtert wurden.

Der Westteil des Hochschwabmassivs mit den Tälern von Salza und Erzbach war zur letzten Eiszeit (Würm) nicht mehr Teil des ostalpinen Eisstromnetzes, das damals im Ennsgletscher sein östliches Ende im Bereich des Gesäuses fand. Während die Vergletscherung des Hochschwabs teilweise (z.B. Sonnschienenalm) den Charakter einer Eiskappe mit mehreren Gletscherabflüssen (Leopoldsteiner See, Tragöß, Bodenbauer) hatte, waren sonst eher nur Kargletscher entwickelt, wie sie auch die Vergletscherung der umliegenden Gebirgsgruppen charakterisieren. Die Eiszungen erreichten meist noch die Talböden der Hauptgerinne (Leopoldsteiner See, Tragöß, Wildalpen) ohne aber diese noch wesentlich erfüllen zu können. Somit ist die Vergletscherung im Bereich des Blattes 101 Eisenerz als eine gut entwickelte Lokalvergletscherung zu charakterisieren. Im Gegensatz dazu war in der vorletzten Eiszeit (Riß) das Hochschwabgebiet noch Teil des Eisstromnetzes, das damals noch alle Täler rund um das Hochschwabmassiv erfüllt hatte. Davon sind an mehreren Stellen noch Spuren erhalten geblieben (M. MOSER, Bericht 2001)

Tragößtal

Der Talboden von Tragöß war im Würm-Glazial von einer Gletscherzunge erfüllt, die das Tal bis südlich Großdorf erfüllte (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2003). Hier sind zu beiden Seiten der Laming, unmittelbar an der Blattgrenze, deutliche Endmoränen erhalten, die die maximale Ausdehnung des Gletschers markieren. Der Rand der Gletscherzunge ist dann an der orographisch rechten Talflanke (Schattenberg) an Hand von Staukörpern und Moränen zu rekonstruieren. So ist in der Kleinröt bei Krug ein Staukörper erhalten, der an einem Moränenwall bei der Abzweigung der Straße zum Rahner in 860 m Höhe gestaut wurde. Nördlich Rahner ist in 940 m ein ausgedehnter Staukörper entwickelt, der am talseitigen Rand von grobem Blockwerk bedeckt ist, wie auch der scharfe Moränenwall in 920 m Höhe. Diese Moräne sowie der Staukörper haben nördlich des Strilergrabens in einem breiten Moränenwall mit Staukörpern in 950 m ihre Fortsetzung. Diese Ablagerungen markieren, ebenso wie große erratische Kalkblöcke oberhalb der Straße Großdorf – Krug sowie Krug und Rahner, die ehemalige Eiszunge. Weiter taleinwärts sind dann keine Reste an der steilen ungliederten Flanke der Kohlerleiten erhalten geblieben.

Weiter taleinwärts sind an den Südhängen nur noch ein schön ausgebildeter Moränenwall SE der Pfarreralcke in 970 m und ein Eisrandkörper sowie ein Moränenwall unterhalb des Kampelsteiges in 920 m Höhe vorhanden. Alle diese Moränen zeigen eine Füllung des Talkessels mit einem Gletscher mit einer Höhe von ca. 940–950 m Oberfläche zum Höhepunkt der Würm Eiszeit an, der aus Eisströmen aus dem Jassinggraben, Klammboden und Haringgraben gespeist wurde. Dieser endete mit einer steilen Zunge bei den Endmoränen südlich von Großdorf.

Im Rahnergraben finden sich außerhalb der würmzeitlichen Ablagerungen bis in ca. 1050 m Höhe erratische Kalkgeschiebe in der mächtigen Schuttfüllung aus Grauwackengesteinen. Zusätzlich ist auf dem Rücken nördlich des Grabens zwischen 1080 und 1140 m Höhe eine Platte groben Konglomerats verbreitet. Das sehr gut verfestigte Konglomerat ist aus groben, sandreichen Kiesen, die auch Blöcke bis 30-50 cm Ø führten, entstanden. Korngröße,

schlechte Sortierung und nur undeutlich ausgeprägte Schichtung weisen auf rasche Sedimentation, wahrscheinlich am Eisrand, hin. Die Erratika sowie die Konglomerate belegen, dass der Eisstrom in der Riß-Eiszeit mindestens 100–150 m mächtiger war als der der Würm-Eiszeit.

Nach der maximalen Ausdehnung des würmzeitlichen Eisstromes sind noch in zwei Positionen deutliche Endmoränenzüge abgelagert worden. Der erste setzt als mächtiger, sehr grobblockiger Wall bei Pichl an und setzt sich nach einer kurzen Unterbrechung bei den südlichen Häusern von Großdorf fort, wo er auch zur Talmitte hin einschwenkt. Er ist auch östlich der Laming entwickelt, wo er wieder nach Norden zieht. Er ist hier als 10–20 m hohe Kante ausgebildet, die das höhere Vorland vom nach Norden anschließenden Becken trennt, das heute von Schwemmkegeln der Seitenbäche verfüllt ist. Der zweite bildet die Hügelgruppe des Galgenwaldes, die eine geschlossene gestaffelte Endmoräne im zentralen Talboden darstellt. Zur orographisch rechten Talflanke hin ist die Endmoräne vom mächtigen Schwemmkegel aus dem Strilergraben dermaßen überschüttet, so dass nur noch kleine Hügel aus der Kegelfläche aufragen. Auch hier ist ein Endmoränenwall östlich der Laming bei Lindenhof und Tal erhalten, der den Rand der Eiszunge nachzeichnet. Bei allen Endmoränenzügen ist zu beobachten, dass die Ablagerungen an der westlichen Seite des Tales sehr grobblockig ausgebildet sind, wobei häufig auch riesige Blöcke (bis einige 10er m³ und mehr) auftreten. Der Grund dafür liegt in der starken gravitativen Auflockerung der Flanken der Kalkstöcke südlich des Jassinggrabens (z.B. Heuschlagmauer), die viel grobes Blockwerk geliefert haben, das somit am orographisch rechten Rand des Gletschers transportiert und abgelagert wurde.

Im Liegenden der Moräne im Galgenwald sowie der Moränen südlich von Großdorf treten Konglomerate auf. Sie werden von sandreichen Kiesen gebildet, die bei undeutlicher Sortierung eine schwach ausgeprägte horizontale Lagerung zeigen. Sie bestehen zu ca. 50–70 % aus Gesteinen der Grauwackenzone, wobei diese lagenweise mit nahezu 100 % dominieren aber auch zurücktreten können, sodass die Triaskarbonate deutlich hervortreten. Die an sich schwach verkitteten Konglomerate zeigen aber stellenweise auch eine ausgeprägte Talrandverkittung. Die Kiese stellen die Vorstoßschotter im Becken von Tragöß dar, die kurz vor der maximalen Ausdehnung der Gletscherzunge im Talboden akkumuliert wurden. Die Kiese wurden einerseits von der Laming (Karbonate), andererseits von den Seitenbächen (Grauwackengesteine) geschüttet. Die heute noch vorhandenen Reste erstrecken sich von der Terrasse in Oberdorf (Kirche) über die Stufe nördlich von Lindenhof, wo sie nur orographisch links der Laming erhalten sind. Ab Großdorf bis zu den Endmoränen treten sie dann beidseitig der Laming auf, und gehen dann in die südlich anschließende Niederterrasse über, die von Unterort an entlang der Laming nach S zu verfolgt werden kann.

