

Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, 35/1, 1–37) in diesem Gebiet.

Während der Kartierung konnte auch der höhergelegene Weißengrießschacht eingemessen werden (Steine poltern 10 sec. in die Tiefe).

Das bedeutendste Objekt in diesem Abschnitt des Toten Gebirges ist der Graue Riese (Katasternummer: 1625/391, Sh 2048 m) mit einer Vermessenen Länge von 2579 m und

einer Tiefe von –420 m. Die horizontalen, unter phreatischen Bedingungen entstandenen Gänge dieser Höhle gehören dem Riesenhöhlenniveau (Höhlen in einer Seehöhe von 1500 bis 1800 m) an.

Die tiefste Höhle im Gebiet ist der Periskopschacht (Katasternummer:1625/491) mit einer vermessenen Tiefe von 432 m, wobei sich der Schacht weiter großräumig in die Tiefe fortsetzt.

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Gebiet Raffelgraben – Mendlingtal – Mendlingstein – Falken auf Blatt 101 Eisenerz

MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Schuppenzone des Mendlinger Spornes im Bereich des Raffelgrabens

Zwischen der mächtigen Mitteltrias-Abfolge des Scheibenberges in Norden und der Stirn der tirolischen Ötscher-Decke im Süden liegt eine steilstehende, schmale und spanförmige Schuppenzone, die das fazielle und tektonische Bindeglied zwischen der Großreiflinger Scholle im Westen (ÖK 100) und der Göstlinger Schuppenzone im Osten (ÖK 71) darstellt. Diese ist am Eingang in den Raffelgraben sowie im Verlauf des Mendlingtales gut aufgeschlossen.

Die Schichtfolge des Mendlinger Spornes beginnt mit steilstehenden, dünnbankigen, dunkelgrauen, ebenflächigen Gutensteiner Schichten. Diese werden von mittel- bis dunkelgrauen, Filament führenden, mikritischen Reiflinger Hornsteinkalken, die nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen sind, überlagert. Die darüber folgende Obertrias in Lunzer Fazies ist vor allem im Bereich des Raffelgrabens anzutreffen. Es sind dies feinkörnige, bräunlich verwitternde, Glimmer führende Sandsteine, Siltsteine sowie dunkelgraue Tonsteine der Lunzer Schichten, die im Süden von steilstehendem, dunkelgrauem Hauptdolomit überlagert werden. Die dazwischen zu erwartenden Opponitzer Kalke dürften durch eine Scherzone tektonisch reduziert worden sein. Dafür spricht auch die Einspießung von weißen Riffkalken (Wettersteinkalk mit *Ladinella porata*, *Tubiphytes obscurus* und *Variostoma crassum* KRISTAN TOLLMANN, 1960) und Werfener Schichten westlich vom Raffelgraben zwischen Lunzer Schichten im Norden und Hauptdolomit im Süden (Blattgrenze zu ÖK 100). Ein Zusammenhang mit der Göstlinger Blattverschiebung, an der öfters Blöcke von Steinalm- und Wetterstein-Riffkalk eingeklemmt sind, ist naheliegend. Der Hauptdolomit ist basal dünnbankig, laminiert, dunkelgrau und neigt zu kleinstückigem Zerfall (evtl. karnischer Anteil). Im Hangenden wird der Dolomit rasch dickbankiger (dm-Bereich), grau, bituminös und kompakt. Öfters ist der Dolomit auch etwas kieselig und stellenweise konnten neben den üblichen Algenlaminiten fossilreiche Lagen mit Crinoidenschutt und Bivalven (z.T. kleine Megalodontiden) angetroffen werden.

Mitteltrias-Schuppen an der Hochkarstraße (Bajuvarikum)

Im Bereich der untersten Straßenkehre der Hochkarstraße (Miesingau) wurde begonnen, die in einer etwa 100 m hohen Wandstufe aufgeschlossene Mitteltrias der Sulz-

bach-Decke (= Göstlinger Schuppenzone), die hier steil an die Deckenstirn der Ötscher-Decke angepresst ist, auszukartieren.

