

Bericht 2008–2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch, sowie auf den Blättern 87 Walchensee und 119 Schwaz

ALFRED GRUBER

Für die nachfolgenden Beschreibungen zur Stratigraphie, Struktur- und Quartärgeologie ausgesuchter Gebiete auf ÖK 88 Achenkirch stellt die 2011 im Rahmen der Arbeitstagung in Achenkirch erschienene Geologische Gebietskarte 1:25.000 („Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“) die Vorlage dar.

Stratigraphische und strukturgeologische Beobachtungen im Oberau- und Unteratal, am Kamm Schreckenspitze–Rether Kopf–Kafell sowie am Christlumkopf und an der Hochplatte (ÖK 88 und ÖK 119).

Oberatal, Schrambach- und Kaserstattalm (ÖK 119)

An der Almstraße Oberatal-Kaserstattalm ist die Schichtfolge Kössen-Formation, Rotkalk-Gruppe (Adnet- und Klauskalk-Formation), Ruhpolding-Formation und Tauglboden-Formation aufgeschlossen. Die Tauglboden-Formation, die in den Kehren unterhalb der Kaserstattalm ansteht, setzt über geringmächtigem Radiolarit mit dickbankigen, grau-bräunlichen Brekzien und Biopelpackstones bis -grainstones (mit Ooiden, Klasten aus Oolithen, Brekzien und Konglomeraten) ein; sie sind von dicken Kieselchnüren durchzogen. Diese Lithologien wechsellagern mit dünnbankigen Chertlagen, Radiolarien-Grainstones und grünen Tonlagen (mm bis cm dick). Es handelt sich hierbei um die westlichen Ausläufer der Rofan-Brekzie, die den oberen Abschnitt des Radiolarit-Beckens einnehmen und bisher irrtümlicherweise als Barmsteinkalke ausgedeutet wurden.

Moosenkopf-Bergalm

Die scharfe Gratschneide, die von der Moosenalm nach Süden zum Moosenkopf hochzieht, besteht aus Rotkalken vom Typ Adnet-Formation und aus Hierlatzkalken. Den unteren Wandabschnitt des Ostabfalles des Moosenkopfes bilden dickbankige Oberrhätkalke. Das Einfallen ist durchwegs steil invers nach E bis NE gerichtet (SS 45/60 invers, Höhe 1.700 m auf der Gratschneide). Unmittelbar westlich des Grates schließt geringmächtig Radiolarit an, der einen auffallenden Gratkopf bildet (SS 40/50 invers, auf SW-Grat des Gipfels). Westlich unterhalb dieses Kopfes kommen im Graben auf 1.600 bis 1.660 m Höhe stark verfaltete Kalke, dünnplattige Radiolarienmikrite mit Kieselchnüren und cm bis dm dicken allodapischen Kalken vor (vgl. Aufschlüsse am Forstweg zur Kaserstattalm, Kehre 5 und 7). Im breiten Bereich zwischen diesen Aufschlüssen und den Radiolariten kommen auch dunkelgraue und hellrötliche Radiolarien führende Mergel und Tonsteine, teils verkieselt, teils mit dünnen Brekzienschüttungen, vor. In den geologischen Karten 1:25.000 und 1:50.000 wur-