Beim Abschmelzen der Eiszunge wurden kleinere Eisrandterrassen (besonders am Fuß des Schattseitenberges) und größere Kameskörper gebildet (z.B. NE Pfarrerteich und Lindenhof). Letzterer besteht fast ausschließlich aus mittelkörnigen Kiesen der Grauwackenzone, die nur wenige grobe Komponenten von Triaskarbonaten führen. In den Kiesen sind stellenweise Deltaschüttungen zu erkennen, die auf eine Sedimentation in kleine kurzlebige Staubereiche hinweisen. Diese Ablagerung ist somit wohl hauptsächlich aus dem Graben beim Pölsbacher in das schwindende Eis als Kames geschüttet worden.

SE der Pfarrerteich ist eine deutliche Kante in ca. 900 m Höhe ausgeprägt. Hier bricht der Talboden steil gegen das Becken der Jassing ab. Das kuppige Gelände, aufgebaut von groben Kiesen und Schutt, setzt sich in gleicher Höhe

(900–920 m) bis über den breiten Sattel nach SE fort und endet wieder an einer Kante in 900 m Höhe oberhalb des Steilabfalls zum Grünen See. Hier bildet ein mächtiger Terrassenkörper aus grobem Kies und Schutt eine weitgehend ebene Fläche, die am südlichen Rand durch ein scharf eingeschnittenes Trockental und einen Graben (alte Straße) zerschnitten wird. Nördlich der Straße ist er von grobem Bergsturzblockwerk bedeckt. Der ganze Terrassenkörper ist in den ersten Phasen des Eiszerfalls zwischen zwei großen Toteiskörpern im Bereich der Jassing und des Grünen Sees abgelagert worden. An diesen Toteiskörper im Becken der Jassing dürfte auch die Eisrandterrasse in 940 m Höhe unterhalb der Laming-Alm angestaut worden sein. Nach der Bildung des mächtigen Toteiskörpers im Talboden wurde der nördliche Teil von einem kleinen Bergsturz aus der nördlichen Flanke mit groben Bergsturzböcken bedeckt. Spuren der ehemaligen oberflächlichen Entwässerung sind das scharf eingeschnittene Tal südlich der neuen Straße und das flache Tal in Talmitte und der scharfe Einschnitt, in dem die alte Straße verläuft. Heute versickern alle Wässer der Jassing im Bereich der Pfarrerteich und treten erst wieder im Grünen See und endgültig beim Kreuzteich aus.

Nachdem auch das Tal südlich der Klamm nördlich des Grünen Sees eisfrei geworden war, löste sich aus der Kampelmauer ein Bergsturz. Er brandete im Bereich des Buchriegels am Gegenhang an, wo er sich in je einen Sturzstrom nach Norden und Süden teilte. Ersterer erstreckte sich mit einer steil abfallenden Oberfläche bis „In der Klausen“. Der Hauptstrom ergoss sich nach Süden und breitete sich noch bis zum Hangfuß unterhalb der Kohlerleiten und bis zur Pfarrerteich und dem Kreuzteich aus. Die Hohlform des Grünen Sees und des östlichen kleinen Seebeckens und der versumpften Ebene an der Zufahrtstraße zum Julienheim wird von einer deutlichen Kante umschlossen, die darauf hindeutet, dass hier zur Zeit des Abgangs des Bergsturzes noch ein größerer Toteiskörper vorhanden war. Das würde das Bergsturzergebnis in die Zeit des Eiszerfalls im Becken von Tragöß an den Beginn des Spätglazials stellen.

Nach dem gänzlichen Abschmelzen des Toteiskörpers in der Jassing wurde das Becken von ausgreifenden Schwemm- und Murenkegeln verfüllt, die den heutigen Talboden aufbauen. Welche Mächtigkeit diese Ablagerungen haben, ist gänzlich unbekannt.

Durch die starke Zerlegung der starren harten Karbonatkörper über den nachgiebigen weicheren Gesteinen der Werfen-Formation lösten sich besonders nach dem Abschmelzen der Eismassen z.T. riesige Blöcke und Felspartien aus dem Verband der Karbonate, die die Flanke unterhalb der Heuschlagmauer bis zum Talboden bedecken. Manche der Blöcke sind als Wanderblöcke anzusehen. Weiter im N ist die Flanke von mächtigen Schuttströmen bedeckt, die sich am Fuß der Sackung Kote 1842 entwickelt haben, die die gleiche Ursache wie die Zerlegung der Heuschlagmauer sowie der Bergstöcke der Griesmauer und des Trenchtlings hat (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2003).

Spuren von Gletschern aus dem Spätglazial sind nur um die Laming-Alm und Neuwald-Alm erhalten. Zwei grob blockige scharfe Moränenwälle finden sich knapp nördlich und südöstlich der Laming-Alm, die eine Gletscherzunge aus dem Kar der Griesmauer begrenzt, die wahrscheinlich bis auf ca. 1100 m herab gereicht hat. Höher oben im Karboden ist noch das auffällige Blockfeld des Gropperwaldes zu finden, das wohl die Ablagerung eines völlig schuttbedeckten Gletschers darstellt, der bis 1340 m herabreichte.

Die starke Schuttbedeckung ist auch hier auf die starke mechanische Zerlegung des Bergrückens südlich des Griesmauerkogels zurückzuführen. Die Schuttbedeckung

war dermaßen stark, dass sich keine deutlichen Endmoränenzüge herausbilden konnten.

Auch im Almboden um die Neuwald-Alm sind mehrere Endmoränenzüge zu finden, die einen immer weiterschumpfenden Gletscher aus dem Kar unterhalb der Frauenmauer nachzeichnen. Hat der größte noch den Karboden zur Gänze bedeckt (Moränen am Griesboden) und bis in die Steilstufe zum Jassinggraben gereicht, so ist durch einen deutlichen Wall oberhalb der Alm eine Gletschergröße markiert, die nur den Almboden selbst bedeckte. Die jüngste rekonstruierbare Gletscherausdehnung beschränkte sich nur auf den Bereich direkt unter der Frauenmauer, wo deutliche geschlossene Wälle eine Gletscherzunge bis auf 1400 m herab umfassten. Die in diesen beiden noch Osten schauenden Karräumen erhaltenen Moränenablagerungen sind am ehesten dem frühen Spätglazial zuzuordnen und deshalb so deutlich ausgebildet, da sie durch Windverfrachtung überdurchschnittlich ernährt wurden (s. Lassingtal).