Südlich der Miesingau konnte eine steil nach Süden überkippte Abfolge von mächtigen, dunkelgrauen, bituminösen, feinschichtigen Gutensteiner Schichten mit geringmächtigen (?1–2 m), Dasycladaceen, Crinoiden und Onkoide führenden, grauen Steinalmkalkpartien im Hangenden, geringmächtigen Reiflinger Kalken (~50 m) des Oberanis–Oberladin und gut gebankten, allodapischen Raminger Kalken des Oberladin–Unterkarn angetroffen werden. Das anisische Alter der Gesteine im tektonisch Hangenden der Reiflinger Kalke kann mit Hilfe der Grünalgen *Teutloporella peniculiformis*, *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella pauciforata undulata* und *Physoporella pauciforata gemerica* (det. O. PIROS, Budapest) belegt werden. Das (ober)anisische Alter des basalen, meist mergeligen Reiflinger Kalkes kann ebenso mit *Paragondolella bifurcata* (det. L. KRYSZYN, O.Pelson) nachgewiesen werden. Darunter fällt ladinischer Reiflinger Kalk (mit *Gladigondolella malayensis* und *G. tethydis*, det. L. KRYSZYN) ein. Sehr schöne allodapische Raminger Kalke sind an dem kleinen Stichweg 650m E¹ K.719 in 830m SH aufgeschlossen. Es sind dort unregelmäßig mittel- bis dünnbankige, mittelgrau–braungrau gefärbte, etwas Hornstein führende, wellig-schichtige bis ebenflächige Schuttkalke mit Intraklasten und Biogenschutt (Bivalven, Crinoiden, Riffschutt). Die blockig-plattig zerfallenden Raminger Kalke bilden deutlich ausgeprägte Felsrippen unter- und oberhalb der Hochkarstraße. Im Dünnschliff sind die allodapischen Raminger Kalke als Intrabiopelsparite und -mikrite (packstones-rudstones) anzusprechen, wobei die meist kantig zerbrochenen Intraklasten in erster Linie aus umgelagerten, bereits gut verfestigten Beckensedimenten (z.B. Filamentkalke und Pelsparite) oder Slopesedimenten (z.B. Lithoklasten mit gradierter Schichtung) zusammengesetzt sind. Zusätzlich zu den meist chaotisch gelagerten Intraklasten treten umgelagerte Bioklasten mit Bruchstücken von Flachwasserorganismen (häufig Tubiphyten) aus dem Vorriffbereich auf. In den Zwischenräumen ist das autochthone Sediment (Pelsparit–Pelmikrit) mit Foraminiferen, Echinodermen, Radiolarien, Filamenten, Ostracoden und Bivalven vertreten. Ein Geopetalgefüge belegt die inverse Lagerung des Raminger Kalkes, der flach unter die Reiflinger Kalke (s.o.) einfällt. Das oberladinisch–unterkarnische Alter des Raminger Kalkes ist mit *Gondolella inclinata*, *Metapolygnathus polygnathiformis*, *Gladigondolella malayensis* und *Gladigondolella tethydis* durch Proben von Dr. WESSELY und mir (det. L. KRYSZYN) belegt.

Trias- und Jura-Schollen im Stirnbereich der Ötscher-Decke (Tirolikum)

Entlang des Mendlingbachtals treten an der Stirn der tirolischen Ötscher-Decke zahlreich kleine, in die rotviolettgrünen Tonschiefer der Werfener Schichten einge-

schuppte Schollen und Späne aus Rauhdecken, Kalken und Dolomiten der Trias und des Jura auf. Bei den anisichen Gesteinsschollen handelt es sich um dunkelgraue, kalkige Rauhdecken (z.B. an der Deckenstirn 600m SW' Grabenbauer) sowie um dunkelgrau bis schwarz gefärbte, bituminöse, feinspätige, tw. gut gebankte und ebenflächige Gutensteiner Kalke und Dolomite mit Crinoidenspreu, Wühl- und Feinschichtungsgefügen. Diese bauen u.a. eine kleine bewaldete Kalkrippe unmittelbar östlich Gft. Grabenbauer auf.