den diese Lithologien zur Tauglboden-Formation zusammengefasst. Westlich der Scharte finden sich nur mehr grau-grünliche, dichte Radiolarienmikrite und allodapische Kalke (Barmsteinkalke). Der Hügel, auf dem die Bergalm steht, besteht aus Rotkalken, an der Westflanke kommen die Radiolarite vor. Die Rotkalken setzen sich überwiegend aus teils dickbankigen Echinodermenschuttalken, weiters aus roten Knollenkalken und knolligen Mergeln zusammen (Adnet- und Klauskalk-Formation). Am Übergang zum stratigraphisch liegenden Oberrhätkalk finden sich dünnbankige Grainstones aus Crinoidendetritus. Der Oberrhätkalk ist reich an großen Molluskenschalen und mit Rotkalk gefüllten Spalten durchsetzt und bis 10 m mächtig. Die Verbreitung der Kössener Schichten ist für den breiten Sattel zwischen Moosen- und Christlumkopf verantwortlich. Sie weisen zwei markante Rippen aus Biodetrituskalken, u.a. mit Korallen, auf. Auf ca. 1.700 m Höhe am Westgrat des Christlumkopfes treten die Mergel fast vollständig gegenüber Kalken zurück (Übergang Kössener Schichten – Plattenkalk). Wenige Meter südlich des Kreuzes am Christlumkopf gehen die Plattenkalke in Hauptdolomit über. Infolge weitgeschwungener Faltung (sichtbar v.a. im Plattenkalk südlich des Christlumkopfes) wechseln steil aufrecht W- bis SW-fallende mit steil invers E bis NE-fallenden Schichtlagerungen. Vom Christlumkopf nach Nordwesten hin wird der Plattenkalk durch eine steile NE-fallende Störung (Aufschiebung?) in seiner Mächtigkeit schräg zugeschnitten und damit reduziert.

Der Blick aus dem Oberatal nach Norden auf die Bergalm lässt etwas unterhalb der Almhütte eine flach liegende, leicht nach Westen ansteigende Störung erkennen, in deren Hangendscholle der Radiolarit einige Meter nach Westen versetzt ist. Die Schichten stehen im Liegendschinkel ca. vertikal, in der Hangendscholle sind sie stark W-fallend mit stirnförmiger Einrollung zur Störung hin. Es handelt sich um eine durchreifende Überschiebung, die der eoalpinen NW-gerichteten Einengung zuzurechnen ist.

Der nach Osten ins Oberatal umbiegende Graben zwischen Berg- und Kaserstattalm zeigt nördlich davon (Sporn mit der Schiffaneialm) vertikale bis steil invers E-fallende Schichtlagerung (Plattenkalk). Südlich des Grabens fallen die Schichten mittelsteil aufrecht nach W. Dazwischen könnte eine Störung verlaufen, die einen Bereich stärkerer Einengung im Norden von einem weniger verfalteten Bereich im Süden lateral begrenzt. Infolge dieser und parallel dazu verlaufender Störungen springen die Kössener Schichten auf der Südseite weiter nach Osten vor; der dortige Sporn mit Plattenkalk und Kössener Schichten ist störungsbedingt stark aufgelockert und neigt zu Zerreibungen und Felsabsetzungen.

Strukturen der Achental-Überschiebung im Gebiet Moosenalm – Unteratal

Die steil invers ENE-fallende Schichtfolge aus Oberrhätkalk, unter- und mitteljurassischen Rotkalken, Radiolarit und Tauglboden Schichten wird nördlich unterhalb der Hütte der Moosenalm durch eine flach E-fallende Störung abgeschnitten, deren Liegendscholle aus stark verfalteten Ammergauer Schichten / Barmsteinkalken besteht. Diese