Auf der Plateaufläche westlich der Sackwiesen- und Sonnschienenalm sind kaum Moränensedimente vorhanden. Hier füllten sich, wie auch auf den anderen verkarsteten Plateauflächen, am Beginn der Vereisung erst die Dolinen mit Schnee und Eis. Erst nach dem Aufbau einer Eiskappe über das ganze Plateau begannen die Eismassen ohne Einschluss derer in den Dolinen zu fließen und strömten über die Ränder in die Täler ab. Dadurch kam es einerseits nur an den höheren Auftragungen auf den Plateaus zu Eiserosion und auch zu keiner nennenswerten Ablagerung von Grundmoränensedimenten.

Von dem ausgedehnten Plateau um die Sonnschienenalm floss Eis z.Teil über Plotschboden und Klamboden und über die Sättel bei der Fahrstraße und bei der Hörndalm nach Süden zum Gletscher im Tragößtal ab. Die Hauptmasse hingegen floss aber nach Westen zum Tal des Fobisbaches, wo sie mit den Eismassen aus dem weiten Kar unterhalb der Kaltmauer den Gletscher des Leopoldsteiner Sees bildete.

Leopoldsteiner See – Eisenerz

Die Endmoränen des Gletschers im Becken des Leopoldsteiner Sees sind in der terrassenartigen Fläche zwischen Erzbach-Seebach und Seeriedel erhalten. In der größten Ausdehnung umfloss die Gletscherzunge den Seeriedel und breitete sich im Tal des Erzbaches bis über die Position des Schlosses nach Süden aus, wo sie zwei kleine Moränenwälle hinterließ, die orthogonal auf das Tal verlaufen. Diese verzahnen sich mit den Sedimenten der Niederterrasse des Erzbaches, die hier und orographisch links des Erzbaches auf Höhe der Bahngleise erhalten sind. Offensichtlich hatte die Gletscherzunge nicht genug Kraft, um das Tal zu überwinden und den Erzbach aufzustauen. Auf einen mehr talparallelen Verlauf der Gletscherstirn weist auch der etwas jüngere hohe Wall unmittelbar oberhalb des Zusammenflusses von Erz- und Seebach hin. Er überragt die Niederterrasse, die entlang des Erzbaches entwickelt ist und verzahnt sich mit ihr. Der jüngste Moränenzug erstreckt sich in Fortsetzung des Seeriedels und zeichnet eine Gletscherzunge nach, die nur noch auf das Seebachtal beschränkt war. Nach deren Abschmelzen wurde das Zungenbecken des Leopoldsteiner Sees eisfrei, das seither durch das Delta des Seeabaches verfüllt wird, das den bereits sehr ausgedehnten Seeboden bildet.

Vom Bereich des Schlosses Leopoldstein sind im Tal des Erzbaches nach Süden Reste einer steilen Terrassenschüttung erhalten, die sich aus den Nebenbächen der Kleinen und Großen Fölz sowie des Ramsaubaches entwickelt. Leider ist sie wegen der großen Umgestaltungen durch die Bergbauindustrie (z.B. Schlackenkegel, Halden) nicht mehr rekonstruierbar.

Große und Kleine Fölz

In den Karen an der Ostseite des Kammes Kaiserschild – Zaunerkogel haben sich, wahrscheinlich begünstigt durch starke Wechtenbildung, bei den vorherrschenden Westwinden Eiszungen gebildet, die die Täler weit herab erfüllten. In der Kleinen Fölz sind keinerlei Moränenzüge erhalten, die eine Rekonstruktion der Eiszunge erlauben. Die wenigen erratischen Karbonatgeschiebe auf dem Wiesenrücken unmittelbar südlich der Siedlung Münichtal sind wohl aus der Riß-Eiszeit. Der Talkessel der Kleinen Fölz ist mit mächtigem Lawinen- und Murenschutt verfüllt, der ohne Unterbrechung in den Schwemmkegel übergeht, auf dem die Siedlung steht. Bewuchs und Verwitterung des Schuttes deuten darauf hin, dass die Schutteinbringung in den tieferen Lagen wahrscheinlich mit dem ausgehenden Spätglazial (endgültige Einwanderung des Waldes) mehr oder weniger aufgehört hat. Die Entwässerung erfolgt bis auf kurze Perioden nach Starkniederschlägen nur innerhalb der Schuttfüllung.

Das weitaus großflächigere Einzugsgebiet mit der höheren Kammumrahmung der Großen Fölz war in der Würm-Eiszeit von einem mächtigen Gletscher erfüllt. Er entwickelte sich zwischen dem Urwirtsgraben im Norden und dem Graben unterhalb der Schirmbacheralm und reichte bis zum Reservoir der Wasserversorgung in 740 m Höhe. Hier sind orographisch rechts der Großen Fölz drei mächtige Moränenwälle erhalten, die eine steile Gletscherzunge nachzeichnen. Talaustritt ist eine steile Terrassenschüttung entwickelt, die bis zum Tal des Erzbaches schön zu verfolgen ist. Der Rand des größten Gletscherstandes ist weiter Talaustritt noch durch große Kalkblöcke bei der unteren und oberen Lagstatt am Fuß des Mitterriegels markiert, wo sonst nur die Schwemmkegel an den Gräben unterhalb des Tullecks entwickelt sind. Der Hangbereich unterhalb des Kaiserschildes (Lahngang) ist mit groben Moränenablagerungen aus Karbonatgesteinen bedeckt, die bis auf wenige Stellen die Gesteine der Werfen-Formation gänzlich verdecken. Kurze Moränenwälle (z.B. Kote 1106 m und nördlich davon) markieren noch kurzlebige Eiszungen, die sich unter dem zentralen Karraum noch länger halten konnten. In diesen Wällen finden sich auch viele sehr große Blöcke.

Im Liegenden des würmzeitlichen Moränenmaterials ist an der orographisch rechten Flanke des Urwirtsgrabens eine gut verfestigte Breccie erhalten. Die durchwegs matrixreiche, stark verfestigte Breccie führt neben den Karbonaten auch einige Schiefer- und Sandsteinbrocken der unterlagernden Werfen-Formation. Vom Habitus und der Lithologie entspricht sie den in den Gesäusebergen weit verbreiteten mächtigen Hangbreccien (z.B. Reichenstein, Buchstein) und dürfte auch aus dieser Zeit stammen und somit älter als Riß sein.

Außerhalb der Würm-Endmoränen finden sich an der Fahrstraße zum Jostrom noch verkittete karbonatische Kiese, die eine deutliche Verwitterung zeigen. Es sind Reste einer größeren Vereisung, die wohl dem Riß zuzuordnen sind.

