

No traces of brachiopods were ascertained in the Raibl Beds in the Mitterweissenbach valley (just on the easternmost part of the map sheet), in the area of the Eibenbergraststraße. This is situated in the neighbourhood of the Sulzgrabenforststraße, where the Raibl Beds already yielded brachiopod fauna (SIBLIK & LOBITZER: Gmundner Geo-Studien, 2005, 43–46, Gmundner).

Large occurrences of Kössen Beds were searched near Russbach (E of Abersee), along the forest road leading to the NE from Brannthausl to the Pöllmannhütte. Also there no traces of any macrofauna were ascertained.

NE of St. Gilgen the samplings were made in the blocks of hard siliceous rocks – sandy limestones – about 1500 m

ESE from Aich-Pucha (= Winkl) on the Schafbergsteig (marked path n. 20 = long-distance hiking path 804). The fossil point is near to the Obere Glasherrnalm, where the forest road is crossing the Schafbergsteig. Siliceous brachiopods are fragmentary and not numerous. Their assemblage contains *Zeilleria* sp., *Terebratula* sp., *Liospiriferina* ex gr. *alpina* (OPPEL) and ?*Calcirhynchia* sp. and documents most probably Lower Sinemurian.

All samplings made during my field work confirm previous data about the scarcity not only of brachiopods but also of other macrofauna in Upper Triassic sediments on map sheet 65 Mondsee.

Blatt 88 Achenkirch

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch und 119 Schwaz

ALFRED GRUBER

In der Kartierungssaison 2006 wurden im Bächental Nachbegehungen und Neuaufnahmen zwischen Lochalm-Mitterleger, Hiesenschlagalm und Rethalm-Hochleger getätigt. Der Schwerpunkt der Aufnahmen lag auf quartären Ablagerungen und Phänomenen, Massenbewegungen sowie strukturellen Details. Weiters fanden im Rahmen von Kartierungsübungen im benachbarten Rißtal auf ÖK 118 Innsbruck und ÖK 87 Walchensee Kartierungen und Übersichtsbegehungen statt, die zum Verständnis der „Karwendel-Schuppenzone“ im Grenzbereich Lechtal-Inntal-Decke, der Karwendel-Synklinale und der ausgedehnten Quartäralagerungen beitrugen.

Der Großteil der Geländeaufnahmen auf ÖK 88 konzentrierte sich auf den Einzugsbereich von Ampelsbach, Filzmoosbach, Sattel- und Schwarzenbach, auf die Weitung von Steinberg am Rofan, das Unnuzmassiv und kleinere Gebiete im Achenental und Oberautal. Die sehr gute Diplomkartierung von SAUSGRUBER (1994) wurde bzgl. der Quartärausscheidungen verfeinert und um neue Aufschlüsse erweitert. Von besonderem Interesse sind dabei die prähochglazialen Breccien und Konglomerate am Köglboden, von AMPFERER (1904) als „Ampelsbachkonglomerat“ bezeichnet (siehe unten).

Östlich des Ampelsbaches beruhen die bisherigen geologischen Erkenntnisse auf der Geologischen Karte 1:75 000 Blatt Achenkirch von AMPFERER (1904). Von Steinberg am Rofan und Umgebung ist 2006 an der Universität Innsbruck eine Diplomarbeit (WISCHOUNIG, 2006; mit geologischer Karte 1:5 000) zum dortigen, vielfältigen pleistozänen Sedimentfundus (Seesedimente, Deltasedimente, etc.) fertiggestellt worden. Im Zuge des TRANSALP-Projektes wurde das Gebiet östlich des Achenales von AUER & EISBACHER (2003) und von BEER (2003) strukturell geologisch im großen Rahmen bearbeitet.

Strukturelle Grundzüge östlich des Achenales

Der geologische Bau östlich des Achenales ist durch drei tektonische Großstrukturen charakterisiert: die WNW-gerichtete „Achenaler Überschiebung“ und die N- bis NNE-gerichtete „Thiersee-Überschiebung“, die durch NW–SE-verlaufende Seitenverschiebungen segmentiert ist (vgl. SAUSGRUBER, 1994). Nördlich an die Thiersee-

Überschiebung schließt die E–W-streichende „Thiersee-Synklinale“ an. Die Hangendschollen beider Überschiebungen werden auch als „Achenaler Schubmasse“ (QUENSTEDT, 1951) bezeichnet. Die Hangendscholle der Achenaler Überschiebung besteht aus einer großen W- bis WNW-vergente, liegenden Antiklinalstruktur mit mächtigem Wettersteinkalk und -dolomit im Kern, der das mächtige Unnuzmassiv aufbaut. Der invers liegende Vorderschenkel besteht aus stark reduzierten Nordalpinen Raibler Schichten und einem weit nordwestlich des Achenales vorspringenden Hauptdolomit, der große Klippen an der Hochplatte (1813 m) und auf der Christlmalpe (Christlumpf, 1758 m) bildet. Den weit ausgedehnten Inversschenkel erklärt ORTNER (2003) mit dem „Herunterziehen“ des Hauptdolomits von der liegenden offenen Falte des Unnuzmassivs am Raibler Abscherhorizont und das damit verbundene Verdünnen im Scharnier, das im Wettersteinkalk fixiert bleibt.