Störung lässt sich nach Nordosten in das Unteraulal verfolgen; sie trennt dort inversen Plattenkalk und Hauptdolomit (Hangendscholle) von stark verfalteten und zerscherten Barmsteinkalken und – tiefer gelegen – Schrambach Schichten. Letztere sind bis in den cm-Bereich zerschert und durch eine Störung (Überschiebung) von den ebenfalls stark zerscherten Barmsteinkalken darüber getrennt. Es handelt sich hierbei um eine zerscherte, fast isoklinale Synklinalstruktur mit einem aufrechten Nordschenkel und einem überkippten Südschenkel und den Schrambach Schichten im Kern. Diese Großfalte lässt sich von den Südhängen des Unteraulales in Ost–West-Richtung bis zum Gröbner Hals verfolgen. Das Streichen der Faltenachse, die Richtung von Kleinfaltenachsen (z.B. am Südufer des Unteraulales südlich von Pkt. 1.018 m), wie auch das Streichen der Schichten weisen überwiegend auf die jüngere tertiäre SSW–NNE-Einengung hin. Die Abfolge ist am besten im Graben südwestlich von Pkt. 1.018 m aufgeschlossen. Durch diese Einengung wurde die Überschiebungsfläche und mit ihr die Hangendscholle kleinräumig verfaultet und überkippt. Die Großfalte ist dadurch nach NNE derart durchgeschert, dass Schrambach Schichten der Liegendscholle auf eingewickelter Plattenkalk und Hauptdolomit der Hangendscholle überschoben wurden. Der inverse Südschenkel aus Barmsteinkalken trennt einen tiefer gelegenen von einem höher gelegenen Überschiebungssast der Achental-Überschiebung. Die höhere Überschiebung läuft westlich der Moosenalm sukzessive aus und wird durch Faltung kompensiert. Die Bewegung der Hangendscholle dieser Überschiebung nach W–WNW lässt sich einerseits aus dem Einfallen der Störungsfläche nach E als auch aus den dominierenden Faltenachsen in NNE–SSW-Richtung eruieren. De facto überwiegen in den Ostabhängigen der Sonntags- und Schreckenspitze hauptsächlich NNE–SSW-streichende Faltenachsen im Meter- bis Zehnermeter-Bereich. Diese Faltenachsen zeigen jedoch auch ein Einfallen bzw. sind verbogen; dies entsteht durch eine sekundäre Überprägung durch spätere N–S-Einengung, sichtbar auch in vereinzelt auftretenden E–W streichenden Faltenstrukturen. Der tiefere Überschiebungssast der Achental-Überschiebung zieht, mäßig ansteigend, bis zum Gröbner Hals und biegt dort, entsprechend der Änderung des Geländeverschnittes, an den Westhängen der Schreckenspitze nach Süden um. An dieser, flach nach E bis SE fallenden Störung muss es im „Tertiär“ auch zu ansehnlichen Überschiebungsbeträgen in NNE-Richtung gekommen sein, die letztlich zur Bildung oben genannter, überkippter und E–W streichender Groß-Synklinalen geführt haben.

Barmsteinkalke und Faltenstrukturen im Gebiet Gröbner Hals, Stallentalalm Galtleger, Schreckenspitze, Sonntagsspitze (Hangendscholle der Achental-Überschiebung)

Bei der Querung der Westhänge der Schreckenspitze von Norden (Gröbner Hals) nach Süden (Stallentalalm Galtleger) trifft man wechselnd auf Radiolarien führende graue Mikrite, in die teils mehrere Meter mächtige Barmsteinkalkbänke eingeschaltet sind. Sie repräsentieren allodapische Schüttungen von z.T. Flachwasserdetritus von einer Hochzone im Osten (Rofan) in das Ammergau Becken im Westen (vgl. Exkursion E2a im Tagungsband der Arbeitstagung 2011 Achenkirch). Die Barmsteinkalke weisen laterale Mächtigkeitsschwankungen auf und wittern als Rippen markant hervor. Bei diesen Kalken handelt es sich um