Ramsaubach

Das Tal des Ramsaubaches war nur in seinem obersten Teil im Kar des Bärenlochs (ÖK 1:50.000, Bl. 100 Hieflau) vergletschert. Die Bäche aus den größeren südlichen Nebentälern haben nur große Schwemmkegel gebildet. So erfüllt ein riesiger aus dem Lasitzenbach von seiner Mündung mit steilem Gefälle von über 140 m Höhendifferenz über eine Strecke von 1,5 km das Tal des Ramsaubaches. Er hat den Ramsaubach einerseits nach Norden zur Buchleiten abgedrängt, wodurch diese deutlich unterschritten und im Fußbereich versteilt wurde, andererseits zu einem

Stau geführt, wodurch oberhalb eine gefällsarme Talstrecke (Gemeindealm) entstand.

Ein gänzlich anderes Bild ist an der Mündung des Tales bei Galleiten oberhalb Blumau zu beobachten. Ab dem Gehöft Peres verläuft der Ramsaubach am Nordrand des Tales in einer bis ca. 20 m tief in die Schiefer und Marmor des Silurs eingeschnittenen epigenetischen Schlucht. Diese ist durch eine mächtige Masse von blockigem Lockermaterial markiert, das wie ein Pfropfen zwischen Peres und der Bahnlinie (Franzosenbichl) das Tal blockiert. Die Lockergesteinsmassen setzen sich mit einer reich gegliederten, welligen Oberfläche steil ansteigend im Tal nach Süden bis Galleiten fort. Es sind dies die Ablagerungen eines Blockgletschers, der hier bis ins Tal des Ramsaubaches vordrang.

Ab Galleiten nach Süden wird der Talboden dann von grobem Schutt mit großen Blöcken eingenommen, der randlich von hohen, lang hinstreichenden Moränenwällen begleitet wird. Abgeschlossen wird der Talboden im Süden durch einen mächtigen, geschlossenen Endmoränenwall, der das mit Murenschutt erfüllte Becken der Schafferalm (Kote 1157 m) umschließt. Ein hoch aufragender äquivalenter Wall ist auch bei der Tullingeralm zu beobachten. Dieser ist durch eine besonders große Zahl riesiger devonischer Kalkblöcke charakterisiert. Aber auch alle anderen Moränenwälle sind reich an derartigen Blöcken.

Zur Zeit des Hochglazials der Würm-Eiszeit bildete sich in den ideal nach Norden exponierten Karen der Eisenerzer Alpen (Stadlstein – Hohe Lins) ein kräftiger Gletscher aus, der das Tal bis auf Höhe Galleiten erfüllte. Entsprechend dem matrixarmen Schutt mit vielen großen Kalkblöcken im Talgrund und auf den Moränenwällen war die Zunge offensichtlich sehr stark mit grobem Schutt bedeckt. Die groben Blöcke stammen aus der extrem steilen Umrahmung der Kare im Tal Hintergrund, die auch zu der starken Schuttbedeckung des Gletschers führte. Im Bereich des Endes der Gletscherzunge hat die mächtige Schuttanhäufung in Zusammenarbeit mit dem Permafrost zur Ausbildung eines Blockgletschers geführt, der sich dann bis ins Tal des Ramsaubaches wälzte und es abdämmte. Der dadurch nach Norden abgedrängte Ramsaubach hat dann die Epigenese in der „Klamm“ angelegt.

Präbichl

Im Bereich des Präbichls war auch ein ausgedehnter Lokalgletscher entwickelt, der sich aus dem Polsterkar und dem Kar unterhalb des Hirschebgsattels im Norden sowie im Süden aus dem Karraum unter dem Rössel und Gröblzinken entwickelte.

Die vereinigten Eisströme reichten bis St. Laurenti, wo sie eine deutliche Endmoräne, zwischen alter und neuer Straße gelegen, hinterließen. Der Eisrand wird noch durch den ausgeprägten Moränenzug bei Wegscheid oberhalb der neuen Straße markiert. Unterhalb der Handalm setzt ein mächtiger Wall an, der bis in die Talmitte zu verfolgen ist. Er stellt eine Mittelmoräne zwischen den beiden Gletscherströmen dar.

Die unmittelbar westlich anschließende Moränenlandschaft südlich der Bahn mit ihren Trockentälern wurde im Zuge des Gletscherrückzuges im beginnenden Spätglazial nach der Trennung beider Eiszungen abgelagert. Im Handlgraben sind weiter keine Moränen erhalten geblieben.

Im Bereich Präbichl war noch einige Zeit eine Gletscherzunge aktiv, die durch die den langen Moränenzug entlang der Bahnlinie südlich Weidau und einem kurzen Wall oberhalb der Serpentina der neuen Straße nachgezeichnet wird. Seine Ausdehnung wird weiters auch durch die Moränenkante nördlich des Bahnhofs und dem Wall bei der Lanerhütte markiert. Der Raum zwischen diesen Marken

(Weidau) ist von grobkörniger Grundmoräne mit schwankendem Matrixgehalt und Schmelzwasserschutt erfüllt.

Im Bereich der Passhöhe ist am nördlichen Hangfuß bei der Abzweigung der Straße zur Handalm Breccie aufgeschlossen, die hier einen Terrassenkörper mit verwaschenen Formen bildet. Die gut verfestigte, dichte Breccie führt Marmor, Grünschiefer und Amphibolit mit rostbrauner Matrix. Bei dieser Bildung dürfte es sich um verfestigten Hangschutt handeln, der hier in einer mächtigen Eisrandterrasse beim Abschmelzen des Reiß-Eises zur Ablagerung kam.

Hinterwildalpen

Das Becken von Hinterwildalpen war während der letzten Eiszeit gänzlich von einem Gletscher erfüllt. Dieser entwickelte sich aus der Hochfläche bei der Eisenerzer Höhe und den beiden Karen östlich des Geigers. Der Eisstrom aus dem Brunntal umfloss, vereinigt mit dem bei Lichtenegg, das Ostende des Grangenriedels in ca. 950 m Höhe. Hier setzt ein deutlicher Moränenwall neben der Forststraße an, der langsam abfallend bis knapp südlich des Lurgbaches zu verfolgen ist. Parallel zu diesem Wall sind noch westlich und östlich zwei undeutlichere Rücken erhalten. Alle drei bilden den markanten Wall oberhalb der Häuser in dem kleinen Graben östlich des Brunngrabens. Während des Hochglazials war dementsprechend das Becken von Hinterwildalpen gänzlich mit Eis erfüllt, das aber den Sattel beim Häuselbauer nicht mehr überschritt. Wie weit es in die Schreiereng eingedrungen ist, kann nicht gesagt werden, da keine Sedimente erhalten geblieben sind.

Die östliche Flanke dieses Walles zum Ort Hinterwildalpen ist mit mächtigen Moränensedimenten bedeckt, in der kleine, scharf modellierte, S–N-streichende Wälle entwickelt sind, die ersten Rückzugsstadien entstammen. Diese Moränenablagerungen liegen einem Sockel aus karnischen Schiefen auf und sind vom Lurgbach unter schnitten, zu dem sie in einer sehr steilen Böschung abfallen.

