

Sphinctozoen, kleine Korallen und häufig Crinoiden), Intra-klasten aus dem Becken, Hornsteinklasten und selten auch Molluskenschalen enthalten können und gegen das Hangende in grainstones übergehen.

Der obere Abschnitt des Raminger Kalkes ist deutlich hellgrau gefärbt. Meistens sind grain-packstones, seltener intraklastenreiche rudstones zu beobachten. Die obersten Partien des Raminger Kalkes sind überraschenderweise wieder sehr feinkörnig ausgebildet (Probe M32, 2006). Partienweise sind rötlich eingefärbte Partien (?neptunian dykes) zu beobachten (Probe M 33, 2006). Die rosa(rote) Färbung kann nachgewiesenermaßen auf einen erhöhten Gehalt an Fe-Hydroxyden (u.a. Goethit, det. A.Ertl, Universität Wien) zurückgeführt werden. An Biogenen können

lediglich öfters Crinoidenbruchstücke beobachtet werden. Das Profil endet in weißem, undeutlich gebanktem Raminger Kalk (Forststraßenende, Probe M 34, 2006 und Mb 13, 2005).

Der Übergang in die darüberfolgenden Riffschuttkalke des Wettersteinkalkes ist relativ scharf. Damit könnte entweder ein rascher Vorstoß der Karbonatplattform über die hangendsten Beckensedimente des Raminger Kalkes oder überhaupt ein tektonischer Kontakt zum Wettersteinkalk angenommen werden.

Die Durchführung der Geländearbeit erfolgte im Zuge der bilateralen Kooperation (2006/2007) der GBA mit dem MAFI (Protokoll vom 30. Mai 2006).

Blatt 114 Holzgau

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und im Quartär auf Blatt 114 Holzgau

ALFRED GRUBER

Im Jahr 2005 wurde mir die Redigierung des ÖK-Blattes Holzgau übertragen. Dieses liegt, bis auf einen kleinen Flyschanteil, vollständig in den oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen. Es umfasst mit der Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke alle drei großen Teildecken der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Etwa ein Viertel der Gesamtfläche des Blattes liegt in Bayern.

Das Gebiet der Allgäuer Alpen war lange Zeit Austragungsort heftigster wissenschaftlicher Dispute zwischen Autochthonisten und Deckenbefürwortern; in mehreren tektonischen Fenstern (z. B. Hornbachfenster) bieten sich Einblicke in tiefere Stockwerke des ostalpinen Deckenbaues. Stellvertretend für die Autochthonisten stehen M. RICHTER (1958), D. RICHTER (1958), HAMANN & KOCKEL (1956) KOCKEL (1956), ZACHER (1965) und JAKOBSHAGEN (1958, 1961, 1965), für die Deckenanhänger ROTHPLETZ (1902, 1905) AMPFERER & HAMMER (1911), AMPFERER (1912, 1914, 1915) SPENGLER (1956), HEISSEL (1958) und TOLLMANN (1970). Mit den Ergebnissen der Tiefbohrung Hinde-lang I (Sonderband Geol. Bav. 1995) wurde der Deckenbau bestätigt und vertieft.

Das Blatt Holzgau wurde seit den achtziger Jahren von einer Arbeitsgruppe der Universität Bremen unter der Leitung von Prof. Henrich neu bearbeitet. Einen Großteil der Geländeaufnahmen führten Studenten im Rahmen ihrer Diplomarbeiten durch. Verschiedene Teilbereiche wurden von Henrich selbst begangen und bearbeitet, v. a. die quartären Phänomene in den Hochkaren.

Der bisher unzureichend kartierte Talboden des Lechtalles wurde jüngst mit den Ergebnissen der sog. „Lechtalstudie“, einer interdisziplinären (geologisch, geographisch, hydrogeologisch, ...) Grundlagenstudie der Universität Innsbruck (1993, im Auftrag des Landes Tirol) ergänzt. Die im Maßstab 1:10.000 aufgenommene Karte des Talbodens zeigt eine detaillierte Abgrenzung mehrerer Generationen von seitlich ins Haupttal einmündenden Schwemm- und Murkegeln sowie von Talalluvionen des Lechflusses. Die Unterscheidung erfolgte anhand verschiedener Terrassen-niveaus, die sich über Kilometer hinziehen und ein morphologisches Charakteristikum des Lechtales darstellen.

Auf Wunsch von Prof. HENRICH nahm ich die komplexen Quartärlagerungen im Gebiet des Seewaldes im Schwarzwassertal und bei Gramais neu auf. Außerdem erschien es mir wichtig, in bestimmten Karen nach Blockgletschern zu suchen, die aus dem Studium der Alpenvereinskarten und aus Luftbildbetrachtungen zu erkennen waren. Diese Permafrostphänomene waren bis vor wenigen Jahren den meisten kartierenden Geologen unbekannt und wurden als Blockschuttansammlungen oder Moränenablagerungen (z. B. „Blockmoränen“ in den von AMFERER herausgegebenen geologischen Karten) bezeichnet.

Die Untersuchungen zum alpinen Permafrost der letzten Jahre haben gezeigt, dass diese Phänomene in Gebieten mit entsprechender Höhe und idealen Bildungsvoraussetzungen weit verbreitet sind und große Flächen der Lockergesteinsbedeckung ausmachen, wie z.B. in den Öztaler und Stubai Alpen (PATZELT & HÄBERLI, 1982; KRÄINER & MOSTLER, 2000a,b, 2002a, 2002b) oder in der Schobergruppe (KRÄINER & MOSTLER, 2001; LIEB, 2005). Aber auch in den Nördlichen Kalkalpen finden sich Permafrosterscheinungen, etwa im südlichen Karwendelgebirge (KERSCHNER, 1993).

Hornbachkette – Allgäuer Alpen

In der geomorphologischen Übersichtskarte 1:75.000 der Lechtalstudie (KERSCHNER et al., 1993) sind bereits einige Blockgletscher verzeichnet.