Grainstones bis Rudite, teils um reine Brekzien mit eckigen Klasten bis 10 cm Größe aus aufgearbeiteten Grainstones bis Feinbrekzien. Die Brekzien generieren sich somit auch aus zerklüfteten Bänken, die ihrerseits aus Kalkareniten bzw. Kalkfeinbrekzien bestehen. An der Basis der Barmsteinkalke sind z.T. Erosionskontakte zu den Mikriten erkennbar. Die Schichtung schwankt zwischen steilem, inversem ESE-Fallen und steilem aufrechten SW- bis SSW-Fallen. Am markanten Südsporn des Gipfelgrates, etwa 350 m südlich von Pkt. 1.972 m (ÖK 119), sind die Schichten weitgeschwungen verfaultet; nach Süden zum Hohen Kasten hin (ÖK 119) sind die Barmsteinkalke N–S streichend und vertikal stehend. Südlich von Pkt. 1.861 m am Fonsjochgrat biegen die Schichten scharf nach Südwesten bis Westen um. Die Einfallrichtung der Schichtung pendelt am Grat von Pkt. 1.972 m nordwärts von SW bis auf NNW, wobei der Einfallswert stets steil ist. Vom großen Gratkopf (ca. 1.975 m, ÖK 88) zwischen Schreckenspitze und Sonntagsspitze nordwärts tritt öfters E-Fallen der Schichtung, somit inverse Lagerung, auf. Die in diesem Gratabschnitt häufig vorkommenden Kleinfalten weisen größtenteils WSW- bis SSE-streuende, zumeist steil einfallende Faltenachsen auf (z.B. FA, L 235/60; L 180/30; L 165/35; L 140/50).

Am Nordwestgrat der Sonntagsspitze kommen auch N-vergente Falten vor. Der dort gelegene Übergang zur Liegendscholle der Achental-Überschiebung (Schrambach Schichten) wird auf 1.780–1.800 m Höhe durch eine große NW-vergente und überkippte Falte in Barmsteinkalken (Brekzien) markiert (FA, L 250/80). Diese Falte zeigt auch eine jüngere Überprägung durch NNE–SSW-Einengung (FA, L 325/10).

Zusammenfassend betrachtet, liegt im Abschnitt Hoher Kasten–Sonntagsspitze das Umbiegen (Scharnier) der Hangendscholle der Achental-Überschiebung von aufrechterem W-Fallen (oberer Kamm- und Gratabschnitt) auf inverses E-Fallen (nördlicher Gratabschnitt und mittlere Höhe des Westhanges) vor.

Achental-Überschiebung im Gebiet Unteraulal, Jochalm, Hochplatte

Die Hänge zwischen dem Graben, der von der Jochalm nach Südosten ins Unteraulal zieht und dem Graben nordöstlich der Hochstegenalm werden aus Ammergau Schichten und Barmsteinkalken aufgebaut. Infolge der tertiären NNE-Einengung erfolgte eine starke Zerschierung und Schieferung der Schichten in diese Richtung. Auch das generelle Schichteneinfallen nach SSW resultiert aus dieser Deformationsphase. In der 6. Kehre (1.220 m) und in der westlich anschließenden Grabenquerung (1.230 m) der Straße zur Gröbenalm zeigen NNE-vergente Falten in Barmsteinkalken (FA: L 150/10; L 290/05) diese Einengung an.

Die Aufschlüsse am Stichweg, der in der letzten Kehre der Straße zur Jochalm auf Höhe 1.380 m nach Westen abzweigt, zeigen Ausschnitte aus der Hangend- und Liegendscholle der Achental-Überschiebung und die Überschiebung selbst: Stark zertrümmerter Hauptdolomit geht rasch in inversen Plattenkalk (SS 140/20) über. Am Ende des Weges kommen Reste von braun-gelblich anwitternden Mergeln und schwarzen Schilltempestit-Kalken (Kösen-Formation), sowie darunter dickbankige hellbräunliche Kalke (Oberrhätalk) vor. Gleich unterhalb findet sich der tektonische Kontakt zu den Barmsteinkalken; das ist