Westlich dieser hohen Moränenwälle ist das Areal bei den Häusern und dem Brunngraben mit Grundmoräne und einigen großen Erratika bedeckt. Damals reichte der Gletscher des Lurgbaches offensichtlich bis zu den hohen Moränen des Brunntal-Gletschers. Am Hangfuß selbst sind bei der Mündung des Brunngrabens in den Lurgbach und südlich Kote 841 deutliche Moränenwälle jüngerer Gletscherstände im Tal des Lurgbaches erhalten geblieben. Die westliche zwang den Lurgbach nach dem Abschmelzen des Eises zur Anlage der kurzen epigenetischen Talstrecke im Dolomit. Diese Gletscherstände dürften gleich alt wie die kleinen scharfen bei Hinterwildalpen sein.

Bergsturz von Wildalpen

Im oberen Teil des Bergsturzes (Schiffbrand-, Hirschwald, Teufelssee, Siebenbürgerboden) haben seit den Arbeiten von A. FRITSCH (1993, unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Wien) der Bau der Forststraße und die Neugestaltung eines Weges die Zugänglichkeit stark verbessert, örtlich überhaupt erst möglich gemacht.

In dem in wechselnder Dichte mit riesigen Blöcken bedeckten Gebiet zwischen Schiffwaldboden im Süden, der Köhlermauer im Norden und Hirschwald im Westen ist die auffälligste Form die von puldförmigen Aufragungen (Hochleiten, Sulzenkogeln), auf deren Südseite durchwegs Schutthalde entwickelt sind, während sie auf der Nordseite mit Bäumen und Latschenfeldern bedeckt sind, die auch die bis zu 60–80 m tiefen Depressionen zwischen den Aufragungen auskleiden. Neben diesen puldförmigen Aufragungen sind auch breite Rücken und Kuppen entwickelt (NW Jagdhütte Kote 1347 m; Kote 1309, NE Seltenheimjagdhütte). An allen diesen Formen sind Klüfte, weite Kluftgassen und eine starke Auflockerung des Gesteinsgefüges

zu beobachten, die auch durch die erleichterte Frostverwitterung zu den auffälligen eng begrenzten, Süd schauenden Schutthalde führten. Besonders schön ist ein orthogonales System breiter, tief geöffneter Klüftgassen in dem Rücken NE der Seltenheimjagdhütte zu sehen.

Bei diesem Rücken und den pultförmigen Aufragungen handelt es sich um riesige Schollen, die im Zuge des Bergsturzereignisses abgeglitten sind. Es sind dies somit die obersten Teile der bewegten Masse, die aus der Nische Großer Griesstein – Ebenstein – Schaufelwand ausgebrochen und hier zu liegen gekommen sind. Die Bewegung erfolgte aus der Ausbruchsnische generell nach N–NW, was auch in der Orientierung der Riesenschollen schwach nachgezeichnet ist. Beim Zusammenbruch der Gesteinsmassen brandeten sie gegen einen Felsrücken, der sich, SE–NE-streichend, von der Steilstufe westlich Köhlermauer im Norden über seine höchste Erhebung bei der Kote 1448 m bis knapp nördlich des Teufelssees erstreckt. Auf dem Scheitel des Rückens liegen lang gestreckte Brandungswälle aus grobem Blockwerk, die die Ausdehnung der Hauptmasse des Bergsturzes anzeigen. Nordwestlich davon finden sich noch große Einzelblöcke im Bereich des Siebenbürgerbodens, die den Rücken überwinden konnten. Im Bereich der höchsten Stelle der Forststraße ist in einer Materialentnahme ca. 5 m mächtig Bergsturzmaterial aufgeschlossen, das als begrenzter Sturzstrom ebenso den Rücken überwand. Nur ein kleiner Teil, und zwar der westlichste, der Felsmassen ergoss sich in den Bereich des Teufelssees und erfüllte eine Hohlform, die bis zum Spereck südlich des Höllkogels reichte. Hier und bis über den Hirschwald hinaus nach SE muss eine wahrscheinlich 150–200 m eingesenkte Großdoline (gemessen an der Oberkante der Köhlermauer) vorhanden gewesen sein, die damals teilweise zugeschüttet wurde.

Somit lässt sich das Herkunftsgebiet der Bergsturzmassen auf die rechtwinkelige Nische unter dem Ebenstein einengen. Die Abrissfläche zieht mit 500–600 m Höhe geradlinig bis knapp über Zumach nach Norden und nach Westen bis zur Schaufelwand, und von dort mit rasch abnehmender Höhe bis in den Bereich des Schafhalsattels. Aus dem Bereich Petzbodenleiten unterhalb des Brandsteins können keine nennenswerten Felsmassen abgebrochen sein, da sonst die Depression Teufelssee-Spereck wohl zur Gänze verfüllt worden sein müsste.

Die Hauptmasse des zusammenbrechenden Gebirgsstockes sprang über die Felsstufe der Köhlermauer direkt nach Norden in den Talkessel und brandete am Rücken Säusenstein – Körbel gut 100 m hoch an, um von hier dann abgelenkt nach NW in das enge Tal zur Poschenhöhe und zur Salza abzufließen. Durch diese Dynamik ist auch der tief liegende Bereich um Siebensee zu erklären. Im Salzatal hat sich der Schuttstrom dann flussaufwärts bis Fischerreith, im Hopfgartental bis zum Zusammenfluss mit dem Holzäpfeltal und weiter Salza abwärts bis ca. Fachwerk ausgebreitet (A. FRITSCH, 1993).

Im hangenden Bereich der Bergsturzmasse im Salzatal ca. 500 m östlich der Mündung des Siebenseebaches, fand sich wieder ein Holzstück, das mit VRI 2176 5020±60 a BP (cal BC 3940–3710) ebenso wie eines aus der Talsohle westlich Wildalpen mit VRI 1844 5140±60 a BP (cal BC 3990–3860) (freundl. Mitt. Dr. STADLER, Joanneum Research) die Datierungen von der Poschenhöhe mit VRI 1307 5110±60 a BP (cal BC 3990–3820) und (VRI 1308 4980±60 (cal BC 3930–3700) bestätigten.

Lassingbachtal

Im Lassingbachtal sind öfters (Wöhry, Taleralp, Drei Keuschen) Terrassenreste 2–5 m über dem heutigen Talboden erhalten. Sie bestehen aus sehr groben sandigen Kiesen, die in den Korngrößen den heutigen Flussgeschie-

ben entsprechen. Die Verwitterung an der Oberfläche ist gering, so dass sie als Spätglazial bis Holozän einzustufen sind.