Das Liegende der „Achenaler Schubmasse“ stellen großteils die Ammergau- und Schrambach-Formation dar. Der Wettersteinkalk schiebt am Hinterrunnutz (2007 m) unter Ausbildung einer markanten Antiklinale steil auf die Nordalpinen Raibler Schichten und den Hauptdolomit auf, wobei Letzterer in reduzierter Mächtigkeit vorliegt. Die Raibler Schichten fehlen streckenweise völlig, z.B. westlich des Schwarzenbaches; entlang des Schwarzenbaches und nördlich der Oberen Bergalm (1029 m) treten sie wieder als braune, dickbankige Dolosparite und braungraue, rauwackige Dololaminite auf. Mehrere große Quellaustritte zeichnen die stauenden Raibler Schichten bzw. den genannten Aufschiebungsverlauf nach. Östlich des Schwarzenbaches dreht das Streichen des Faltscharniers der Hangendscholle bis zur Guffertspitze (2194 m) sukzessive auf E–W, wobei der inverse Vorderschenkel eine fast vollständige Schichtfolge vom Wettersteinkalk bis in die Schrambachschichten aufweist: Zusammenhängende Profile hierzu bieten die Straße entlang des Ampelsbaches und ein neuer Forstweg vom Filzmoosbach in Richtung Schneidalm. Diese zweite Überschiebung erfolgte im Tertiär durch S–N-Einengung; sie endet nördlich der Natterwand (1618 m) quer durchreißend innerhalb der Schrambach-Formation und wird als „Thiersee-Überschiebung“ bezeichnet (SAUSGRUBER, 1994; ORTNER, 2003).

Entlang des Weißbachs finden sich neben E–W-streichenden Faltenstrukturen (im Hauptdolomit der Schlag-Niederalp, in den Schrambachschichten der Wildalm) auch N–S-streichende und steil S-fallende Faltscharniere, welche die ältere WNW-Einengung anzeigen.

Strukturen der „Achtentaler Schubmasse“ in der Unnütz-Ostflanke

Das Unnützmassiv wird großteils von dickbankigem hellgrau-beigem Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut. Am Grat vom Hinter- (2007 m) zum Vorderunnütz (2078 m) beobachtet man sehr schön, wie das mäßig steile Einfallen nach NW auf SW dreht. An der Nordseite des tiefen Kares östlich unterhalb des Hinterunnütz sieht man auf 1300–1400 m Höhe das steile Aufbiegen nach Westen bis inverse SE-Fallen der Schichten, das mit der WNW-gerichteten Einengung zusammenhängt. Mehrfach sind mittelsteil NE-fallende und sehr steile NE–SW-streichende Störungen entwickelt, die auf NNE–SSW-Einengung und konjugierte sinistrale Zerschierung hindeuten. An diese Störungsrichtung hält sich auch eine auffallende, beidseitig in die Luft austreichende, wannenartige Furche zwischen dem Hinter- und Hochunnütz (2075 m). Die Scharre zwischen Hoch- und Vorderunnütz wurde ebenso entlang einer sinistralen NE–SW-Seitenverschiebung angelegt (S 320/85, L 230/10 sinistral).

Bemerkenswert ist der Wechsel von kalkigen und dolomitisierten Bereichen im Wettersteinkalk nördlich unterhalb der Schaarwand: Am Abstieg vom Hochunnütz in das Kar nach Osten zeigt sich unterhalb der Verflachung auf 1650 m Höhe im Liegenden einer E-fallenden Störung ein großer dolomitisierter Abschnitt, der stärker spröde tektonisiert ist als der kalkige Anteil, jedoch noch Schichtung erkennen lässt. In der Westflanke des Zwölferkopfs (1513 m) sind weitere, von Störungen scharf begrenzte Wettersteindolomitkörper innerhalb des Kalkes sichtbar. Am Nordfuß der Schaarwand ist die Dolomitisierung auch stratiform gebunden. Auf der Nordseite des Kares sind auf Höhe 1600–1650 m deutliche Rücküberschiebungen nach E entwickelt, bei konstant SW-fallender Schichtung.