die Achental-Überschiebung, die am Südhang schräg nach Westen ansteigt. Die Kössener Schichten und der Oberrhätalk kommen als lateral begrenzte Scherlinge vor, größtenteils bildet der Plattenkalk den Kontakt zur Liegendenscholle. Dies könnte mit durchreißenden Teilüberschiebungen bzw. auch mit älteren Abschiebungen zusammenhängen. Die Barmsteinkalke der Liegendenscholle sind sehr eng verfaultet, meist mit N-S streichenden, steilstehenden Achsen. Wie bereits oben erwähnt, sind Teile der Hangenscholle südöstlich des Hochplatte Gipfels, auf dem mechanisch inkompetenten Untergrund der Liegendenscholle abgeglitten. Nordwestlich der Seewaldhütte (2 Heuhütten) ist die Hangenscholle nur mehr 70–80 m breit. Die Überschiebungsfläche ist verbogen und verfaultet, vermutlich auch sekundär gestört. Schollenreste von Oberrhätalken liegen isoliert auf Barmsteinkalken. Die dickbankigen bräunlichen Detrituskalke der Barmsteinkalke sind beim ersten Blick kaum von den Oberrhätalken zu unterscheiden. Am Aufschluss sind die Verkieselungen und der Wechsel mit dünnbankigen Radiolarienmikriten allerdings ein klares Unterscheidungskriterium. Die Hochplatte selbst besteht aus einer großen invers liegenden, nach Südosten geneigten Oberrhätalk-Scholle und am West- und Nordwestrand auch noch aus einem Streifen primär sedimentär auflagernder Jura-Rotkalk, die wie alle anderen Schichtglieder der Hangenscholle, invers liegen und daher den Oberrhätalk unterlagern. Mit Scherlingen aus Radiolarit (vermutlich ebenso von der Hangenscholle stammend und abgeschert) liegt diese Kalkplatte überall stark in WNW-Richtung zerschernten (SC-Flächen) Barmsteinkalken auf. Schöne Einblicke hierzu gibt es südlich und ostnordöstlich des Gipfels. Eine kleine Klippe aus Oberrhätalk, Rotkalken und Radiolarit liegt beeindruckend am Westgrat, dem Gipfel einige Meter vorgelagert. Der Oberrhätalk der Hochplatte ist gebankt und noch von einem Flecken Kössener Schichten (ebenfalls invers) überlagert; 100 m nordöstlich des Gipfels finden sich hiervon schwarze Mergel und Schilltempestite. Diese Kalkplatte taucht nach Osten auf ca. 1.700 m Höhe (Übergang der Verflachung zum Gipfelanstieg) unter Hauptdolomit ein, der ein Stück auf dem Oberrhätalk aufgeschoben ist, und endet in einem Schrägzuschnitt. Die Hangenscholle ist generell auf der Überschiebung schräg zugeschnitten. Die Einfallsrichtung der Schichten in der Liegend- und Hangenscholle streut zwischen NE bis SE. Am Nordostgrat der Hochplatte findet sich in der Liegendenscholle eine Verdoppelung von Barmsteinkalken und Radiolarit.

Bründlalm, Jochalm, Feichtenalm, Plickenkopf

Der Rücken zwischen Seewaldhütte und Plickenkopf besteht aus stark zertrümmertem Hauptdolomit, der mittelsteil invers nach S bis SE einfällt. Im Meridian der Jochalm senkt sich die Achental-Überschiebung und mit ihr die Hangenscholle nach Osten auffallend tiefer herab. Im Süden kommt hierfür eine Abschiebung in Betracht, im Norden kann dies auch mit Verfaltung zusammenhängen. Entlang der Überschiebungsfläche tritt immer wieder in schmalen Spänen invers liegender Plattenkalk hervor. Er ist nur mit Mühe vom direkt darunter in der Liegendenscholle auftretenden, dickbankigen Barmsteinkalk unterscheidbar. Anhand des ESE- und NW- bis W-Fallens der Ammergauer und Schrambach Schichten erkennt man klar die ältere NW-gerichtete Einengungsphase. Das beinahe Auskeilen der Schrambach Schichten der Liegendenscholle