In den Allgäuer und Lechtaler Alpen sind überdies viele Kare mit schön entwickelten, spät- bis postglazialen Moränenwällen ausgestattet, die sich im Luftbild schwer von Blockgletschern unterscheiden lassen. Daher wurden diese Formen auch im Gelände, z.B. in den nach SE exponierten Karen der Hornbachkette (Allgäuer Alpen) zwischen Urbeleskarspitze (2632 m) und Klimmspitze (2464 m) überprüft:

Im Großkar sind mehrere spätglaziale Moränenstände eindrucksvoll erhalten. Moränenwälle lassen sich zumindest bis 1800 m hinab verfolgen. Hierbei können anhand korrespondierender Wälle zwei Gletscherzungen rekonstruiert werden, die durch den Rücken von Pkt. 1942 m getrennt waren. Die Oszillation beider Zungen hinterließ gestaffelte Wälle, wie man am SE-Grat der Wasserfallkarspitze und NE' von Pkt. 1942 m erkennt.

Ein schön geformter Moränenbogen, begleitet von einem vorgelagerten Wall, quert auf ca. 2000 m Höhe das Kar und zieht Richtung N bis auf 2100 m hoch. Er überlagert im Südteil klar den älteren Seitenmoränenwall der westlichen Zunge des einstigen zweiteiligen Gletschers und den

Blockgletscher (s. unten). Der höchstgelegene Wall liegt auf 2050 m. Wegen seiner Frische könnte er auch vom 1850er Hochstand der „Kleinen Eiszeit“ stammen.

Im ehemaligen Zungenbecken des westlichen Gletscherastes liegt zwischen 1850 m und 2000 m ein Schuttkörper, der sich durch auffallend viele konzentrisch angeordnete, moränenartige Bögen auszeichnet. Hier handelt es sich um einen relikten Blockgletscher, der aus spätglazialen Endmoränen, aber auch durch starken Schuttanfall von der Westseite, begünstigt durch das Südfallen des Hauptdolomites, hervorging.

Im Großkar wölbt sich S' der Klimmspitze, zwischen 1800 m und 1900 m (im Anstieg zur Klimmspitze E' des Wanderweges) ein breiter latschenbewachsener Schuttkörper vor, der auch als Permafrostablagerung zu deuten ist.

Weitere Schuttkörper, die auf einstige Permafrostaktivität hinweisen, sind im Steinkarle SE' unterhalb der Klimmspitze ausgebildet. Dort erkennt man innerhalb einer schönen Endmoränenstaffel, die bis 1920 m hinabreicht, gestauchte Schuttformen.

Als reliktsch ist auch der Schuttwulst am Fuße einer großen Flankensackung auf der Ostseite des Steinkarles zu betrachten.

Im Wasserfallkar beeindruckt ein sehr gut erhaltener und elegant geschwungener, U-förmiger Endmoränenwall, der bis auf 1920 m Höhe reicht. Außerhalb und innerhalb dieser Moräne sind weitere Wallreste vorhanden. Ein nächster Gletscherhalt lässt sich auf 2000 m Höhe rekonstruieren. Auf 2120 m Höhe schließt ein mächtiger Moränenwall, der von glazial abgeschliffenen Felsauftragungen durchsetzt ist, das Kar ab. Die dahinterliegende Depression ist als Glaziokarstwanne anzusprechen.

Schwarzwassertal

Auf den bisherigen geologischen Karten (RICHTER, AMPFERER, ZACHER, JAKOBSHAGEN [unpubl.]) sind im Bereich Seewald, wo das Tal seine breiteste Stelle aufweist und von S das Tal des großen Roßkares einmündet, undifferenzierte, glaziale und glazifluviale Ablagerungen (Moränen, ...) eingetragen. Begünstigt durch zahlreiche neue Aufschlüsse, z.B. infolge des Hochwassers vom August 2005 oder durch den Forstwegebau, ließ sich ein reichhaltiges Inventar quartärgeologischer Sedimente und Phänomene auskartieren. Diese Phänomene entstanden durch ein Wechselspiel von fluviatilen und glazialen Prozessen, die sich einerseits im Haupttal vollzogen, andererseits von jenen des seitlich einmündenden Roßkartales stark gesteuert und überprägt wurden.

Das Spektrum der Lockersedimente reicht von verschiedenen Typen von Moränen (Grund-, Ausschmelz-, Ober- und Endmoränen) über fluvioglaziale Kiese und Sande bis zu lakustrinen Schluffen. Wildbach-, Mur- und Schwemmfächerablagerungen sowie verschiedene gravitative Bildungen (Schuttfächer-, Fels- und Bergsturzmaterial) aus dem Postglazial sind weit verbreitet.

Die großen Uferanbrüche, die der Schwarzwasserbach erst jüngst erzeugte und die durch den Abbau ehemaliger Geschieberückhaltesperren begünstigt wurden, gewähren instruktive Einblicke in den Aufbau mächtiger Sedimentkörper, die sich allein aus der Betrachtung der Oberflächenformen nicht ergeben hätten.

Beispielsweise wurden nahe der Brücke (Pkt. 1113 m) aus schluffreichen Moränen erosiv Terrassenkörper „herausgeschnitten“, die nur geringmächtig von fluviatilen Schottern bedeckt sind.

Morphologie

Die topographische Gliederung der Österreichischen Karte 1:50 000 lässt aufgrund der dichten Bewaldung nur einen Teil der sehr abwechslungsreichen Morphologie er-

kennen. Dies gilt in gleicher Weise für die Luftbildinterpretation: Terrassenkanten und -böschungen sind nur entlang des Talbaches zu sehen, Murkegelterrassen fast gar nicht.

Eine sehr auffällige morphologische Form stellen tiefe, trichterartige Einsenkungen in den verschiedensten Sedimenten dar, die sich durch die detaillierte Kartierung als Einsturztrichter über Raibler Gipsen und Rauhwacken entpuppten (Gipsdolinen).

Eine dieser Dolinen ist erst im Aufnahmejahr 2005 SW' der Sieglhütte neu eingebrochen. An den frischen Flanken sind auch die Raibler Schichten (Sandsteine, Tonschiefer und Rauhwacken) aufgeschlossen.