Thiersee-Synklinale

Im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale liegen die Schichten zumeist aufrecht. Der überkippte Südschenkel weist eine tektonisch reduzierte Schichtfolge auf: die Ammergau-Formation schwankt in ihrer Mächtigkeit infolge tektonischer Reduzierung sehr stark und ist wie der Ruhpolder Radiolarit über weite Strecken vollständig abgeschert. Das Scharnier in der Synklinale liegt innerhalb der Schrambach-Formation und ist aufgrund des isoklinalen Charakters der Falte und fehlender Oben-unten-Gefüge schwer ermittelbar. Die aufgeschlossene Schichtfolge, die im Großen und Ganzen steil E–W streicht und S-fallend ist, besteht im Meridian der Halserspitze (1863 m) aus: Hauptdolomit, der die Nordflanke der Blauberge einnimmt, mächtigem Plattenkalk (ca. 150 m – bildet den Gipfel der Halserspitze), mächtiger Kössen-Formation in Beckenfazies (ca. 100–120 m; dunkle mikritische bis arenitische Kalke, Schilltempeste, schwarze, ockergelb verwitternde Tonschiefer und m-dicke, schwarze Korallenschuttkalke mit mikritischer Matrix), geringmächtigem Oberrhätalk, darüber diskordant auflagernden (teils in Spalten) roten Filamentmikriten und Crinoidenschuttkalken der Adnet-Formation und der Hirlatzkalke; über einem Hartgrund folgen 2–3 m rotbraune Radiolarite (Ruhpolder Radiolarite), weiters dichte beige-grüne Radiolarienmikrite der Ammergau-Formation, in die dm- bis m-dicke Bänke aus hellbraunen Kalkareniten (Flachwasserdetritus der Barmsteinkalke) eingeschaltet sind. In diesem Fall spricht man auch von der Oberalm-Formation. Die Kalke der Ammergau-Formation gehen durch eine Kalk-Mergel-Wechselfolge (ca. 20 m) schließlich in die siltig-mergelige Schrambach-Formation über, die entlang des gesamten Verlaufes des Filzmoosbaches ansteht und auch für die Bildung des breiten vermoorten Sattels am Übergang ins Brandenberger Tal verantwortlich ist. Eine Reihe von steilen NW–SE-streichenden dextralen Störungen zerlegt diesen Schichtstapel

in der Weise, dass es zu Versätzen von mehreren 100 Metern kommt:

Am Übergang von der Gufferthütte (1465 m) zur Bayrachalm springt der Hauptdolomit an einer NW–SE-streichenden Blattverschiebung (S 255/70, L 345/15, dextral) weit nach SE vor. Der Vergleich der Basis der Kössen-Formation westlich der Störung mit jener östlich der Störung ergibt einen scheinbaren dextralen Versatz von 800 bis 1000 m. Am Forstweg von der Gufferthütte nach Brandenberg (bei der Querung des Sattelbaches, 1400 m Höhe) trennen wenige Meter zerscherte Ruhpolder Radiolarite die Kössen- von der Ammergau-Formation. Östlich des Baches (ca. 1380 m Höhe am Forstweg) grenzen die Kalke und Mergel der Kössen-Formation an besagter Störung direkt an die Ammergau-Formation im Südwesten. Beidseits der Störung beobachtet man auch unterschiedliche Faziesentwicklungen in der Obertrias: In der Kössen-Formation werden die Schichten von Nordwesten nach Südosten zusehends dickbankiger (Korallenschuttkalke). Am Hinteren Sattelkopf ist der Oberrhätalk plötzlich zehnermetermächtig ausgebildet, die Kössen-Formation ist hier geringmächtig.

Der Forstweg zum Pkt. 1441 m an der österreichisch-bayerischen Grenze beginnt in der Kössen-Formation, schneidet in der Folge SW- bis SE-fallenden Plattenkalk mit subvertikaler Störung (S 330/80, L 230/65, Aufabschiebung?), um neuerdings in die zurückwitternde Kössen-Formation zu gelangen. Ein kleiner Sattel trennt diese von dem schroffen Hinteren Sattelkopf, der zur Gänze aus Oberrhätalken in Riffschuttfazies besteht: Ein kleiner Stichweg an der Ostseite des Sattelkopfes bietet sehr schöne frische Aufschlüsse in diesen dickbankigen bis massigen Lumachellen-Korallen-Schuttkalken. Die Mächtigkeit beträgt ca. 60 m. Nordöstlich des Sattelkopfes ist der Übergang Kössen-Formation/Plattenkalk ungestört erschlossen, wobei im obersten Plattenkalk Megalodonten zu finden sind. Die Fallwerte variieren stark zwischen steil SSE- und flach NW-fallend. An den Südostabhängungen des Sattelkopfes liegen auf dem Oberrhätalk rote fossilreiche Filamentmikrite der Adnet-Formation und darüber (Kehre der Forststraße bei Pkt. 1176 m) graue dm-dicke Kieselkalke, im Wesentlichen Spiculite mit Hornsteinknuern (Scheibelberg-Formation).

Allgemeines zu den quartären Ablagerungen im Achtental

Die quartären Ablagerungen und Formen sind in den durch niedere Übergänge verbundenen Tälern Achtental im Westen, Brandenberger Tal und Thierseer Tal im Osten vielfältig und komplex aufgebaut. Zur Zeit der letzten Würm-Hauptvergletscherung (LGM) wies dieses Gebiet aufgrund kleiner Gebirgsgruppen mit niedrigen Höhen eine im Vergleich zum Karwendelgebirge und den Zentralalpen bescheidene Eigenvergletscherung auf und stand daher im Einflussbereich des dominanten Innvergletschers im Süden. Dieser drang mit Zweigströmen über das Achtental und das Brandenberger Tal weit nach Norden vor und hinterließ glaziale Ablagerungen, die durch die kristalline Geschiebe- und Geröllfracht aus den Zentralalpen charakterisiert ist (vgl. PENCK & BRÜCKNER, 1901; VAN HUSEN, 1987). In den Phasen des Eisaufbaues und des Eiszerfalls des würmzeitlichen Innvergletschers bildeten sich in den breiten, niederen Übergängen zwischen Achtental und Brandenberger Tal, v. a. in der Weitung von Steinberg am Rofan, mächtige fluviale und lakustrine Eisrandsedimente (WISCHOUNIG, 2006).