In den südlichen Nebentälern des Lassingbaches (Kumberbauergraben, Kräuter-, Schönbach, Rumpel, Eschauergraben, Schreinbach) finden sich häufig mehrere Meter mächtige Bänderschluft-Ablagerungen, die immer wieder dropstones führen und mit dem lokalen Schutt (Dolomit) der Bäche wechsellagern. Neben diesen vorherrschenden Ablagerungen finden sich z.B. im Schönbach und Rumpel völlig unsortierte, schluffig sandige Sedimente, die neben vielen mehr oder weniger scharfkantigen Dolomitgeschieben auch gekritzte Kalkgeschiebe führen und als Moränenablagerungen anzusehen sind. Im Schönbach sind ca. 300 bis 350 m nördlich des Sperrgrabens am orographisch rechten Ufer gut gerollte sandige Kiese aufgeschlossen, die eine deutlich ausgeprägte Deltaschüttung nach Süden aufweisen. Sie sind hier in einen kleinen Staubereich geschüttet worden, der nur durch Eismassen am Talausgang verursacht worden sein kann. Die Moränensedimente in der Talsohle an der Mündung des Sperrgrabens, in einer tieferen Lage als die Kiese, müssen vom selben Gletscherkörper stammen, der kurz vorher noch bis hierher in das Tal eingedrungen war. Ähnliche Moränenreste sind z.B. direkt noch in Rumpel, bei Abbrenn und Stollhütte aufgeschlossen gewesen. Die Aufschlussverhältnisse sind in den Gräben leider nicht ausreichend, um immer genaue und somit sichere Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Sedimenten herstellen zu können.

Im Talschluss der einzelnen Gräben sind noch mächtige Schuttablagerungen entwickelt, die z.B. sehr schön im Sperrgraben aufgeschlossen sind. Im Dolomitschutt treten manche erratische Kalkgeschiebe auf. In den Bachbetten aller Nebenbäche finden sich, besonders auffällig, im südlichen Nebengraben des Schreinbaches zum Jägersattel, große (bis 1 m Ø) Erratika von Triaskalken und bunten Jurakalken, die bei der Ausräumung der Talfüllungen nicht abtransportiert wurden. Sie stammen aus den Bereichen der Karräume östlich des Hochkars – Ringkogel (mündl. Mitteilung G. BRYDA) und sind von den Gletschern quer über das Lassingbachtal in die südlichen Nebentäler verfrachtet worden. Die Talfüllungen in den Nebenbächen entstanden somit im Vorfeld von Gletscherzungen, die vom Lassingtal in die Täler eingedrungen sind und durch Oszillieren zu wechselnden Stausituationen geführt haben, wodurch die Bänderschlufluffe, Deltaschüttungen und Murenablagerungen entstanden sind. Weiter taleinwärts wurde der lokale Schutt abgelagert. Derartige Stausedimente finden sich auch im oberen Lassingtal entlang des Zellerbrunnbaches auf Bl.102 Aflenz (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2005 und Bericht 2004).

Die Talfüllungen zeigen eine gering mächtige Verwitterungsschicht, die kaum mehr als 30–40 cm in die Sedimentkörper eingreift. Die schwache Verwitterung und der geringe Ausräumungsgrad in den Gräben legt eine Einstufung der Ablagerung in die Zeit des Würm-Hochglazials nahe.

Die überraschend starke Vergletscherung des Lassingtales ist darauf zurückzuführen, dass die Gletscher in den Karen der Göstlinger Alpen (Hochkar, Ringkogel, Tremli) durch Windverfrachtung (Wechtenbildung bei den Schnee bringenden Nordwestwinden) überdurchschnittlich ernährt wurden und so anwuchsen, dass sie das untere Lassingtal erfüllten und auch noch in die südlichen Nebentäler eindringen konnten.

Durch die Gletscherzungen wurden, wie gesagt, wohl auch die meisten der großen erratischen Kalkblöcke (Trias- und bunte Jurakalke) in diese verfrachtet. Teilweise könnten sie aber auch Überbleibsel der Rib-Eiszeit sein, als der Raum des Salza und Lassingbachtals und die anderen Täler durch ein Eisstromnetz bis hoch hinauf

erfüllt waren. Diesem müssen wohl die vereinzelt Erratika in den mächtigen Schuttablagerungen in den Talschlüssen zugerechnet werden, die dann während der Würm-Eiszeit in den frischen Frostschutt inkorporiert wurden.

Salzatal

Das Bergsturzmaterial breitete sich im Salzatal nach E bis Fischerreith, nach W bis knapp westlich Fachwerk aus (A. FRITSCH, 1993). Der Bergsturz nahm dabei auch Schotter aus dem Talboden auf, die oft als gerollte, aber geschrammte Kiese im eckigen, feinstoffreichen Bergsturzmaterial eingebettet sind. Die doch große Ausdehnung nach W mag auch dadurch erklärlich sein, dass das mit den Kiesen aus dem Talboden aufgenommene Grundwasser zur Ausbreitung beigetragen hat. Nach der Ablagerung und einer Stauphase im Salzatal wurde das Bergsturzmaterial von der Salza erodiert, wobei darin auch Terrassenflächen (z.B. Bergerbauer, Wildalpen, Fischerau) angelegt wurden.

Die Bergsturzmassen sind östlich und westlich Wildalpen oft bis zum Talboden aufgeschlossen, ohne dass liegende Terrassenschotter erschlossen wurden. Erst westlich der Salzabrücke (Kote 577 m) in der Fischerau treten grobkörnige, gletschnahe Kiese der Niederterrasse (A. FRITSCH, 1993) im Liegenden der Bergsturzablagerungen auf, die auch das würmzeitliche Gletscherende des Eisstroms im Salzatal markieren dürften. So kann angenommen werden, dass der Talboden im Zungenbecken eine Schottersohle in Höhe des heutigen Flusslaufes oder etwas tiefer aufwies, die ähnlich wie heute oberhalb Fischerreith ausgebildet war.

Reichen die Reste der Niederterrasse anfänglich nur einige Meter über den heutigen Flusslauf, gewinnt diese dann rasch an Mächtigkeit und weist ab Glimitzer bereits ca. 15 m, ab Fachwerk gut 20 m auf. Ca. 200 m westlich der Brücke (Kote 577 m) und bei Kote 568 m in der Fischerau waren über den groben Kiesen in jeweils einer taschenartigen Einsenkung sandige Schluffe mit Ästen, Zapfen, Blättern aufgeschlossen, die ehemalige Mulden in den Terrassensedimenten darstellen, die bei Hochwasserereignissen mit feinen Sedimenten und zusammengeschwemmtem organischem Material verfüllt wurden.

Die Datierung der organischen Reste mit VRI 1457 6070±70 a BP (cal BC 5060–4900) und VRI 1457 6210±70 a BP (cal BC 5250–5060) zeigt, dass um ca. 7000 vor heute, rund 1000 Jahre vor dem Bergsturzereignis, der Talboden etwa auf heutigem Niveau lag und die Niederterrasse keineswegs durch das Bergsturzereignis erodiert wurde, sondern primär im Bereich Fischerau ansetzte. Demnach waren aber offensichtlich im Salzatal an der Gletscherstirn keine Endmoräne und die daran in gleicher Höhe anschließende Terrasse wie in anderen Tälern entwickelt.