Analog dazu ist die Entstehung der tiefen (mindestens 30 m), nur in Lockersedimenten gelegenen Sieglseen zu deuten. Die sehr steilen Seeufer widerlegen die Interpretation als Toteislöcher, die in diesem quartären Umfeld durchaus auftreten könnten, jedoch längst zusedimentiert wären.

Festgesteine

Nordalpine Raibler Schichten

Im Graben zwischen Sieglhütte und Jagdhütten, orographisch links des Schnatterbachgrabens zwischen 1300 m und 1360 m und an den frischen Einbruchsrändern der oben genannten Doline sind Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen: es handelt sich um schwarze und braunschwarze Tonsteine, Mergel und Sandsteine, ockergelbe, rauhwackige, löchrige Dolomite und sandig-siltige Dolomite sowie dunkle, laminierte und bituminöse Dolomite. Die Gesteine sind tektonisch zerbrochen und geklüftet, daher in ihrem Schichtverband häufig aufgelöst und stark verwittert. Sie fallen W' der Sieglhütte steil nach N bis NW ein (SS 335/60 und SS 5/65). Das Streichen der Schichten manifestiert sich in der linearen Aneinanderreihung von bisher 12 kartierten Dolinen, deren größte (Durchmesser ca. 200 m) den Großen Sieglsee beherbergt. Ein Charakteristikum dabei ist das sehr steil abtauchende Seeufer. Die Tiefe des Sees dürfte mehrere 10er Meter betragen. Diese Dolinen sind durch Auslaugung der Evaporite in den Raibler Schichten entstanden.

Hauptdolomit

Entlang des Schwarzwasserbaches und im Roßkartal stehen typische, mittel- bis dunkelgraue, dm-gebankte, laminierte und stromatholithische Dolomite an. Die starke Klüftung des Hauptdolomites bewirkt die intensive, kleinstückige Verwitterung und den damit verbunden hohen Schuttanfall, der sich in ausgedehnten Schuttkegelablagerungen äußert.

Die Grenze zu den Raibler Schichten ist im Detail noch nicht erfasst; der Übergang ist vermutlich entlang des Schnatterbaches und im Bereich Saldeiner Spitze, Sattelle, Wiesbach aufgeschlossen. Die strukturellen Zusammenhänge sind noch weitgehend unklar.

Lockergesteine

Murschuttbrekzien

Am Rand der jüngst eingebrochenen Doline treten Reste von gut zementierten Brekzien aus Rauhwacken- und Grundmoränenklasten im stratigraphisch Liegenden von Grundmoränen auf. Unklar ist, ob die Brekzien in situ gebildet und anschließend vom Gletscher überfahren wurden oder ob sie vom Gletscher herantransportiert wurden.

Schräg geschichtete, grobe Murschuttbrekzien treten außerdem W' des Schnatterbaches als harte Rippe über den Raibler Schichten auf. Eine Überlagerung durch Moräne wurde nicht beobachtet.

Moränen des Hochglazials

Entlang des unteren Roßkarbaches und des Abflusses von den Sieglseen, an den Ufern der Sieglseen, im tiefen Graben E' des Roßkarbaches, an den neuen Forstwegen und an der Basis der Uferanbrüche des Schwarzwasserbaches kommen zahlreiche frische Aufschlüsse von Grundmoräne vor; es handelt sich durchwegs um hellgrau-gelbliche, kompakte Diamikte mit vielen gekritzten, gut gerundeten bis angerundeten Geschieben bis 50 cm Größe. Die Geschiebe stammen aus dem Einzugsgebiet des Schwarzwassertales, sind teilweise lagig angeordnet und von schluffiger, ungeschichteter und abscherbender Matrix umgeben. Beim Wehr SW' der Hassenteufelhütte kommen orographisch rechts des Talbaches an der Basis der Moränen stark verfestigte Sand- und Kieslinsen vor, die als subglaziale Bildungen Teil der Moräne sind.

Entlang des Roßkarbaches ist die Moräne in einer Mächtigkeit von mehr als 20 m aufgeschlossen, am Ostufer des großen Sieglsees ist sie 12–15 m und am Schwarzwasserbach ca. 10 m mächtig. Der Roßkarbach entspringt auf Höhe 1260 m als große Schuttquelle über der stauenden Grundmoräne, in welcher er über eine längere Strecke talwärts fließt. Die Grundmoräne bildet, soweit bisher bekannt, überall die Basis der im Seewald vorgefundenen Lockergesteinsabfolge. Sie ist SE' der Sieglhütten weitflächig bis auf ca. 1400 m Höhe verbreitet. Orographisch links des Schwarzbaches sind in den Terrassenkörpern und an den steilen Flanken letzte Reste der Grundmoräne entblößt.

Glazifluviatile und glazilakustrine Sedimente des Eiszerfalls und des Spätglazials

In den hohen Uferanbrüchen W' des Sieglseeabflusses sind über den Moränen an der Basis diamiktische bis leicht geschichtete, sehr unreife, schluff- und sandreiche und lokal zementierte Sedimente aufgeschlossen, die wechselnd korn- und matrixgestützt sind und deren Komponenten aus gerundeten bis gut gerundeten, gekritzten Geschieben, jedoch auch aus angularen, kanten- bis angerundeten Hauptdolomitklasten bestehen. Linsenhaft auftretende sandige Matrix bewirkte im Niveau des Schwarzwasserbaches die Zementation eines Teiles dieser Sedimente. Nach oben und lateral sind eigenartig verbogene Schluff- und Moränenlagen zu sehen. Mehrere bis 30 cm dicke und lateral auslinisende Schluffbänder wechsellagern mit schluffigen bis sandigen Geröllhorizonten. Letztere setzen sich aus gerundeten und gekritzten als auch aus eckigen, cm-großen Komponenten zusammen, die matrix- oder korngestützt und stark kompaktiert sind. In diesen schluffigen Kieslagen sind Rinnen- und Fließstrukturen erkennbar. Die Sedimente sind teilweise U-förmig verformt, wobei Materialwanderungen (Schluffe) in die Scharniere und Steilstellung von Schlufflagen mit parallel dazu erfolgter Einregelung von Geröllen mit ihrer Längsachse (so genannte „Vertikalstrukturen“) stattfanden. In manchen Abschnitten erkennt man die Plombierung von Rutschfalten mit überwiegend horizontal liegenden Schluffen und Schottern.