Das breite Achtental ist nördlich vom Achensee mit den Schwemm- und Murkelsedimenten der Seitentäler und -gräben verfüllt: Mitten im Tal gibt es bei Achenkirch (916 m) jedoch glazial überprägte Festgesteinsrücken. Auch

weiter nach Norden fließt die Seeache – mit Ausnahme bei Achenwald – über weite Strecken in einem Felsbett. Dies impliziert eine ehemalige Wasserscheide bei Achenkirch und – angesichts der Tiefe des Achensees (133 m) – eine merkliche Asymmetrie zwischen dem nach Norden zur Isar und ehemals nach Süden zum Inn (siehe POSCHER, 1993) abfließenden Achenal.

Die Talflanken des Achentales zeigen eine sehr ungleich verteilte quartäre Bedeckung. Die Westabhänge des Unnuzmassivs sind fast frei von Moränen und Hangschutt; auf der Westseite des Achentales hingegen wurden im Lee von Rücken und Schwellen, z. B. westlich und nordwestlich von Achenkirch (Blaserbach) sowie östlich des Zusammenflusses von Ampelsbach und Seeache mächtige Grundmoränen des Inntal-Achenal-Gletschers abgesetzt (vgl. SAUSGRUBER, 1994). Diese Moränen sind schluff- und karbonatbetont. Kristalline Geschiebe sind relativ häufig, v. a. in Form m³-großer Findlinge (Eklogite, Quarze, Gneise, Amphibolite).

Die etwa 3 km lange Schluchtstrecke des Ampelsbaches vom Ortsteil Achenal bis zum Köglboden beschreibt auf Höhe des Köglköpfs einen auffallenden epigenetischen Durchbruch; der alte Bach hingegen dürfte weiter nördlich im Trockental parallel zur heutigen Landesstraße geflossen sein, das heute durch Muren- und Bachablagerungen verschüttet ist.

Prähochglaziale Sedimente

„Ampelsbachkonglomerat“ (AMPFERER, 1904):

In den Gräben, die vom Rotmöserkopf (1522 m) nach Süden zum Köglboden ziehen und sich dort vereinigen, ist eine interessante quartäre Sedimentfolge aufgeschlossen, die gemeinsam mit Diethard SANDERS (Univ. Innsbruck) aufgenommen wurde.

Im östlichsten Graben südlich des Rotmöserkopfes beobachtet man über einer Klamm, die in die Ammergauer Schichten eingetieft ist, auf 990 m Höhe teils verfestigte, schlecht sortierte, subhorizontal geschichtete Konglomerate aus überwiegend kristallinen, daneben kalkalpinen Geröllen von durchschnittlich 5–20 cm Durchmesser in homogener sandiger Matrix. Die Kristallingerölle (Amphibolite, Eklogite, Juliergranit, etc.) sind meist plattig und weisen Imbrikationsgefüge auf. Mit einer Aufschlusslücke folgen auf ca. 1000 m Höhe, gekennzeichnet durch einen kleinen Wasserfall, gut zementierte Breccien aus eckigen Hauptdolomiten bis dm-Größe in blau-grauer, sandig-siltig-schluffiger Matrix. Die Breccie weist eine Mächtigkeit von mindestens 10 m auf. Direkt darüber liegen unverfestigte, gut gerundete Schotter und Kiese. Etwa auf 1020 m führt nach Osten ein kleines hangparalleles Tälchen weg, in dem teils gut ausgewaschene sandige Konglomerate bis Kiese vorkommen. Der Kristallinanteil der Gerölle beträgt etwa 20 %. Aus den mm-dünnen Zementen wurden von Prof. SANDERS (Univ. Innsbruck) Proben für die Uran-Thorium-Datierung entnommen, deren Ergebnisse noch ausstehen. Auf 1030–1050 m Höhe markiert eine weitere kleine Steilstufe (Wasserfall) das Vorkommen von zwei kompakten, gut verfestigten Breccienhorizonten, die aus lokalen, eckigen bis angerundeten Klasten bis m³-Größe bestehen und durch Sande bzw. Sandsteine getrennt sind. Die tieferliegende Breccienlage setzt sich vorwiegend aus schlecht sortierten Klasten von Juragesteinen in sandiger Matrix zusammen. In den Zwickeln kommen feingeschichtete, feinsandig-siltige Sedimenteinlagerungen vor. An Komponenten finden sich auch gut gerundete Kristallin- und Karbonatgerölle. Die Lagerung ist chaotisch. Korn- und matrixgestütztes Gefüge treten abwechselnd auf. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Die Breccie wird von 3 m mächtigen, siliziklastisch betonten, laminierten und teils zementierten Sanden mit dünnen Lagen von intrafor-

mationellen Breccien überlagert. Darüber folgt mit erosivem Basiskontakt eine invers gradierte Grobbreccie aus m?-großen Oberrhätalkblöcken und vereinzelt Kristallingeröllen. Die beschriebenen Sedimente werden an mehreren Stellen diskordant von typisch überkonsolidierter, hellgrau-weißer Grundmoräne mit dominantem karbonatischem Geschiebespektrum überlagert.