Bei den Dachsteinkalk-Schollen, die an verschiedenen Stellen entlang der Deckengrenze auftreten, handelt es sich um stark tektonisierte, hellgraue Kalke, die nur selten etwas fossilführend sind und undeutlich lagunäre Fazieselemente erkennen lassen (wacke- bis packstone mit Foraminiferen, Gastropoden, kleinen Bivalven, Echinodermen, vereinzelt Grünalgen, Schwammbruchstücken, Intraklasten und Aggregatkörnern). Aus Dünnschliffproben, die den Dachsteinkalk-Rippen 700m SE' Gft. Hartl sowie 800m ENE' Gft. Hirtenlehner entnommen wurden, können typische Obertrias-Foraminiferen wie *Tetrataxis inflata* KRISTAN, 1957, *?Tetrataxis humilis* KRISTAN, 1957, *Lamelliconus multispirus* OBERHAUSER, 1957 (siehe Abb.), *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952, und *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN, 1962 beschrieben werden (det. J. HOHENEGGER, Wien). Eine sehr schöne Involutiniden-Fauna (det. J. HOHENEGGER) mit *Triasina hantkeni* MAJZON, 1954 (häufig), *Trochonella laevis* KRISTAN, 1957 (mehrere Exemplare), *Trochonella granosa* FRENTZEN, 1941, *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952, *Angulodiscus gaschei praegaschei* KOEHN-ZANINETTI, 1968 sowie *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHANK, 1956 konnte aus der kleinen Dachsteinkalk-Rippe an der Deckenstirn 300m E' Raffelgraben (590m SH) gewonnen werden. Auch aus der kleinen Dachsteinkalk-Rippe, die 1 km ENE' Gft. Hirtenlehner in Werfener Schichten steckt, kann *Triasina hantkeni* MAJZON, 1954 sowie *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952 (det. J. HOHENEGGER) angeführt werden.

Überraschenderweise konnte auch eine Spaltenfüllung aus rotem Jurakalk in einer der Dachsteinkalk-Rippen 720m S' K. 578 (720m SH) angetroffen werden. Im Dünnschliff ist ein roter, fossilreicher Biomikrit (wackestone) mit juvenilen Ammoniten, Echinodermen, Aptychen, Brachiopoden, Gastropoden und Foraminiferen (u.a. *Protoglobigerina* sp.) erkennbar. Demnach dürfte es sich eher um Klaukalk oder roten Oberjurakalk handeln. Das Fehlen von Lias scheint für manche Bereiche der Ötscher-Decke (Unterberg-Decke) charakteristisch zu sein.

Neben Dachsteinkalk-Schollen treten im Gebiet zwischen Gft. Hartl und Gft. Grabenbauer überraschenderweise mehrere Schollen aus lagunärem Plassenkalk auf. Mit Hilfe von Grünalgen und Foraminiferen konnte das oberjurassische Alter dieser Kalkschollen abgesichert werden (det. F. SCHLAGINTWEIT). Mikrofaziell handelt es sich um Intraklasten-führende Bio(pel)mikrite und -sparite (wackestones, packstones und grainstones) mit wechselnd hohen Anteilen an mikritischer Matrix eines lagunären Ablagerungsraumes. Die allochemen Komponenten sind meist Pelloide (oft „Bahamite“, also mikritisierte Bioklasten), kantige oder gerundete Intraklasten (gelegentlich grapestones) sowie Rindenkörner. Letztere setzen sich sowohl aus Algenkrusten, als auch aus mikritisierten Komponenten, seltener auch aus größeren Onkoiden zusammen. Die Fauna ist typisch für die lagunäre Flach- und Bewegtwasserfazies der Plassenkalke: oft sind Grünalgenfragmente, Rivulariaceen, Crinoiden, Molluskenschalen, Foraminiferen (Lituolidae, Miliolidae, Textulariidae, Rotaliidae), Tubiphyten, div. Mikroproblematika, seltener Bryozoen, Ostracoden und eher nur vereinzelt umgelagerte Korallen- und Schwammbruchstücke zu finden. Gelegentlich sind Geopetalgefüge (vadoser Silt) beobachtbar.

Im Bereich vom Grabenausgang des Dürrengrabens südlich Gft. Hartl treten interessanterweise dünn-schichtig-flaserig-flatschige, mittel- bis dunkelgrau gefärbte Aptychen- (Oberalmer) Schichten, reich an Tonsuturen und Hornstein, auf (gute Aufschlüsse an der Forststraße, 666m SH). Im Dünnschliff ist ein Biomikrit, reich an Radiolarien und Schwammnadeln (wackestone) erkennbar. Eine radiolarienreiche Lösprobe aus den Aptychenschichten ist zur Zeit in Bearbeitung.