am Rücken westlich der Feichtenalm ist mit einer großen antiklinalen Struktur der aufrechten Schichtfolge (Ammergau- / Schrambach-Formation), als auch mit durchreißender Überschiebung der inversen Ammergauer Schichten auf Schrambach Schichten (nördlich tiefer liegende Zweigüberschiebung der Achental-Überschiebung) zu begründen. Diese Überschiebung war demnach in erster Linie während der NNE–SSW-Einengung aktiv. Sowohl die Ammergauer als auch die Schrambach Schichten der Liegendenscholle sind im gesamten Einzugsbereich des hinteren Blaserbaches stark um plus / minus E–W-Achsen N-vergent verfaultet. Gute Aufschlüsse hierzu bieten der Bachlauf selbst und die Straße von der Falkenmoos- zur Feichtenalm. Die Achental-Überschiebung fällt östlich der Feichtenalm flach nach Osten ab. Die Liegendenscholle wird aus einer schmalen Zone invers liegender Ammergauer Schichten begleitet, die im Bereich des Golfplatzes tektonisch auskeilen. Im Liegenden dieser Schuppe kommen am Ostabfall des Plickenkopfes zweimal Schrambach Schichten vor, die durch einen NW–SE-Streifen aus Ammergauer Schichten getrennt werden. Dies hängt mit Verfaltung oder mit sekundärer Verschuppung zusammen. Südwestlich von Achenkirch wird der Hauptdolomit in der Hangenscholle der Achental-Überschiebung von Barmsteinkalken der Liegendenscholle an einer steil E-fallenden Störung selbst wieder überschoben. Dadurch reichen die weicheren jurassisch-kretazischen Schichten der Liegendenscholle als breiter Keil weit nach Süden und begünstigten hier sicherlich die breite Talbildung.

Rether Kopf, Kafell

In der Ostflanke des Rether Kopfes (1.926 m) erkennt man eine sehr intensive Deformation der Ammergauer Schichten und Barmsteinkalke, die den Gipfelaufbau bilden. Genau genommen handelt es sich um eine Klippe der Hangenscholle der Achental-Überschiebung. Diese verläuft schräg nach NNW ansteigend, etwa 50 m unterhalb des Gipfels. Die Überschiebung führte zu einer extremen Zerschierung, teils der Liegend-, insbesondere jedoch der Hangenscholle. Dies äußert sich in der Ausbildung von SC-Gefügen im cm- bis m-Bereich. Die Scherflächen zeigen überwiegend eine Bewegung der Hangenscholle nach Norden bis Nordnordwesten an. Am Kafell wiederholt sich die strukturelle Situation des Rether Kopfes: der Gipfelbereich ist sehr stark zerschert mit SC-Strukturen in ähnlicher Orientierung wie am Rether Kopf. Der gesamte Kammabschnitt von hier bis zur Marbichler Spitze wurde bereits von SPIELER (Jb. Geol. B.-A., 137, 474–475, 1994) als Klippe der Achental-Überschiebung ausgeschieden.

Lämperer Alm, Juifen

Der kleine Almkessel nordwestlich der Lämperer Alm ist strukturell angelegt: Die beiden Rücken, der eine unmittelbar nordöstlich, der andere ca. 700 m nordwestlich der Alm, entsprechen in etwa zwei Antiklinalen, die Senke dazwischen stellt eine Synklinale dar. Es sind dies große offene Faltenstrukturen mit NE–SW-streichenden Faltenachsen, die im Zuge der eoalpinen NW-Einengung entstanden sind. Intern gibt es noch eine sekundäre Verfaltung im m-Bereich, weiters kleine Überschiebungen mit Bewegung der Hangenschollen in NNE-Richtung. Am Südostgrat des Juifen sieht man diese sekundären Falten mit NW-(eoalpin) und mit NE-streichender Achse (neoalpin) sehr

klar. Die eoalpinen Falten pausen sich morphologisch durch. Diese Faltenzüge lassen sich auch nach Südwesten in den obersten Kesselbach verfolgen. Die jüngere Faltenachsen-Richtung (WNW–ESE-streichend, mehrere FA, L 110/30) findet sich vermehrt in den Falten unterhalb des Juifen-Gipfels.