Im Graben weiter westlich beginnt die Abfolge auf 990 m Höhe mit subhorizontal geschichteten Konglomeraten aus gut gerundeten Kristallin- und Karbonatgeröllen bis dm-Größe in kiesig-sandiger Matrix. Diese werden von kompakten Grobbreccien aus Hauptdolomit und Oberrhätalklasten überlagert. Die Breccien sind mit Konglomeratlagen aus Kristallingeröllen (bis dm-Größe) vermischt und bilden eine mehr als 20 m mächtige Bank; auf etwa 1015 m Höhe folgen wieder wechselnd kristallinreiche Schotter und matrixreiche, karbonatbetonte Kiese. Grabenaufwärts beobachtet man eine Wechsellagerung von Konglomeraten und scharf begrenzten Breccienbänken. Innerhalb der Konglomerate stecken öfters große eckige Karbonatblöcke. Auf 1040 m Höhe sind parallel geschichtete, glimmerreiche Sande mit Konkretionen eingeschaltet. Mit einer Schichtlücke (ca. 10 m) kommen darüber abwechselnd matrixreiche Kiese mit Imbrikation der vorherrschend karbonatischen Gerölle, sowie geröllführende Schluffe und Silte. Die obersten 2–3 m setzen sich aus massigen, hauptsächlich Kristallin führenden, matrixreichen schluffigen Schottern mit Siltbändern zusammen; sie führen auch gekritzte Geschiebe. Diese Sedimente gehen fließend in kompakte Grundmoräne über und können somit als Vorstoßschotter der heranrückenden Gletscher interpretiert werden.

Im westlichsten der drei Gräben sind die Aufschlüsse spärlicher: Konglomerate dominieren gegenüber Breccien; lokal (Höhe 1050 m) sind auch unverfestigte, ca. 1–2 m dicke, massige Kies- und Grobsandlagen vorzufinden. Auf 1060 m Höhe kommen sandige, karbonatbetonte Konglomerate vor, die mit Kalkareniten bis -siltiten verzahnen. Die Konglomerate sind matrixreich, die Feinklastika zeigen Lamination und damit ein Stillwassermilieu an. Auch in diesem Graben sieht man sehr deutlich die diskordante Überlagerung der beschriebenen fluviatilen, lakustrinen und Murschutt-Sedimente durch die Grundmoräne.

Die Beobachtungen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Im Gebiet der drei Gräben gab es vor der letzten Hochvereisung (LGM) zwei sich verzahnende Sedimentationsregime: ein fluviatiles „Achenal-Inntal-Regime“, repräsentiert durch matrixreiche Schotter, Kiese, Sande und Silte mit hohem Anteil von kristalliner Sedimentfracht und ein fluviatiles „Ampelsbach-Schwarzenbach-Regime“, gekennzeichnet durch karbonatbetonte Bachschuttsedimente aus dem lokalen Einzugsgebiet. Das übergeordnete fluviatile Ablagerungsregime wurde von Zeit zu Zeit durch verschiedenen starke Murereignisse (Schlamm- und Trümmerströme) von den nördlich gelegenen Hängen beeinflusst, sichtbar in der Sedimentabfolge in verschiedenen dicken Breccienlagen. Die Zunahme des Feinklastikaanteiles in der Abfolge nach oben, kombiniert mit Lamination und Feinschichtung, belegt einerseits ein zeitweise alluviales Milieu im Sinne eines distalen Schwemmfächers bzw. ein lakustrines Milieu. Der hohe Matrixgehalt in den Schottern und das Auftreten gekritzter Geschiebe in diesen weisen andererseits auf die Nähe eines Gletschers hin, der sich schließlich über den gesamten Sedimentationsraum ausbreitete und ihn mit mächtiger Grundmoräne bedeckte.

Prähochglaziale lakustrine Sedimente zwischen Ampelsbach und Steinberger Ache

Abwärts der Unteren Bergalm (997 m) sind am linken Ufer des Schwarzenbaches an zwei Stellen (Höhe 980–990 m) und in einem westseitigen Graben zwischen

den genannten Vorkommen (Höhe 1000–1010 m) Seesedimente aufgeschlossen. Es handelt sich um zerscherte, gebänderte Silte und Schluffe, die von Grundmoräne mit großen Kristallinfindlingen (Orthogneisen) überlagert werden.

Die Seesedimente in der großen Kurve der Steinberger Straße östlich von Pkt. 963 m liegen unter Eisrandschottern und könnten daher möglicherweise auch im Spätglazial abgelagert worden sein.