Aufgrund der starken Überdeckung mit quartären Sedimenten (Hangschutt, Moränen, Schwemmfächer) ist diese Zone nur unzureichend aufgeschlossen. Offensichtlicherweise ist die Deckenstirn der Ötscher-Decke durch horizontale und vertikale Bewegungen sehr stark in schmale Schuppen und Linsen zerrissen worden, sodass hornsteinreiche Oberjurakalke wie Oberalmer Schichten und Aptychenkalke zusammen mit Werfener Schichten direkt neben den Dachsteinkalkspänen der Ötscherdecke und den lagunären Plassenkalcken des Oberjura aus einem viel weiter südlich gelegenen Ablagerungsraum zu liegen kommen. Eine nachträgliche tektonische Überprägung des Überschiebungskontaktes der Deckengrenze durch einen Nebenast der Göstlinger Blattverschiebung wäre im Bereich des Mendlingtales durchaus denkbar, da die tektonischen Kontakte teilweise sehr steil stehen und in die NE-SW-Richtung der jungen, sinistralen Blattverschiebungen einschwenken. Der tektonisch bedingt steilstehende Kontakt zwischen hellem tirolischem Hauptdolomit und dunkel-bituminösem bajuvarischem Hauptdolomit mit dazwischen eingeschuppten Werfener Tonschiefern ist gut an der Mühlbauernkogelforststraße W' Raffelgraben aufgeschlossen. Östlich des Raffelgrabens wird die Deckengrenze durch einen etwa 300m langen Streifen von Werfener Schichten markiert.

Ötscher-Decke im Bereich Mendlingstein – Falken (Tirolikum)

Im Bereich der Mendlingstein-Nordflanke konnte eine vollständige Schichtfolge, bestehend aus Wettersteindolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk auskartiert werden. Ein auf der Geologischen Karte von E. SPENGLER & J. STINY (1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz) noch nicht ausgeschiedenes Band von Raibler Schichten konnte an der Forststraße unmittelbar östlich Gft. Hirtenlehner erstmals angetroffen werden und zieht von dort in annähernd W-E-Richtung allmählich den Nordfuß des Mendlingstein bis etwa 700m SH aufwärts, um im Graben zwischen Falken und Mendlingstein an mehreren NW-SE-streichenden Bruchlinien nach Süden versetzt und schließlich abgeschnitten zu werden. Bei den an der Forststraße aufgeschlossenen Raibler Schichten handelt es sich um dunkelgraue Tonsteine, ockerbraune bis braungraue feinkörnige Sand- und Siltsteine sowie dünnbankige, graue, kieselige Kalke und Dolomite mit dünnen Tonsteinlagen. Das karnische Alter der Tonsteine konnte auch mit Hilfe von Pollen mit den Formen *Ovalipollis* sp., *Camarozonosporites* sp., *Paraconocavosporites lunzensis*, *Pityosporites neomundanus*, *Cycadopites* sp., *Patinasporites* sp., *Trilites* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Paracirculina* sp. (det. I. DRAXLER, GBA Wien) belegt werden.

In dem kleinen Graben 900m östlich Gft. Hirtenlehner ist zusätzlich ein etwa 1m mächtiger schwarzer Oolithkalk neben kieselig-dolomitischen Kalken und grauen Kieseldolomiten als Einschaltung in die schwarzen Tonsteine aufgeschlossen (670m SH). Im Dünnschliff zeigt der Oolith zahlreich rundliche, längliche oder linsenförmige Einzelooide sowie Mehrfachooide („composite ooids“). Letztere lassen mehrere Wachstums- und Ruhephasen (z.B. durch Aufwuchs sessiler Foraminiferen) erkennen. Sowohl die

konzentrisch-tangentialen Ooide, als auch die gute Sortierung und der geringe Matrixgehalt des Sedimentes (packstone) sind Hinweise auf ein hochenergetisches Bildungs-milieu des Ooidkalkes. Im Kern der Ooide sind autochthon vorkommende Biogene wie Bivalvenschalen, Echinodermenreste, Foraminiferen oder Gastropoden vorzufinden. Seltener sind auch Aggregatkörner und Cortoide im Oolith enthalten.