Im Bereich der Mündung des Lassingbaches sind im Niveau der Niederterrasse zu beiden Seiten der Salza Sedimente erhalten, die darauf hinweisen, dass der Abfluss der Salza hier nicht ungehindert erfolgen konnte. Es sind dies Delta fore sets mit Einfallen nach N, Kies- und Sandlagen, die mit Einfallswerten bis 70° anzeigen, dass sie in Kontakt mit Eis abgelagert und dann im gefrorenen Zustand verstellt wurden sowie verschwemmte sandige Moränensedimente des Lassingtales mit gekritzten Geschieben in Kontakt mit Bänderschluften. Diese Ablagerungen zeigen an, dass zur Bildungszeit der Niederterrasse der Salza der Gletscher des Lassingtales bis ins Salzatal hereingereicht hatte. Er hat sich offensichtlich auch bis zum Scharberggraben ausgebreitet, worauf auch Blöcke (2–3 m Ø) am Fuß der Niederterrassenböschung nördlich der Salza gegenüber dem Scharberggraben hindeuten.

Von hier Salza abwärts ist die Niederterrasse bis zur Mündung des Mendlingbaches nahezu ununterbrochen zu

beiden Seiten des Flusses entwickelt. Die Sedimente sind durchwegs grobe, sandige Kiese, die oft wenig Klassierung und Schichtung zeigen und stark durch den Einstoß der steilen Nebengraben geprägt sind. Hier finden sich bis m³ große Blöcke im Sediment, die aus Muren- und wahrscheinlich auch Lawineneignissen herrühren. Die Konglomeratwände des schluchtartigen Tales der Salza zeigen die für kalkalpine Terrassen typische fortgeschrittene Talrandverkitung mit Vorsprüngen und Halbhöhlen.

Im Tal des Mendlingbaches ist ebenso eine Niederterrasse entwickelt, die bis Hirtenlehner zu beiden Seiten des Baches, weiter talaufwärts nur am orographisch rechten Hangfuß als schmale Leiste erhalten ist. Auch hier, im Einzugsgebiet des Mendlingbaches, hat die Terrasse keinen direkten Kontakt zu den Endmoränen der Gletscher vom Plateau des Hochkars. Auch zu dem steilen Moränenwall aus dem Raffelgraben besteht kein ersichtlicher Zusammenhang, obwohl die Niederterrasse unmittelbar unterhalb ansetzt.

Hochkar

Die Hochfläche des Hochkars trug eine Eiskappe, von der mehrere Gletscherzungen nach N und NW abflossen.

So findet sich östlich Grabenbauer eine wallförmige Anhäufung von sandigem Moränenschutt mit großen Blöcken und einigen wenigen gekritzten Geschieben. Es ist die Seitenmoräne einer steilen Eiszunge aus dem Graben nördlich Falken, die hier bis zum Talboden vorgestoßen ist. Der Rücken zum Dürregraben wird von mächtigem Moränenmaterial (alte Materialentnahme an Forststraße) gebildet, der sich an der Felskuppe südlich Hartl abstützt. Es ist dies eine Seitenmoräne, die von dem Gletscher aus dem Dürregraben, wohl aber auch von dem westlich davon geschüttet wurde. Der Riesenblock beim Sägewerk südlich Hartl ist ein erratischer Block, den der Dürregrabengletscher transportiert hat. Dieser hat sicher den Talboden der Mendling erfüllt. Wie weit er sich dort ausbreitete ist durch keine Sedimente belegt. Nur der östlichste Teil der Niederterrasse, ca. 400 m westlich Hartl am orographisch rechten Talrand, gibt einen Hinweis, dass die Gletscherzungen über diese Position nicht hinaus gekommen sind.

Neben dem Gletscher im Königgraben, der die modellhaften Endmoränen südlich Lassing (Serpentine der Straße) aufschüttete, entwickelten sich noch große Eiszungen im Wasser- und Klammgraben und dem Talkessel unter den Sandmauern. Sie wurden von der Plateauvergletscherung zwischen Hochkar und Ringkogel gespeist. Sie erfüllten die Gräben und flossen um den Rücken östlich Blachl nach Norden ab, ohne eine deutliche Endmoräne zu hinterlassen. Der westliche Rand ist durch eine deutliche Kante in Moränenmaterial westlich des Wassergrabens nachgezeichnet. Der sich daran nach Westen anschließende weit gespannte, flach auslaufende Hangfuß des Blachlkogels bei Moosbauer und Blachl ist mit Solifluktionsschutt der letzten Eiszeit bedeckt. Der Rücken zwischen Wasser- und Klammgraben ist eine Mittelmoräne, die in 900 m Höhe ansetzt und bis unter 800 m Höhe zu verfolgen ist. Der Moränenschutt liegt hier auf einem matrixreichen Konglomerat mit schlecht gerundeten Komponenten, das offensichtlich wiederum eine gut verkitete Mittelmoräne einer älteren Eiszeit darstellt. Derartige Konglomerate sind auch orographisch links des Wassergrabens oberhalb der Forststraße erhalten geblieben.

Die deutlichen, mit vielen großen Blöcken bedeckten Moränenwälle knapp unterhalb der Hochkar Straße orographisch rechts des Klammgrabens und auf der Südflanke des Talkessels der Sandmauer markieren Eiszungen der ersten spätglazialen Rückzugsphasen der Gletscher an der Nordabdachung des Hochkars.

Gamsforst

Im Krautgraben SW Haid ist in einer Materialentnahme völlig zerschlagener und zerriebener Dolomit aufgeschlossen. Es wechseln aufgelockerte kompaktere Bereiche mit strukturell völlig aufgelösten und hohlraumreichen Partien. Es ist dies Bergsturzmateriale, das den SE–NW-ziehenden Rücken mit 740–750 m Höhe aufbaut. Im hangenden Bereich ist stellenweise rötlichbraunes toniges Verwitterungsmaterial zu finden, das in die Hohlräume eingeschwemmt wurde. Bedeckt wird die Bergsturzmateriale von einer 2–4 m mächtigen tonigen Solifluktionsschicht, die von Gosaumergel und -sandsteinschutt gebildet wird und eine undeutliche hangparallele, nach N einfallende Schichtung zeigt.

Diese Bergsturzaflagerungen sind heute durch den Zwieselbach im E sowie den Graben NE Pichler unter-schnitten und bilden einen flach auslaufenden Rücken. An seinem NW-Ende löst er sich in kleinere Gleitkörper über den Gosaumergeln auf, die als Folge der Unterschneidung entstanden sind.