Im Ortsteil Unterberg der Gemeinde Steinberg am Rofan finden sich entlang des Bächleins, das vom Guffertstein (1963 m) herabfließt, grau-grüne, strukturelose Feinsande bis Silte mit isoliert eingestreuten gekritzten Geröllen, die nach oben sukzessive häufiger werden und schließlich in scherbig brechende, schluffreiche Grundmoräne übergehen. Etwas höher im Graben (1020 m) liegen die lakustrinen Sedimente direkt auf Wettersteindolomit und enthalten – infolge der Gletscherbewegung – zahlreiche Scherflächen.

Dropstones führende, sandig-siltige Seeablagerungen wurden auch beim Jagdhaus Flößbach 3 km NW von Steinberg gefunden. Eine Überlagerung durch Moräne bzw. eine Deformierung und Kompaktion durch Gletschereinwirkung ist hier allerdings nicht erkennbar, daher kommt in diesem Fall auch eine spätglaziale lakustrine Eisrandbildung in Betracht.

Gehängebreccien

Im steilen Graben zwischen Grünkopf und Steigwand (Guffertmassiv) kommen zwischen 1120 m und 1300 m gut geschichtete monomikte, grobkörnige Hangschuttbreccien aus Wettersteinkalkklasten vor, die mindestens 50 m mächtig sind. Die Breccien weisen meist korngestützte Gefüge mit wenig siltig-schluffiger, bräunlicher Matrix und angerundeten Komponenten bis 50 cm Größe auf. Die Oberfläche des Breccienvorkommens, das rückseitig ein onlap an einen steil S-fallenden Wettersteinkalkhang bildet, ist abgerundet und von keinen weiteren Sedimenten bedeckt. Ein prähochglaziales Alter der Breccie ist nicht auszuschließen.

Grundmoränen der Hochwürm-Vereisung

Ein großes, bis 50 m mächtiges Grundmoränenareal liegt zwischen Köglboden und Festalm-Niederleger. Daneben gibt es größere Vorkommen an der alten Steinberger Straße nördlich von Achenkirch, im Umkreis der Mairalm und des Pulverer Mahds. Bei Achenkirch fehlen kristalline Geschiebe fast vollständig; diese treten nordwestlich und südöstlich der Unteren Bergalm häufiger auf, hauptsächlich als gneisdominierte Findlingsstreu. Grundmoränenreste sind weiters an den Westabhängen der Guffertspitze, westlich von Unterberg bei Steinberg und am alten Weg zur Kotalm bis 1400 m Höhe verbreitet.

Östlich des breiten Überganges zwischen Achenal und Brandenberger Tal nahe der Gufferthütte wurden großflächig Moränen abgelagert. Das Geschiebespektrum setzt sich ausschließlich aus kalkalpinem Material zusammen.

Spätglaziale Moränenablagerungen

Die mächtigen Moränen am Ausgang des kleinen Tales, das zwischen Hoch- und Vorderunnutz hochführt, setzen sich ausschließlich aus Wettersteinkalk- und -dolomitmaterial zusammen. Zudem sind viele Komponenten in der teilweise aufgelockerten schluffigen Matrix nur angerundet. Diese Moränen setzte vermutlich ein im Spätglazial aus genanntem Tal vorstoßender Gletscher ab.

Östlich der Steigwand treten Diamikte auf, deren Komponenten u. a. aus Gehängebreccien und kristallinen Geröllen bestehen; die Diamikte bilden flache, N–S-streichende Rücken bis zu einer Höhe von 1260 m Höhe herab und könnten damit Seitenmoränen eines spätglazialen Gletschers von der Guffertspitze (2194 m) repräsentieren.

Eisrandbildungen

Als Eisrandbildungen sind in erster Linie auch die hoch liegenden Schwemmfächerterrassen der Seitenbäche, z. B. des Flößbaches zu betrachten, die mit Zehnermeterhohen Erosionsböschungen über den rezenten Talniveaus liegen.

Eine weitere Eisrandbildung stellen Schuttkörper dar, die südwestlich der Unteren Bergalm unterhalb von Pkt. 1868 mächtige Kegelformen 20–40 m über den tieferliegenden holozänen Murschuttkegeln ausbilden. Es handelt sich großteils um Lawinen- und Wildbachschutt. Aktiver Schutttransport über Lawinen findet hier auch heute noch statt. Dies bezeugen viele große, wahllos verstreute Blöcke.

Eisrandbildungen oder spätglaziale Moränen?

Das bewaldete Gebiet am Fuße der steilen, glazial modellierten Tälchen der Unnütz-Ostflanke weist mächtige diamiktische Ablagerungen auf: kanten- bis gut gerundete Wettersteinkalkblöcke von cm³- bis m³-Größe mit korn- und matrixgestütztem, lockerem Gefüge, dazwischen feinkiesige bis sandige Matrix; die größten Blöcke liegen obenauf. Vereinzelt kommen nahe der Oberen Bergalm gut gerundete kiesgroße Amphibolitgerölle vor. Diese Lockergesteine ziehen südlich von Pkt. 1160 m bis über 1350 m hoch. Überdies lassen sie auch wallartige Rücken erkennen, die bergseitig den Bach- und Murschutt auffangen.