Die Strukturen könnten durch Ausschmelzen von glazigenem Schutt in einer Eiszerfallslandschaft entstanden sein (Ausschmelzmoränen). HENRICH stellt zwei weitere Möglichkeiten zur Diskussion: einerseits könnten die Verbiegungen durch Permafrosttätigkeit, andererseits durch Glazialtektonik, also durch das Überfahren infolge eines neuerlichen Gletschervorstoßes verursacht worden sein. Für Glazialtektonik fehlen allerdings die dazugehörigen Scherflächen. Außerdem gibt es in den darüberfolgenden Sedimenten keine sicheren Hinweise auf Moränenablagerungen. Der spätere Vorstoß des Roßkargletschers reichte nicht bis ins Haupttal (siehe Verbreitung der Lokalmoränen).

J. REITNER erkennt in diesen Sedimenten verrutschte bzw. zerglittene (Slumping), eisrandnahe Bildungen, die durch fluviatile Umlagerung von glazialen Sedimenten und durch Input von monomiktischem Murschuttmaterial von den Seitenhängen (unreifer Hauptdolomitschutt mit Schrägschichtung quer zum Talverlauf) in ein glaziolakustrines bis –fluviatiles Milieu im Talbodenbereich entstanden sind. Die rasche Schüttung stark wassergesättigter und mächtiger Sedimente und das Vorhandensein von dünnen unverfestigten, schluffig-tonigen Ablagerungen im Talboden führte zur Slumpingbildung. Das Vorkommen von reichlich Schluffmaterial und von vielen gekritzten Geschieben spricht für ein glaziales bis randglaziales Umfeld. Die Entstehung der Slumpingstrukturen durch Ausschmelzen von einsegmentiertem Toteis ist nicht gänzlich auszuschließen.

Auf den Grund- und Ausschmelzmoränen folgen E' des Sieglbaches, entsprechend der Oberkante der Moränen, in unterschiedlichen Niveaus zumeist ähnlich aufgebaute, mächtige fluviatile und lakustrine Sedimente. Ihre Mächtigkeit nimmt nach S hin rasch ab, da die Grundmoränenoberfläche in diese Richtung zusehends ansteigt, wie in den tiefen Bacheinschnitten klar ersichtlich ist:

Am Ausgang des Grabens N' der Sieglhütte und E' davon treten fast 40 m mächtige, schluffreiche, gut gerundete und mäßig geschichtete Schotter mit hohem Anteil an gekritzten Geschieben auf. Lokal ist eine Konglomerierung vorhanden. Im Zwickel zwischen der Talstraße und dem zur Sieglhütte abzweigenden Forstweg ist auch eine bis 4 m mächtige, gebänderte Schlufflage eingeschaltet. Geringmächtige Feinsande und Schluffe kommen auf 1230 m Höhe am Weg zu den Jagdhütten vor. Sie liegen dort vermutlich auf Grundmoräne und markieren ein älteres, wesentlich höheres Seespiegelniveau in Abhängigkeit eines unbekannteren, bisher nicht lokalisierbaren Hindernisses (möglicherweise der Eishöhe des Lechgletschers, der das Schwarzwassertal von außen abriegelte).

Zwischen Pkt. 1113 m und der Einmündung des Roßkarbales ist in zwei großen Anrissen über der Grundmoräne folgende Lockersedimentabfolge zu sehen:

- Bis 10 m mächtige, schluff- und sandreiche Kiese (die Komponenten weisen häufig Schluffhüllen auf) mit einer 20 cm dicken Schlufflage an der Basis.
- Darüber folgt eine ca. 2 m mächtige Lage aus groben, bis 2 m großen, eckigen Hauptdolomitblöcken, die in schluffig sandiger Matrix eingebettet sind.
- Weiters finden sich 2-5 m mächtige, feinlaminierte und homogene, gelbgraue Schluffe, auf die mindestens
- 20 m horizontal geschichtete Schotter mit größeren Sandlinsen folgen. Die Komponenten dieser Kiese sind teilweise eckig mit Durchmesser bis 10 cm. Sie wurden vermutlich von den Seitenhängen herantransportiert.

Etwa 800 m W' des Sieglseeabflusses sind über den dortigen Ausschmelzmoränen ca. 6 m mächtige, feinstlaminierte Schluffe aufgeschlossen. Darauf folgen bis zur Terrassenkante mehrere Meter undeutlich geschichtete, teilweise schräg geschichtete Schotter, deren Schluffanteil in der Matrix nach oben kontinuierlich abnimmt. Ein Charakteristikum sind hierbei Schlufffilme um die überwiegend gerundeten, basal auch eckigen Komponenten der Kies- und Steinefraktion.

400 m W' der Sieglbachmündung setzt sich die Abfolge über den Ausschmelzmoränen zunächst aus wenigen Metern massiger Schotter mit sandig-kiesiger Matrix zusammen, die von 5–7 m schräg gestellten, sandigen Kiesen (Kamesablagerungen?) überlagert werden. Diese gehen allmählich in horizontalgeschichtete Schotter über. Die obersten 1-2 m unter der Terrassenkante bestehen aus

groben Wildbachschottern, die die eigentliche Terrassenfläche über einem Erosionsrelief bilden.

Etwa 150 m E' finden sich auf den Moränen – ähnlich der Situation E' des Roßkarbaches – Kiese, Schluffe und Sande, eine grobe Dolomit-Blocklage in schluffiger Matrix und abschließend horizontal geschichtete Schotter.