Der Wettersteindolomit im Liegenden des Raibler Bandes fällt in den Straßenanschnitten durch seine helleweiße Verwitterungsfarbe und durch kleinstückig-grusigen Zerfall auf. Gelegentlich können Algenlaminite beobachtet werden. Der basale Hauptdolomit im Hangenden des Raibler Bandes ist grau bis braungrau, bituminös, kieselig und gut gebankt, wird jedoch nach oben hin rasch hell und zeigt dann graue bis weißgraue, beige-graue, seltener bräunlich-sandige Verwitterungsfarben. Überraschenderweise konnte in den untersten Felspartien des Hauptdolomites an einer Stelle (960 m E' Hirtenlehner, 700 m SH) eine dasycladaceenreiche Lage mit *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) PIA und *Poikiloporella duplicata* (det. O. PIROS, Budapest) aufgefunden werden. Das Zusammenvorkommen der beiden Algen belegt u.U. ein karnisches Alter des basalen Hauptdolomites. Eine lithostratigraphische Abtrennung eines karnischen Anteiles des Hauptdolomites, wie sie W. PAVLIK im Gebiet der Kräuterin anstrebt, scheint mir hier aufgrund der starken Dolomitisierung des Sedimentes nur schwer möglich zu sein, die intertidale Algenmatten-Facies dürfte sich erst allmählich gegen das Hangende zu einstellen. Im Allgemeinen neigt der Hauptdolomit zu blockig-stückigem Zerfall und bildet gegenüber dem Wettersteindolomit steileres Gelände mit Felswandeln und Türmen. Die Bankung ist im Hauptdolomit meist gut ausgebildet, häufig sind Algenlaminite anzutreffen. Das Schichteinfallen ist generell flach gegen S bis SSE gerichtet. Unter der Voraussetzung halbwegs ungestörter Lagerungsverhältnisse würde sich für die Mächtigkeit des Hauptdolomites in der Nordflanke des Mendlingstein ein Wert von etwa 500 m ergeben, der sich weiter im Osten (z.B. östlich Falken) allerdings bedeutend erhöht. Der über dem Hauptdolomit einsetzende gebankte Dachsteinkalk ist typisch lagunär mit roten Tonhorizonten (Glieder A), weißlich anwitternden, dolomitischen Algenlaminiten (Glieder B) und grauen Megalodontenkalken (Glieder C des Lofer-Zyklothems) ausgebildet. Die Megalodontenkalken sind meistens reich an Molluskenschalen (tw. Tempestite). Selten können auch Grünalgen beobachtet werden. Ein Dasycladaceen führendes Rollstück 1240 m SSW' K.1433 (660m SH) enthielt *Griphoporella* sp., *Heteroporella zankli* und *Poikiloporella duplicata* (det. O. PIROS, Budapest).

Mendlingstein (K. 983) und Falken (K. 1433) bilden eine mächtige, aus Hauptdolomit und gebanktem Dachsteinkalk bestehende, flach bis mittelsteil nach Süden einfallende Platte, die durch zahlreiche Brüche in einzelne Schollen und Horste zerlegt worden ist. Vor allem am Falken kann beobachtet werden, wie der Dachsteinkalk entlang von NW-SE-, N-S- und W-E-streichenden Brüchen tief in den umgebenden Hauptdolomit eingesenkt worden ist. Am Mendlingstein ist ein treppenartiges Absetzen des Dachsteinkalkes entlang von NNW-SSE-streichenden Bruchlinien gegen Westen zu beobachten. Der Quellaustritt im so genannten Wasserloch SE' Falken ist an eine 20–200 streichende Bruchlinie gebunden.

An der Süd- und Nordflanke von Mendlingstein und Falken entsendet der Dachsteinkalk z.T. mächtige Schuttdecken in die Rinnen und Mulden des darunterliegenden Hauptdolomites. An der SW-Flanke des Falken ist die Schuttdecke mächtig genug, um Aquifer für zwei kleine, gefasste Schuttquellen zu sein. Bemerkenswert ist dort auch ein kleiner Erosionsrelikt einer eiszeitlichen Gehäugebreccie.

Quartär im Mendlingtal

Jungmoränen (Würm) sind am Grabenausgang des Königsgrabens bei Lassing, des Dürrengrabens südlich Gft. Hartl sowie des Raffelgrabens anzutreffen.