Im Zwieselbach finden sich dann in 750 m Höhe mehrere m³ große Blöcke, die offensichtlich das Ende der letzt eiszeitlichen Gletscherzunge aus dem Kar „Unterm Buchberg“ anzeigen. Weiter südlich, bis ca. 780 m Höhe ist das scharf eingeschnittene Tal mit feinstoffreicher Moräne mit reichlich facettierten und gekritzten Geschieben ausgekleidet, die bis zu den Verflachungen auf beiden Flanken (z.B. Kehre der Straße Richtung Stöger) hinauf reicht. Den rechten Rand des Gletschers in seiner größten Ausdehnung dürfte die kleine, grobblockige Moräne südlich Wick außerhalb des Grabens markieren.

Weiter südlich wird das Tal dann orographisch rechts von einer ausgedehnten Rutschung, orographisch links von einem ausgedehnten Schuttstrom unterhalb Pretschuh verfüllt.

Der Hangfuß des Rückens „Lärchkogel“ SE Wick ist von mächtigem Schutt bedeckt, der wahrscheinlich aus der Zeit großer Frostschuttbildung in der letzten Eiszeit stammt. Er deutet durch girlandenartige Rücken an, dass damals auch kleine Eisfelder auf dem Nord exponierten Hang vorhanden gewesen sein dürften.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 101 Eisenerz

GODFRID WESSELY
(auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenstand der Kartierung waren der Stirnbereich der Ötscherdecke zwischen den Gehöften Schöfstein und Grabenbauer SW Lassing mit der West- und Südflanke des Schöfsteinkogels bis zum Dürrengraben, das Areal zwischen Riegelaujagdhütte und oberem Klammgraben, Aufschlüsse beim Liftausbau vom Hochkarboden Richtung („In der Höll“, Übungsliift A1, 2), sowie Überprüfungen von Geopetalgefügen am Nordabfall der Leckerplan. Und schließlich wurde ein Begehung der Hochkarhöhle (Schachthöhle) durchgeführt.

Der Stirnbereich der Ötscherdecke zwischen den Gehöften Schöfstein und Grabenbauer besteht aus einer NW-einfallenden Schichtfolge von Dachsteinkalk und Jura: über dem Dachsteinkalk I, einer typischen, zyklisch aufgebauten gebankten Folge, liegt der Dachsteinkalk II, ein schlecht gebanktes Schichtglied aber ebenfalls mit Kennzeichen lagunärer, Megalodonten führender Dachsteinfazies. Darüber folgen, nur beiderseits des Dürrengrabens erhalten, in geringer Mächtigkeit oberrhätischer Korallenkalk, Klauskalk, etwas Radiolarit und mächtige Oberalmer Schichten. Die Schichtfolge kann im wesentlichen als stirnwärts abgobogene Struktur der Ötscherdecke mit einer

Einmuldung aus Oberalmer Schichten aufgefasst werden, wobei ein Streifen von Dachsteinkalk II nordwestlich davon offensichtlich einen Gegenflügel dieser Einmuldung bildet. Eine Einschuppung mit Dachsteinkalk II, aber auch mit einem Schubspan aus Neokom und etwas Jura aus einer tieferen Einheit inmitten von Oberalmer Schichten quert den Dürrengraben in seinem unteren Teil. Der Neokomspan ist an einer Forststraße der Länge nach aufgeschlossen und als schmale Zone durch eine äußerst intensiver Zerschierung gekennzeichnet. Gegen Südwesten endet die Stirnstruktur am nordwärts drängenden Hauptdolomit der Deckenhauptmasse. Sie wird unterlagert von Werfener Schichten, die hier einen vorausgeschobenen Basisteil der Ötscherdecke bilden könnte oder der Sulzbachdecke angehört. Die Grenze zwischen den Dachsteinkalkfolgen und dem südlich davon anschließenden, mächtigen, ein großes Areal einnehmenden Hauptdolomit ist abschnittsweise weiterhin klärungsbedürftig. Wenn auch ein Aufschluss im oberen Dürrengraben (nördlich „b“ vom Wort „Dürrengraben“, Ziff. 115) eine schichtkonforme, flache Überlagerung von Dachsteinkalk über Hauptdolomit erschließt, ist doch eine tektonische Trennfuge zwischen beiden wahrscheinlich. Dafür sprechen auch die voneinander abweichenden Einfallrichtungen in beiden Körpern.

Gegen die Niederung des Mendlingtales zu stellen sich vor allem südwestlich des Dürrengrabens eiszeitliche Blockströme und Schuttflächen ein. Die Steilwände am Nordwestfuß des Schöfsteinkogels entsenden Block- und Schuttkegel talwärts.

Im Areal zwischen Riegelaujagdhütte und oberem Klammgraben bestand die Aufgabe, die Lagerungsverhältnisse und die Grenze zwischen Typ I und II des Dachsteinkalkes zu präzisieren. Das Einfallen des Typs I ist durch seine ausgeprägte Bankung mit ca. 20–30° gegen Nordwesten gut zu ermitteln. Er fällt damit unter Typ II, ein, der die tiefere Bergflanke einschließlich der Sandmauer bildet. Damit bestärkt sich auch hier das roll over der Deckenstirn der Ötscherdecke.

Die Liftrasse Richtung „In der Höll“, Übungsliift A1, 2 liegt im Grenzbereich von Hauptdolomit des Hochkarbodens zum nördlich anschließendem Dachsteinkalk. Die beiderseits dieser Grenze südfallende Lagerung der Schichten erfordert die Annahme einer Störung, die dem Dachsteinkalk eine abgesenkte Position zuweist. Gemäß der in der Künette durchwegs steilstehenden Klüfte und tektonischen Trennflächen bei überwiegend NNE-gerichteter, sehr steiler Harnischlage mit Kataklasit- und braungrünen Lehmzonen versetzt eine N-fallende Störung den Dachsteinkalk gegen den Hauptdolomit. Lokal beobachtbare flache Striemungen weisen zumindest abschnittsweise auch auf sinistrale Verschiebung hin.

Entlang der Anfahrtsstraße vom Hochkarboden zum „Bergsee“ sowie entlang der Wirtschaftsstraße nördlich der Leckerplan ist im erwähnten stark dolomitischen Dachsteinkalk mittels Geopetalgefügen aufrechte Lagerung festzustellen.

An der Wirtschaftsstraße, die südlich des Scheiterkogels den oberrhätischen Korallenkalk anschneidet, ist in demselben großdimensional entlang eines senkrechten Harnisches Dogger (Klauskalk) mit Manganknollen und innerhalb desselben ein Keil von rotem Kieselschiefer mit Radiolarit eingelagert.

Die Hochkarhöhle wurde durch einen 80 m tiefen Schacht (Karstloch) von der Oberfläche aus entdeckt und besteht aus mehreren riesigen Karsthohlräumen. Der Großteil liegt im Hauptdolomit, ebenso der künstlich geschaffene Einstieg vom Norden her. Der Schacht selbst verläuft durch den überlagernden Dachsteinkalk. Entlang von durch Karstlösung gebildeten Hohlräumen treten stellenweise Tropfsteinbildungen auf.