An den Flanken der Sieglseen beobachtet man W' des kleinen Sees über Grundmoränen schluffreiche, undeutlich geschichtete Schotter, an der E-Umrandung des Großen Sieglsees deutlich N-fallende Schotter. Letztere stellen die höchste Terrasse der Mur-Schwemmfächersedimente des Roßkarbaches dar, die an der Oberfläche auch morphologisch durch zwei, vom Roßkarbach zerschnittene Fächerhälften klar akzentuiert sind. Wenige Meter über den Grundmoränen, an der E-Flanke des Großen Sieglsees, ist in den Schottern eine 2 m dicke Grobblocklage eingeschaltet, die dem Gletschervorstoß aus dem Roßkartal (siehe unten) entsprechen könnte. Allerdings sind die Blöcke umgelagert. Die steile Südböschung des großen Seetrichters steigt fast 100 m über dem Seespiegel an und besteht im höheren Abschnitt aus großen, eckigen Dolomitblöcken, die nach S zwei linksseitige Moränenwälle eines bis hierher vorgestoßenen Roßkargletschers nachzeichnen. W' und SW' der Sieglseen schließen möglicherweise (diese könnten auch Erosionsformen sein) weitere Moränenwälle von älteren und tieferen Halten des Roßkargletschers an; die glazigene Entstehung dieser Sedimente ist zumindest durch zahlreiche gekritzte Geschiebe belegt.

E' des Baches korrespondiert damit ein gut entwickelter, rechtsseitiger Wall, der im N undeutlich mit einem grobblockigen Diamikt über der Grundmoräne auf 1250 m Höhe endet. Der Moränenwall ist durch eine neue Forststraße frisch angeschnitten und zeigt überwiegend locker gepackte, teilweise stärker verdichtete Diamikte mit partiell höheren Schluffgehalten und häufigen gekritzten Geschieben bis Durchmesser von 0,5 m. Diese Moränen sind am Top von einer dünnen Lage von eckigem, völlig unbearbeitetem Blockschutt aus Hauptdolomit bedeckt, der letztlich den Walkamm bildet. Diese Blockstreu ist als Obermoräne zu interpretieren.

Ein vergleichbarer Grobblockschutt findet sich auf gleicher Höhe (1250 m) W' über dem Roßkarbach. Reste davon sind noch im Zwickel zwischen dem Großen Sieglsee und dem Seeabfluss erhalten. Die Schwemmkegelterassen setzen randlich und frontal an den Blockmoränen an und überdecken sie zum Teil (Ostseite des Großen Sieglsees, siehe oben). Somit ist die Altersabfolge klar.

Ausgedehnte Grobblockmassen mit kuppiger Oberfläche bedecken weiter S' den Talboden am Eingang ins Roßkartal von 1280–1360 m Höhe; sie hängen mit den genannten Obermoränen bzw. Endmoränen unmittelbar zusammen. Ich interpretiere diese als Ablagerungen des Eiszerfalls. Das höher gelegene Vorkommen markiert vielleicht einen Gletscherhalt (Endmoräne). Das Material wurde durch Fels- oder Bergstürze auf den Gletscher geschüttet und weitertransportiert oder schmolz, bei Annahme einer zerfallenden Gletscherzunge, vor Ort aus.

Dahinter dehnt sich eine breite Aufschwemmebene mit kleinen Terrassen aus, auf der es im Zuge des Hochwassers 2005 zu umfangreichen Materialumlagerungen gekommen ist.

Seitlich drängen aktive Sturz-, Lawinen- und Murschuttflächen gegen den Talboden heran.

Zusammenfassung Seewald

Die in unterschiedlichen Positionen über Grundmoränen beschriebenen Schotter sind zusammenfassend als fluvioglaziale, untergeordnet auch als fluviatile (die jüngsten Schwemmfächer- und Bachablagerungen) Sedimente zu deuten, die im Zuge des Rückschmelzens der Fern- und

Lokalglatscher geschüttet wurden. Die Blocklage darüber ist als Ansammlung von Dropstones zu sehen, die über Eisbergedrift verfrachtet wurden. Die Blöcke könnten von den Hängen oder von einem neuerlichen Gletschervorstoß, z.B. aus dem Roßkartal stammen. Bekanntlich liegen am Ausgang des Tales grobblockige Moränen, die mit ihren Wällen ein Gletscherende nachzeichnen. Die Zunge dieses Gletschers könnte am Rande eines Eisstausees gelegen haben oder in diesen gemündet sein. Auf Höhe der Sieglseen liegen diese unreifen Lokalmoränen (auch umgelagert) direkt auf den Grundmoränen. Daher könnten in diesem Bereich laut Reitner auch Grundmoränen des lokalen Gletschervorstoßes und ältere, hochglaziale Grundmoränen zusammenfallen.

Darüber liegen mit den Bänderschluften die eigentlichen Seesedimente. Die unterschiedliche Höhe ihrer Verbreitung markiert verschiedene Seespiegelniveaus.

Die horizontal geschichteten Kiese stellen letztlich die Auffüllung des Sees mit fluviatilen und Murschuttsedimenten dar. Allerdings wurden entlang des Schwarzwasserbaches keine Deltasedimente gefunden. W' des Sieglseebaches gewährt die Erosion tiefe Einblicke in eine Wechselfolge von stark verrutschten, schluffreichen Schottern und schräg nach N einfallenden Murschuttsedimenten. Durch die Nähe zu den steilen Hangflanken herrschte hier eine wesentlich größere und vom seitlichen Vordringen von Schuttkegeln gesteuerte Sedimentationsdynamik als in der Mitte des Tales am Ausgang des Roßkartales. Diese fluviatile Dynamik drückt sich morphologisch in einem mehrfach gestuften Terrassensystem aus, in dem alluviale und z.T. lakustrine Sedimente des Talbaches mit Mur- und Schwemmfächerablagerungen der Seitenbäche verzahnen. Entlang des Roßkar- und des Sieglseebaches sind bis auf das heutige Niveau des Schwarzwasserbaches 4-5 verschiedene Terrassenniveaus unterscheidbar. Diese demonstrieren das sukzessive Tieferlegen des Vorfluterniveaus, gleichzeitig mit dem Absenken des Seespiegels infolge Abschmelzens des Lechtalglatschers im Haupttal in Abhängigkeit von der Sedimentationsrate. Am Ausgang des Kalblegg- und Hochwalderbaches auf der Nordseite des Schwarzwassertales gibt es höhenmäßig mit den auf der Südseite gelegenen Terrassenniveaus übereinstimmende Schwemmfächerreste. Diese verzahnen ebenso mit den Talalluvionen des Schwarzwasserbaches, indem sie lateral schleifend in letztere übergehen. Die Hassen-teufelhütte liegt auf einer dieser Terrassen, die als schmale Leisten über hunderte Meter am Hang verfolgbar sind.