Der Sedimenttyp als auch die morphologischen Formen lassen einerseits an Endmoränen von Lokalgletschern denken, die mit dem Zerfall des Eisstromnetzes im frühen Spätglazial ungehindert vom Unnützmassiv ins Tal vorstoßen konnten; hierzu passt auch das Fehlen von kristallinen Geröllen auf dieser Talseite; andererseits spricht das terrassenartige talseitige Abtreppen für spätglaziale Eisrandbildungen.

Deltasedimente bei Steinberg am Rofan

Zwischen Kotalmbach und Mühlbach westlich des Hotels Windegg (ASI-Lodge) erstreckt sich eine große, leicht nach Nordosten geneigte Terrassenfläche, die nach Norden und Nordwesten in schönen Deltaschüttungen endet. Neben vielen Kristallingeröllen finden sich darin auch solche von Gosau-Breccien und -Sandsteinen, deren nächste Vorkommen heute bei Brandenberg und nördlich vom Kaiserhaus (Trauersteg, Zöttbachalm) liegen. Noch ältere Deltasedimente sind in der höher gelegenen großen Schottergrube weiter südlich aufgeschlossen. Mit diesen Deltakörpern sind im Steinberger Becken zwei Seespiegelstände eines spätglazialen Stausees überliefert, dessen bottom sets vielleicht die Schluffe beim Jagdhaus Flößbach darstellen (vgl. auch WISCHOUNIG, 2006).

Eisrandbildungen im Ampelsbachgebiet

Etwa 500 m südlich der Mündung des Weißbachs in den Ampelsbach zeigt ein größerer Schotter- und Kieskörper auf 1050 m Höhe eine ebene Oberfläche an, die durch kraterartige Senken gekennzeichnet ist, die als Toteislöcher anzusprechen sind. Isolierte Reste dieser Schotter treten weiter südlich inmitten von Murschuttfächern auf (mit neuer Almrodung). Etwa auf 990–1000 m Höhe ist ein weiteres Schotterniveau ausgebildet, das sich in N–S-Richtung über 1,5 km erstreckt. Diese Terrasse lehnt sich im Westen an eine kleine Kuppe (mit Handymast) an, die im Kern aus stark zerscherter Schrambach-Formation besteht und von Grundmoränen überkleidet ist; weiter nördlich fällt die Terrasse zum heutigen Auenniveau mit 30 m hoher Stufe ab und endet im Nordosten in einem Trockental, das ins Weißbachtal führt. Im Süden (Untere Bergalm) beobachtet man in Anschnitten der Schotterterrasse schwach geschichtete, teils sandige Schotter und Kiese, vorherrschend aus Wettersteinkalk- und wenigen Kristallingeröllen. Die darin enthaltenen, großen angerundeten Wettersteinkalkblöcke weisen auf eine Verzahnung von Bachablagerungen des

Schwarzenbaches mit Lawinen- und Murschutt von den Hängen der Guffertspitze hin.

Am Zusammenfluss von Schwarzbach und Ampelsbach erstrecken sich Reste von alten Schwemmkegelniveaus des Ampelsbaches, die wegen ihrer Höhe über dem heutigen Talboden als Eisrandbildungen gedeutet werden. Diese Formen sind morphologisch sehr deutlich am Köglboden mit seiner leicht nach Südosten ansteigenden Fläche und den 30 m hohen südseitigen Erosionsböschungen ausgebildet. Die Sedimente selbst sind entlang der Steinberger Straße als typische Wildbachschotter klassifizierbar. Hauptdolomit und Plattenkalke beherrschen das Geröllspektrum. An diesem Kegelrest lässt sich auch ablesen, dass die westlich anschließenden Murschuttkegel, ebenso der Kegel, der aus dem Moränentälchen von Norden den Köglboden überschüttet hat, wesentlich jünger sind. Die vielen Quellaustritte am Fuße der Böschungen des Köglbodens hängen vermutlich mit stauenden Moränen oder Schrambachschichten zusammen.

Am Ausgang des Weißbachls sind verschiedene Schwemmkegelreste bis 40 m über dem heutigen Bachni-

veau auskartierbar. Die Schottergrube an der Brücke über das Weißbachl zeigt sehr schön die Verzahnung der Bachsedimente mit dem Hangschutt aus Hauptdolomit.

Eisstausee- und Murensedimente am Filzmoosbach

Der Filzmoosbach fließt fast durchwegs in den weichen Siltsteinen und Mergeln der Schrambach-Formation Zwischen Pkt. 1144 m und 1300 m Höhe (Brücke) sind auf der Nordseite mächtige Diamikte und leicht talwärts geschichtete, unreife Sedimente von Murschuttströmen angerissen. An mehreren Stellen lagern unter diesen Murensedimenten feingeschichtete Sande, Silte und Schluffe, die durch vielfältige Sedimentstrukturen wie Feinlamination, Rippel- und Wickelschichtung, Slumping- und Entwässerungsstrukturen, Gradierung, Erosionsrinnen etc. gekennzeichnet sind. Auch Dropstones kommen in diesen Sedimenten vor, ein Beweis für Eisstauseesedimente. Die Überlagerung durch die Murensedimente zeigt, wie hoch und rasch die sedimentäre Dynamik in schmalen Eisstauseen mit großer Reliefenergie war.