Quartäre Ablagerungen und Morphologie im Oberautal (ÖK 88 und ÖK 119)

Nordhänge Seekarspitze (größtenteils ÖK 119)

Am Nordabhang der Seekarspitze (2.053 m, ÖK 119) liegen zwei kleine Kare, in denen Moränenreste kleiner spätglazialer Gletscher vorkommen. Insbesondere im westlichen Kar, in dem die Seekaralm liegt, findet sich am Weg zur Seekaralm, in einer kleinen Grube auf ca. 1.440 m Höhe, ein für Grundmoräne typischer überkonsolidierter Diamikt mit gekritzten und polierten Plattenkalk-Geschieben. An den Rändern dieses Kares sind Seitenmoränenwälle erhalten, die vom neuen Fahrweg zur Pasillalm angeschnitten sind. Man erkennt darin das für Lokalmoränen dieses Ausmaßes aufgelockerte Gefüge mit großen, teils gekritzten, teils nur kantengerundeten Blöcken in kiesig-sandiger Matrix. Diese Moränen zeigen weiters ein Ende der Gletscher auf der Karschwelle an. Die steilen Abhänge zum Oberautal hin (Seebergwald) sind hingegen spärlich mit Resten von Grundmoräne bekleidet, sichtbar v.a. am Fußweg zur Seekaralm.

Der untere Abschnitt des Kogalmgrabens, der das östliche Kar entwässert, weist eine interessante quartäre Sedimentabfolge auf: Am Ausgang dieses Grabens, der in den Hauptdolomit eingeschnitten ist, sind orographisch rechts mehrere Terrassenreste von Schwemmkegeln in verschiedenen Niveaus sichtbar. Hierbei tritt an den Terrassenböschungen lokal auch Grundmoräne zutage. Diese Morphologie ist auf Eisrandsedimentation zurückzuführen. Höher oben, orographisch rechts auf ca. 1.000 m ist in einem großen Geländeanschnitt folgende Lockergesteinsfolge sichtbar: An der Basis finden sich schluffreiche Kiese mit vorwiegend kantengerundeten Klasten aus Hauptdolomit, nach oben besteht ein allmählicher Übergang in matrixreiche sandige Kiese und Blockkiese, jetzt mit häufigen, gut gerundeten Klasten; auffallend ist eine nach ESE fallende Schrägschichtung. Die polymikte Zusammensetzung der Klasten aus Radiolarit, Oberrhätalk und dunklen Korallenkalken der Kössen-Formation deutet auf eine Herkunft des Materials aus dem hinteren Oberautal hin. Über diesen Kiesen folgt eine bis 20 cm dicke Feinsand-Siltlage, die von schräggeschichteten, sandigen Kiesen mit lokalen Sandlinsen und mit zahlreichen gekritzten Klasten überlagert wird. In der Folge entwickelt sich daraus ein Diamikt, dessen Grobfraction aus großen, wahllos verteilten, gut gerundeten Blöcken und dessen Feinanteil aus Sand und Schluff besteht; das Gefüge ist matrixgestützt. Über dem Aufschluss finden sich verstreut m³ große Oberrhätkalken. Diese Sedimente sind als Gletschervorstoß-Sequenz zu interpretieren: Die Sande und Schluffe wurden in einem See abgelagert, in dem seitlich Hang- und Murschutt eingebracht wurde (schräggeschichtete Kiese eines Deltas). Die Gletschernähe kündigt sich durch Fremdmaterial (Radiolarite, Oberrhätkalk) und gekritzte Geschiebe an; das Überfahren durch den Gletscher ist im Diamikt im höchsten Teil der Abfolge dokumentiert. Das Fehlen einer kompakten, schluffreichen Grundmoräne und von Kristallin-

geschieben spricht für den Vorstoß eines Lokalgletschers aus dem Oberautal. Möglicherweise kam dieser Vorstoß während der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial aufgrund des Wegfalls der Blockade durch den Innegletscher zustande.