Großes Roßkar

Das Roßkartal weist im mittleren Abschnitt einen engen Talverlauf auf und weitet sich bei 1550 m aufwärts zum breiten Kessel des Großen Roßkares, das von steilen Hauptdolomitflanken umrahmt ist.

Die oben erwähnte große Aufschwemmebene am Tal- ausgang verengt sich nach oben zu einem Wildbachbett, an dessen linker Seite 10–15 m mächtige, proglaziale bzw. fluvioglaziale Schotter angeschnitten sind: grobe Gerölllagen (Blöcke bis 0,5 m Durchmesser) wechseln mit sandigen Kiesen, wobei die Gerölle stets gut gerundet und manchmal gekritz sind und daher als umgelagerte Geschiebe anzusprechen sind. Bisweilen ist leichte Schrägschichtung ausgebildet.

Bei Pkt. 1529 m verzweigt sich das Tal: Im Zwickel zeigt ein großer Hanganriss im unteren Bereich schluffig-sandige Diamikte mit zahlreichen gekritzten Geschieben, aber auch vielen eckigen Komponenten. Das im Vergleich zu einer Grundmoräne weniger kompakte Gefüge passt zu einer Lokalmoräne mit kurzen Transportweiten. Im oberen Teil ist dieses Sediment undeutlich geschichtet, lockerer und matrixärmer. In diesem Zusammenhang wäre eine Deutung als ausgewaschene oder umgelagerte Lokalmoräne denkbar. Möglicherweise liegen hier Blockglet-

schersablagerungen, aus Moränen hervorgegangen, vor, zumal der gesamte, breit im Tal liegende Lockergesteinskörper eine auffallend konvexe Oberfläche aufweist und erst im hinteren Bereich Moränenwälle zeigt.

Frische Aufschlüsse von Moräne finden sich mehrmals in Anrissen entlang des westlichen Bachzweiges zwischen 1580 m und 1800 m Höhe. Der letzte Aufschluss besteht aus typischer kompakter und schluffreicher Grundmoräne auf glazial geschliffenem Hauptdolomit. Die obersten Meter der Moräne sind stets sehr locker, zumeist schluffarm, und führen – im Gegensatz zu den unteren Partien – wenige gekritzte Geschiebe, dafür umso mehr eckige bis angerundete Komponenten. Talwärts geneigte Schichtung ist bisweilen zu beobachten.

Trotz starker Verschüttung ist in Teilbereichen des Großen Roßkares die glaziale Morphologie erhalten geblieben. Ein Beispiel hierfür ist das tiefe, trogförmige Kar zwischen Stallkar Spitze (2350 m) und Östlicher Roßkar Spitze (2291 m): eine ehemalige linksseitige Seitenmoräne zieht in Verlängerung des Nordspornes der Roßkar Spitze von 1860 m bis 1740 m hinab. Dieser Wall fällt z.T. mit der frontalen Böschung eines schönen, relikten Blockgletschers zusammen, dessen Böschungen bereits gut bewachsen sind. Gegenwärtig bildet sich auf seinem Rücken eine sogenannte Schneehaldenmoräne (protalus rampart).

Westlich des Blockgletschers schließen mehrere Moränenwälle, teils Seitenmoränen von älteren größeren Gletschern, teils Endmoränen von den jüngsten Gletscherständen an, die bergwärts die vordringenden Schuttfächer und Felssturzablagerungen aufhalten und lokal Permafrostercheinungen (Schuttzungen, Wülste) zeigen. Diese Endmoränen ziehen girlandenartig bis ins hinterste Kar E' unterhalb des Großen Rossezahnes (2356 m). Dort dürfte in jüngster Zeit noch ein größerer Firnleck oder ein kleiner Gletscher gelegen sein, da die Moräne völlig frisch und unbewachsen ist.

Die Südhänge des Kleinen Rossezahnes (2312 m) sind bis 2020 m hoch mit Moräne überkleidet. Daraus heben sich mehrere schöne Seitenmoränenwälle hervor. Moränenreste finden sich auch in der Südostflanke des Kleinen Rossezahnes zwischen 2080 m und 2180 m Höhe. Kleine Einsturztrichter zeugen hier von tiefgreifender Bergzerreißung im Hauptdolomit. Ebenso sind relikte Streifenböden zu sehen.

Kleines Roßkar

Das ostseitig orientierte Kleine Roßkar weist mächtige Moränenkörper auf, u. a. schöne rechtsseitige Seitenmoränen am Steilabfall zum Großen Roßkar, die zumindest bis 1800 m hinabreichen. Gleichzeitig könnten diese Seitenmoränen auch linksseitige eines ehemaligen hochreichenden Gletschers aus dem Großen Roßkar sein. Entscheidend hierfür wäre die Einfallsrichtung der groben Schrägschichtung in den Seitenmoränen.

Das nach NE zum Großen Sieglisee abfallende Hängekar ist ebenso mit Moränenablagerungen bedeckt, die über steil abfallenden Hauptdolomitschrofen zwischen 1500 m und 1600 m enden (Luftbilddauswertung).