Blatt 95 St. Wolfgang

Bericht 2007 über paläobotanische Untersuchungen in der Gosau des Tiefengrabens auf Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut

JIŘÍ KVAČEK, HARALD LOBITZER, BARBARA MELLER
& MARCELA SVOBODÁ
(Auswärtige MitarbeiterInnen)

Seit der klassischen Arbeit von Franz UNGER (1867) über „Kreidepflanzen aus Österreich“ ist das Vorkommen fossiler Pflanzenreste in den kohleführenden Schichten der Gosau Gruppe des Tiefengrabens im Gemeindegebiet von St. Wolfgang im Salzkammergut wohl bekannt.

Von uns wurden die Profilabschnitte im Liegenden und Hangenden der fast senkrecht stehenden Kohleflözchen im Tiefengraben ([BMN]: RW: 333.444, HW: 555.666) untersucht, aber auch alle weiteren aufgeschlossenen Sedimente, die gelegentlich ebenfalls inkohlte Pflanzenreste enthalten. Nur in einer einzigen dunkelgrauen tonig-sandigen Lage im unmittelbaren Hangenden der Kohle konnte eine markante Anreicherung von Pflanzenfossilien, vor allem von Blattresten, beobachtet werden. Es handelt sich überwiegend um Monocotyledonae. Einige größere, 20–40 mm breite bandförmige Blattfragmente mit M-förmigem Querschnitt dominieren. Sie können aufgrund der Blattrandzähne als *Pandanites trinervis* (ETTINGSHAUSEN) KVAČEK & HERMAN bestimmt werden. Häufiger kommen ebenfalls Dicotyledoneae-Blätter vor, wie kurze, lanzettförmige, ganzrandige Angiospermen-Blätter von *Dicotylophyllum* sp. sowie sägeartig-gezähnte, lanzettförmige Blätter von *Quercophyllum* sp. Nur selten finden sich dagegen Gymnospermen (*Geinitzia* sp.) und Farne. *Pandanites trinervis* gedeiht vor allem in Küstensümpfen. Dieses Taxon ist die wichtigste Kohle bildende Pflanze in der Oberkreide des Alpen-Karpatenbogens. Auch in der Grünbach-Formation der Neuen

Welt Gosau (Niederösterreich) sowie in Geistthal in der Kainacher Gosau (Steiermark) dominiert *Pandanites trinervis* ebenso wie in Rusca Montana in Rumänien.

Etwa 10 m bachaufwärts vom soeben beschriebenen pflanzenführenden Kohlevorkommen stehen laminierte sandige Tonsteine bis Sandsteine an. Sie führen Angiospermen-Blätter wie *Dicotylophyllum* sp. 1 cf. *Myrtophyllum geinitzii* (HEER) HEER, *Dicotylophyllum* sp. 2 cf. *Myrtophyllum angustum* (VELENOVSKÝ) KNOBLOCH und *Quercophyllum* sp. Diese Sedimente werden aufgrund ihrer Angiospermen-Flora als fluviatile Ablagerungen gedeutet.

Die in der Privat-Sammlung Maherndl (Bad Ischl) aufbewahrte Florula des Tiefengrabens zeigt hingegen eine unterschiedliche Zusammensetzung mit Pteridophyten (*Coniopteris* n. sp. mit gut erhaltenen fertilen Farnwedeln), weiters Koniferen wie *Pagiophyllum* sp. und *Geinitzia reichenbachii* (GEINITZ) HOLICK & JEFFREY sowie Blätter von Angiospermen (cf. *Sapindophyllum* sp.).

Die Sporomorphen-Vergesellschaftung der Makropflanzen führenden Lage setzt sich aus Pteridophyten-Sporen der Familie Schizaeaceae (*Plicatella* sp., *Cicatricosisporites* sp.) und aus Gymnospermen-Pollen (Taxodiaceapollenites sp., *Cycadopites* sp. und *Corollina torosa* (REISSINGER) KLAUS emend. CORNET & TRAVERSE 1975) zusammen sowie aus triporaten Angiospermen-Pollen der *Normapolles*-Gruppe (*Complexiopollis* sp., *Vacuopollis* sp., *Plicapollis* sp.). Acanthomorphe Acritarchen, insbesondere *Michrystidium* sp. sind selten. Die Ablagerungsbedingungen waren wohl brackisch beeinflusst. Für küstennahe Kohle-Sümpfe sprechen auch Taxodiaceen-Pollen (*Corollina*, die der Halophyten-Familie der Cheirolepidiaceae zugehört). Das Auftreten des Genus *Plicapollis* ist ab dem Turonium bekannt, während *Vacuopollis* erst ab dem Coniacium auftritt. Die Alterseinstufung muss daher bislang als unzureichend geklärt betrachtet werden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2008

Band/Volume: [148](#)

Autor(en)/Author(s): Gruber Alfred

Artikel/Article: [Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch und 119 Schwaz 277](#)