Nach NAGL (1970: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 185 – 202, Karte II) war zur Würm-Eiszeit der vom Hochkar herabziehende Königsgraben (früher: „Königstal“) von einem Teilgletscher der Göstlinger Alpen erfüllt. Der an der Gletscherstirn aufgestaute Endmoränenwall von Lassing ist deutlich ausgeprägt und etwa 70 hoch. Entlang der Bundesstraße und der Forstwege ist das Moränenmaterial sehr gut aufgeschlossen. In der matrixreichen Moräne sind zahlreiche stark unterschiedlich gut zugerundete Kalk- und Dolomitgeschiebe, seltener auch mit Facettierung, zu erkennen. Die Dolomitgeschiebe erscheinen frisch und unverwittert. Die Geschiebegröße liegt meist im Bereich der Kiesfraktion, darin verstreut treten – lokal angehäuft – Steine und gelegentlich auch Blöcke auf. In der fast ausschließlichen Zusammensetzung der Geschiebe aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Hochkar-Region spiegelt sich klar das Einzugsgebiet des „Königstal-gletschers“ (siehe auch NAGL, 1967: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs (Hochkar – Göstling – St. Georgen/Reith). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abt. I, **176**, 91–123) wieder. Die Matrix des Moränenmaterials ist in den verfestigten Partien noch gut erhalten geblieben und grobsandig bis schluffig ausgebildet. Zwischen den beiden Moränenwällen befindet sich eine flache Talverfüllung, die aus Murenkörpern des früheren Wildbaches im Königsgraben aufgebaut wird.

Dass auch der Dürrengraben an der NW-Flanke des Hochkars würmeiszeitlich vergletschert war, ist aus der Graphik von NAGL (1970, Karte II) bereits gut ersichtlich. Das zu diesem Gletscherstand gehörende Moränenmaterial ist südlich Gft. Hartl hangaufwärts bis etwa 700 m SH anzutreffen. In der kleinen Kiesgrube 300 m S' Gft. Hartl ist das matrixreiche und sehr schlecht sortierte Moränen-Sediment, das zahlreich gekritzte und kantengerundete Geschiebe aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Hochkarregion enthält, ganz gut aufgeschlossen. Die Zusammensetzung dieser Moräne erinnert stark an jene von Lassing. Dass sich der Gletscher aus dem Dürrengraben auch ein kleines Stück weit in das Mendlingtal vorgeschoben haben muss, ist aus Moränenresten N' Grabenbauer (~590 m SH) ersichtlich: es sind hier an einem neuen Ziehweg matrixreiche Kiese mit oft gut gerundeten, tw. gekritzten Geschieben mit nahezu regelloser Lagerung in einer feinkörnigen, sandig-schluffig-tonigen Matrix anzutreffen. Die teilweise gute Rundung der Komponenten lässt auf einen glaziofluvialen Einfluss bei der Ablagerung schließen. Die Zusammensetzung der Komponenten ist hier schon etwas bunter als bei Gft. Hartl: neben Dachsteinkalk und Hauptdolomit (beides häufige, nur wenig korrodierte Komponenten) treten hier auch Gutensteiner Kalke und Werfener Schichten aus der unmittelbaren Umgebung hinzu. Das Lockersediment ist zwar verfestigt (z.T. standfest), zerfällt aber rasch beim Anschlagen mit dem Hammer.

Interessanterweise konnten auch am Ausgang des Raffelgrabens pleistozäne Ablagerungen angetroffen werden. Gleich nach der Abzweigung der Forstraße zur Moaralm sind in 560–585 m SH im Straßenaufschluss auffällig gut verfestigte, z.T. Matrix führende, polymikte Breccien mit schlechter Sortierung, feinsandig-schluffiger Matrix und eher kantig-angerundeten Komponenten zu beobachten. Unter den Komponenten sind oft helle Kalke sowie gelegentlich auch diverse Mitteltriaskalke (u.a. Steinalmkalk) und Lunzer Schichten zu beobachten. Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. VAN HUSEN könnte es sich aufgrund des geringen Verwitterungsgrades des Sedimentes

um würmeiszeitliche Moränenreste handeln. Nachdem RUTTNER & SCHNABEL (1988: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 71 Ybbsitz) an der Nordseite des Scheibenberges im Bereich des Legoner ebenso sehr schön aufgeschlossene Jungmoränenreste angetroffen hat, dürfte eine würmeiszeitliche Vergletscherung des Gamssteinstockes bis in die Talregion hinab belegt sein.