Gramaisal

Für die Aufschlusssituation im Gramaisal gilt das selbe wie im Seewald: Das Hochwasser vom August 2005 hat viele neue Aufschlüsse geschaffen, die die dortigen Quartärablagerungen in einem neuen Licht erscheinen lassen. AMPFERER scheidet in seiner 1932 erschienenen geologischen Karte 1:25.000, Blatt Parseierspitze, im Dorfbereich von Gramais beidseits des Platzbaches und im Mitterwald, zwischen Otter- und Roßkarbach, Moränen aus. Alle anderen Ablagerungen laufen unter „Hang/Bach Schuttkegel“ und Vegetationsbedeckungen. In der Manuskriptkarte von

Henrich (Stand März 2005) sind die Mündungsbereiche von Otter- und Roßkarbach einheitlich als Eisrandsedimente eingetragen.

Die neuen Aufschlussverhältnisse vermitteln ein differenzierteres Bild und erlauben eine Ausscheidung von Grund-, Seiten-, End- und Obermoränen, fluvioglazialen Sedimenten, spät- bis postglazialen Schwemm- und Murfächer-sedimenten und Sturzablagerungen.

Grundmoränen

Typische, kompakte Grundmoränen finden sich in zahlreichen Uferanbrüchen und in Bachbetten des Roßkar- und Otterbaches sowie in Anschnitten am Forstweg vom Mitterwald ins Roßkartal. Die Moränen setzen sich ausschließlich aus lokalem, kalkalpinem Material zusammen, sind im frischen Zustand von hellgrauer Farbe, schluffreich, bisweilen sandig in der Matrix und reich an gekritzten Geschieben verschiedenen Rundungsgrades. Als Leitgeschiebe können die Gosaukonglomerate und -sandsteine vom Kogel- und Gufelsee (Muttekopfgosau) bezeichnet werden. Kristalline Geschiebe (Inngeschiebe) wurden bisher keine gefunden, sie werden aber aus dem angrenzenden Bschlaber Tal beschrieben! Das Sediment zeigt meist keine Schichtung, ausgenommen lokal eine wellig-schlierige Lagigkeit am Top, die auf Aussmelzprozesse oder Umlagerungen, auch durch Permafrostaktivität, zurückführbar ist.

Beidseits des Roßkartales kommt die Grundmoräne auch an den Hängen bis 1400 m Höhe vor.

Glazifluviatile Sedimente (u. a. Kames)

Die Moränen werden meist mit fließendem Übergang von schluffig-sandig-kiesigen Schottern mit zahlreichen umgelagerten gekritzten Geschieben und vielen, nur angerundeten Komponenten überlagert. Diese fluviatilen Ablagerungen sind mehr oder weniger deutlich geschichtet, sie sind lokal gut ausgewaschen und horizontal geschichtet sowie partiell konglomeriert (links vom Roßkarbach, Höhe 1400 m). Andernorts (SSW' von Raut am Otterbach) beobachtet man schlechte Sortierung, viele Gerölle mit Kritzern und kaum bis leichte Schichtung, wobei nach oben die Sedimente zusehends reifer werden. In diesem Fall handelt es sich um kurz transportiertes, umgelagertes Moränenmaterial. SW' der Kirche von Gramais folgen rechts des Otterbaches über der Grundmoräne bis 20° nach NW einfallende, schlecht sortierte Kiese und Sande (Kames- oder Deltaablagerungen?), die wiederum von Murschuttsedimenten des Platzbaches überlagert werden.

Lokalmoränen (Blockmoränen)

Im Mitterwald kommen W' und SE' der Kapelle lockere Schuttmassen mit großen, eckigen Hauptdolomitblöcken in kiesig-sandiger Matrix vor, die auf den oben erwähnten, geschichteten Schottern liegen (Anschnitte am Roßkarbach). Ähnliche Ablagerungen bedecken auch die linke Talseite des Roßkarbaches am Ende des Forstweges. Sie sind dort zu einem deutlichen Endmoränenwall geformt. Weitere Wälle sind weiter N' an der Abzweigung des Weges zum Hirschhals angedeutet.

Bei der Brücke über den Otterbach liegen E' und W' des Baches Grobblockmassen, in denen auf der Seite des Mitterwaldes der Rest eines Seitenwalles vermutet werden kann. NE' gegenüber ist am rechten Talhang ca. 400 m S' von Raut das Gegenstück entwickelt. Daraus ließe sich ein Gletscherende rekonstruieren. Dieser Gletscher könnte auch aus dem Kogelkar über das Seebachtal vorgestoßen sein. Die mächtigen kegelförmigen Sedimentkörper am Ausgang dieses Tales wurden bis jetzt nicht näher untersucht.

Die Parallelisierung dieser „Moränen“ mit jenen am Ausgang des Roßkartales ist anzunehmen.

Die bisherigen Geländebefunde lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die ältesten Lockergesteinsablagerungen sind Grund- und Ausschmelzmoränen vom Höhepunkt des letzten Hochglazials bzw. vom raschen Eiszerfall im frühen Spätglazial. Auch Gletschervorstöße über Gramais hinaus (Steinach-Stadium?) könnten diese Ablagerungen hinterlassen haben.
- Auf den Moränen wurden fluvioglaziale Schotter abgelagert, die sowohl von den Schmelzwässern rückschmelzender als auch vorstoßender (Vorstoßschotter) Gletscherzungen geschüttet worden sein könnten.
- Im Spätglazial von S bis kurz vor Gramais vorstoßende Gletscher aus dem Otterbach-, Seebach- und Roßkartal

setzten schlecht bearbeitete Endmoränen und Obermoränen(?) ab. In diesem Kontext sind die genannten Schotter auch als Vorstoßschotter zu deuten. Trockentäler bei Raut könnten als randglaziale Entwässerungsrinnen dieser Vorstöße interpretiert werden.