Entlang des Talverlaufes der Mendling entwickelt sich die an die Würm-Endmoränen anschließende Niederterrasse. Im Talabschnitt zwischen Gft. Hartl und Gft. Fuchsbauer können zunächst sehr proximale Wildbach- und Murensedimente, die sich mit den eigentlichen fluviatilen Konglomeraten der Niederterrasse verzahnt haben dürften, beobachtet werden. Ein interessanter Aufschluß befindet sich am nördlichen Talrand des Mendlingtales, 250 m NE' Gft. Hartl in ~580 m SH: hier lagert ein grobklastisches, meist eher schlecht sortiertes und gut verfestigtes Konglomerat an einer etwa ebenen Basisfläche dem anstehenden Gutensteiner Kalk auf. Bei den größeren Komponenten (Blöcke, Steine, Grobkies) handelt es sich meist um Dachsteinkalk, daneben können dunkelgraue, abgerundete Gutensteiner Kalke sowie teilweise stärker verwitterte Dolomitgerölle und kleinere, gut gerundete Lunzer Sandsteine, seltener Hornsteine als Komponenten beobachtet werden. Die Matrix ist grobsandig-feinkiesig, das Gefüge eher matrixgestützt. Aufgrund des hohen Sandanteiles in der Matrix ist eine fluviatile Ablagerung des Sedimentes zu erwarten. Dafür sprechen auch vereinzelte punktförmige Schlagmarken auf den Komponenten, eine stellenweise schwach ausgeprägte Schichtung in der Sand-Feinkies-Fraktion sowie Dachziegellagerung einzelner flacher Geschiebe. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. VAN HUSEN ist eine chaotisch gelagerte Wildbachschüttung, die noch zur Niederterrasse gerechnet werden kann, für den aufgeschlossenen Bereich anzunehmen.

Eine weitere interessante Aufschlussfolge befindet sich entlang des Talrandes unmittelbar östlich Gft. Fuchsbauer in 560 m SH. In diesem Bereich kann beobachtet werden, wie sich zunächst kantiger, stark an Gehängebrekzie erinnernder, eher schlecht sortierter Murenschutt, der sich aus einem Schuttkegel an der Scheibenberg-SE-Flanke herleiten lässt, allmählich in zunehmend besser bis gut gerundete, undeutlich geschichtete Konglomerate, die man bereits der Niederterrasse zurechnen kann, übergeht. Die gut verfestigte Brekzie setzt sich aus Mitteltriaskomponenten des Scheibenberges in Fein-Mittelkiesfraktion zusammen, führt eine grobsandige Matrix und ist mit flach talwärtigem Einfallen undeutlich geschichtet. Die Konglomerate hingegen zeigen gut gerundete Komponenten aus Dachsteinkalk, Hauptdolomit, aber auch Lunzer Schichten oder Gutensteiner Kalk und sind hier noch undeutlich geschichtet (gute Aufschlüsse am Feldweg E' Gft. Fuchsbauer). Weiter talabwärts sind unterhalb Gft. Fuchsbauer auf beiden Seiten des Tales Niederterrassenschotter in Form gut gerundeter bis kantengerundeter Fein- bis Mittelkiese, die vereinzelt Grobkieskomponenten führen, aufgeschlossen. Das Terrassenniveau setzt unterhalb von Gft. Fuchsbauer auf etwa 560 m SH an und fällt allmählich gegen Westen auf 550 m SH (Palfau) ab. Im Auslauf des Raffelgrabens mündet eine eigene, kleine Schotterflur in das Mendlingtal ein. Die dort aufgeschlossenen Terrassenschotter (Konglomerate) sind eher schlecht geschichtet und sortiert, zeigen eine typisch fluviatil-sandige Matrix, haben einen hohen Anteil an Steinen und Grobkies, die Komponenten sind kantig bis gut gerundet und zeigen eine eher monotone Zusammensetzung (graue Farbe).

Im Bereich des oberen Mendlingbachtals konnten sowohl oberhalb, als auch unterhalb von Lassing an mehreren Stellen Moränenreste angetroffen werden, die weit außerhalb des würmeiszeitlichen Endmoränenstandes von Lassing gelegen sind. Nach NAGL (1970, Karte III) wären

diese Moränenvorkommen einem spätrisseiszeitlichen Gletscherstand zuzuordnen. Entlang eines Forstweges, der von der schmalen Landstraße Richtung Hollenstein zum Mendlingbach herabführt (S' K. 740) sind die Altmoränensedimente gut aufgeschlossen. Auffällig am Moränensediment sind das chaotische Gefüge, in dem zahlreich facettierte Geschiebe zu beobachten sind, und der hohe Matrixanteil. Die Komponenten sind stark unterschiedlich zugerundet (kantig – abgerundet – gut gerundet), liegen meist im Bereich der Kiesfraktion und wechseln verstreut mit Steinen. In den auffällig gut verfestigten und verkitteten Partien ist eine grobsandige Matrix erkennbar. Das Komponentenspektrum dieser Moränen ist bedeutend bunter als jenes der würmeiszeitlichen Moränen von Lassing. Neben Dachsteinkalk und hellem Hauptdolomit aus dem Hochkargebiet treten öfters dunkle Mitteltriaskalke, häufig auch Hornsteine aus dem Reiflinger Kalk sowie Rauhwacken und, seltener, gut gerundete violette und grüne Werfener Tonschiefer wie auch braungraue Lunzer Sandsteine als Gerölle auf. Bemerkenswerterweise konnten auch Dasycladaceenkalke als Moränengeschiebe beobachtet werden. Ob es sich bei den genannten Moränenvorkommen tatsächlich um Altmoränen handelt, oder ob es sich eventuell doch noch um jüngere, hochwürmeiszeitliche Ablagerungen handeln könnte (vgl. NAGL, 1967, S.111f), müsste erst eingehend geprüft werden. Das Moränenmaterial war jedenfalls meist eher frisch und wenig verwittert an der Oberfläche anzutreffen. In den weniger gut aufgeschlossenen Gebieten fielen die Altmoränenareale durch intensiv rotbraune Bodenfärbung auf.

Im Bereich der kleinen Jagdhütte Brettseiten (670 m SH) und entlang der Ziehwege in der Umgebung dieser Hütte konnten gut gerundete, teilweise gut sortierte, undeutlich geschichtete und nur schlecht verfestigte Fein- bis Mittelkiese, bei denen es sich um fluvioglaziale Sedimente (?Riss) handeln dürfte, angetroffen werden. Die Komponentenzusammensetzung ist ähnlich jener der Moränensedimente, jedoch ist das Sediment besser sortiert, feinkiesiger, weniger gut verfestigt und die Matrix ausgewaschen. Die darin vorkommenden Lunzer-Sandstein-Gerölle sind – im Gegensatz zu den festeren Hauptdolomitkomponenten – stark verwittert und zerfallen leicht beim Anschlagen. Talwärtig einfallende Schrägschichtung könnte ein Hinweis auf Deltaschüttung sein. Nach morphologischen Überlegungen wäre die Ausbildung eines riss- oder würmeiszeitlichen Eisrandstaukörpers im Bereich Brettseiten anzunehmen (vgl. auch NAGL, 1967, S.112, im Göstlingbachtal).

An mehreren Stellen konnten vor allem am Hangfuß von Scheibenberg, Schwölleck und Falken Gehängebreccien angetroffen werden. Auf der Südseite des Mendlingtales handelt es sich um eine monomikt zusammengesetzte, leicht talwärtig einfallende, geschichtete und gut verkittete Breccie aus kantigen Hauptdolomit-Komponenten mit wenig Sandmatrix (korngestütztes Gefüge). Die an der Nordseite des Mendlingtales am Hangfuß des Scheibenberges auftretenden Gehängebreccien sind hingegen etwas mehr polymikt zusammengesetzt, jedoch ebenso stets kantig, gut verkittet und zeigen ein komponentengestütztes Gefüge mit etwas sandiger Matrix. Ein möglicher Zusammenhang der (?eiszeitlichen) Gehängebreccie mit der Niederterrasse wurde schon weiter oben zumindest angedeutet.

Massenbewegungen in Form von kleinen Rutsch- und Buckelhängen sind in erster Linie im Bereich von Wasser stauenden Gesteinsserien wie Werfener Schichten, Lunzer Schichten und steileren Moränenhängen zu beobachten. Die Wasser stauenden Tonschiefer vermischen sich mit Hangschutt und anstehendem Gesteinsmaterial und bilden kleinere Rutschkuchen und -körper. Im Bereich der Lunzer Sandsteine 350 m NE' Gft. Hartl wurde durch den Bau einer neuen Forststraße auch ein kleiner Muren-

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 Kleinrötz 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,