- Ein Teil der seitlich vorgeschütteten, noch aktiven Mur- und Schuttkegel wurde während des frühen spätglazialen Eiszerfalls des Lechtalgletschers und seiner Zuflüsse bzw. während der späteren Gletschervorstöße am Eisrand gebildet. Im Sinne von Eisrandbildungen sind sowohl die terrassierten, verschiedenen Murkegelniveaus des Platzbaches im Dorf Gramais als auch die Murkegel bei Raut zu verstehen.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2004–2005 über geologische Aufnahmen im Schmirntal, Wehrichbachtal (Navistal) und im oberen Klambachtal (Navistal) auf Blatt 149 Lanersbach

JURRIAN FEIJTH

In den Jahren 2004 und 2005 wurden im Rahmen des Brenner-Basistunnel-Projekts (BBT Phase II) das obere Schmirntal und das Wehrichbachtal (Navistal) auf Blatt 149 (Lanersbach) kartiert. Das bearbeitete Gebiet umfasst vom Liegenden zum Hangenden (S nach N) folgende tektonische Einheiten: Die Venedigerdecke, die Wolfendorndecke, die Modereckdecke und die Nordrahmenzone.

Venedigerdecke

Die Venedigerdecke besteht aus variszischen Metaplutoniten, ihren prävariszischen Hüllgesteinen sowie permomesozoischen Metasedimenten. Im bearbeiteten Gebiet ist von diesen Metasedimenten nur die Hochstegen-Formation aufgeschlossen die aus einförmigen, grauen bis blaugrauen, gut kristallinen Kalkmarmoren, Kalkglimmerschiefern aufgebaut wird. Mindestens zwei Deformationsphasen unterschiedlicher p-T-Bedingungen sind in diesen Gesteinen erkennbar: Es gibt eine Hauptschieferung und damit zusammenhängende duktile Fließstrukturen mit Bewegungsrichtungen, die der duktilen Deformationsphase D_1 zugerechnet werden und von D_3 überprägt wurden. Die Geometrie der bis zu km-großen südvergenten D_3 -Falten ist gleichförmig bis parallel. Parasitär falten mit „S“--, „M“- und „Z“-Geometrien sind häufig. Diese Geometrie kann auf die starke N-S-Einengung während D_3 zurückgeführt werden. D_3 -Drucklösungsstrukturen sind häufig erkennbar.

D_1 hängt mit der Subduktion zusammen, während D_3 -Strukturen im Zuge der Tauernexhumierung entstanden sind. Im Kartenbild können Großfalten mit steil NW-abtauchenden Faltenachsen erkannt werden. Diese Falten überprägen die Venedigerdecke, die Wolfendorndecke und die Basis der Modereckdecke bevorzugt im Nahbereich zu den Zentralgneisen. Falten dieses Typs sind im Aufschluss nur lokal erkannt worden. Aufgrund der Überprägung von F_3 -Falten ist diese Faltungphase D_2 zuzuordnen. F_2 -Falten weisen auf sinistrale Transpression unmittelbar nördlich der Zentralgneise hin. Im obersten Kaserertal wurden duktile Deformationsgefüge kartiert, die auf schichtparallele einfache Scherung schließen lassen. Der damit zusammenhängende Faltenbau (F_3) ist südvergent. Im oberen Kaserertal überlagert die Wolfendorndecke den Hochstegenmarmor der Venedigerdecke.

Wolfendorndecke

Im kartierten Gebiet besteht die Wolfendorndecke ausschließlich aus Gesteinen der Kaserer-Formation, einer Wechselfolge aus unreinen Kalkmarmoren, Albit-Chloritphylliten Breccien, Arkosen, Arkosekonglomeraten, Kalkphylliten bis kalkreichen Phylliten und Quarziten. Olistolithe im m- bis 10er-m-Maßstab, bestehend aus meist gut gebankten Triasquarziten und -Dolomiten, sind vor allem in einer E-W-streichenden Zone zwischen Ramsgrubnersee und Schönlahnerspitze häufig aufgeschlossen. Intern sind die Gesteine der Kaserer-Formation stark (spröde-duktil bis duktil) deformiert. Dies ergibt im Vergleich zu den liegenden und langenden Einheiten ein chaotisches Bild der D_1 - bis D_3 -Deformationsgefüge, mit relativ unregelmäßigen Orientierungen.

Permotrias der Modereckdecke

Südlich des Jochgrubenkopfs und des Tuxerjochs befinden sich Aufschlüsse der Schöberspitzen-Permotrias. Diese setzt sich aus der Seidlwinkl- und Wustkogel-Formation zusammen, die Großschollen/Boudins im 100 m- bis km- Maßstab bilden und der Modereckdecke zugehören. Die permische Wustkogel-Formation ist vor allem östlich des Kaserertals vorhanden.

Das Liegende der Seidlwinkl-Formation besteht aus meist plattigen (gelblichen) Dolomit- und Kalkmarmoren, z.T. unrein und mit Hellglimmern, Dolomitlaminiten und vereinzelt „Wurstdolomiten“. Die hangende Seidlwinkl-Formation baut eine Wechselfolge aus Dolomitmarmor, weißem Quarzit, Serizitphyllit, Rauhwacke, Anhydrit (nur in Bohrungen), Chloritoidquarzit, Chloritschiefer und glimmerreichem Kalkschiefer (ockerfarbig verwitternd) auf. Quarzite, Glimmerquarzite, Meta-Arkosen, Meta-Arkosekonglomerate, Konglomerate und Glimmerschiefer sind die Lithologien der Wustkogel-Formation. Die blassgrünen Farben vieler dieser Gesteinstypen sind auf Phengit zurückzuführen. Alle Gesteine der Modereckdecke sind im mm- bis km-Maßstab D_1 -isoklinal gefaltet. Lokal sind D_2 -Falten erkannt worden. Der gesamte Deckenstapel, inklusive Schöberspitzen-Permotrias, ist bis zum km-Maßstab D_3 -gefaltet, mit Ost-West streichenden und steil N einfallenden Achsenebenen. Die Schöberspitzen-Permotrias ist hauptsächlich in den D_3 -Mulden und D_2 -Scheiteln erhalten. Die Antiklinalscheitelbereiche sind stark erodiert und die Flanken sind durch den gleichförmigen Faltenbau sowie eine D_3 -Blattverschiebungskomponente stark ausgedünnt.

Bündnerschiefer der Modereckdecke

Im Hangenden der Schöberspitzen-Permotrias folgen die Bündnerschiefer. Die Bündnerschiefer konnten im oberen