Am linksseitigen Ausgang des Kogalmgrabens, gegenüber den Schwemmfächerterrassen, besteht der dortige kleine Hügel aus ungeschichteten Kiesen, vorwiegend aus Hauptdolomitmaterial, und auflagernden geringmächtigen Resten von Grundmoräne. In einem tief eingeschnittenen Graben, etwa 300 m weiter westlich, sieht man an der Basis Moräne mit gekritzten und polymikten Geschieben, darüber mit 25–30° talwärts geschichtete, matrixreiche Kiese. Punktuell scheinen diese Kiese auch wieder von Grundmoräne überdeckt zu sein. Vermutlich handelt es sich hierbei um Ablagerungen im Rahmen einer Gletscherszillation.

Im Graben nordnordöstlich der Seekaralm stehen sandreiche Schotter mit vielen eckigen bis kantengerundeten Klasten des lokalen Untergrundes (Hauptdolomit), aber auch mit zahlreichen gerundeten und gekritzten Klasten von Stein- bis Blockgröße, bestehend aus Platten- und Oberrhätalk, an. Vereinzelt kommen Feinsandlagen vor, die Matrix ist lokal schluffig. Weiters weisen die Sedimente eine leichte Sortierung und erkennbares Einfallen mit dem Hang auf. Auf den Kämmen beidseits des Grabens wiederum findet sich eine Auflage von schluffreichem, kompaktem Diamikt, der als Grundmoräne anzusprechen ist. Fazial liegt hier eine Eisrandsituation (Kames-Terrassen) vor, auf die ein Gletschervorstoß folgt.

Im weiter westlich anschließenden Wasser führenden Graben, genau nördlich unterhalb der Seekaralm, ist der sukzessive Übergang von lokalem eckigem Hangschutt/Murschutt, (hangabwärts geschichtet) in Moräne, durch Zunahme des Schluffanteiles in der Matrix und durch Zunahme von gerundeten und gekritzten Komponenten, klar ersichtlich. In der Moräne selbst finden sich Abschnitte mit Schichtung und mit sandiger bis feinkiesiger Matrix. Die größten Komponenten liegen ganz oben und bestehen aus m³ großen Oberrhätalkblöcken, z.T. reinen Korallenkalken. Am Talausgang dieses Grabens und ca. 40 Hm darüber kommt ein harter, scherbzig brechender Diamikt (Grundmoräne) vor, der partiell auch geschichtet ist. Westlich des genannten Grabenausganges kommen wieder überwiegend sandige Kiese vor, die möglicherweise seitlich an diese Moräne angelagert wurden. Die rechtsseitige Flanke des Oberautales weiter taleinwärts kommen an Grabenmündungen weitere mächtige Sedimentkörper in Form terrasierter Murschutt- und Schwemmkegel vor, die einige Zehnermeter den Hang hinaufreichen, im Detail jedoch nicht untersucht wurden. Vermutlich liegen hier ebenso Eisrand- oder Vorstoßsedimente vor.

Südhänge Christlum

Die orographisch linke Talseite wird von den steilen Abhängen des Christlumkopfes beherrscht. Die Steilheit wird durch den quer zum Talverlauf streichenden und steil SW bis steil invers SE-fallenden Hauptdolomit und Plattenkalk zusätzlich unterstrichen. Der Geländeübergang zum mäßigen Ostabfall des Christlumkopfes zeigt bis oben hin eine deutliche glaziale Abrundung. In der Tat ist auch das zentrale Tälchen der Ostabdachung im Gebiet der Gföllalm mit Grundmoräne mächtig aufgefüllt. Auch beidseits des

Wasserfalles westlich von Pkt. 961 m am Taleingang sind an der Felsflanke Grundmoränenreste erhalten.

Etwa 150 m nordöstlich von Pkt. 961 m weist ein auf ca. 975 m Höhe am Felshang gelegenes, mit Schotter ausgekleidetes Tälchen auf eine einstige ?spätglaziale Abflussrinne des Oberaubaches hin.

Taleinwärts fällt am Ausgang des tiefen Grabens, der vom Christlumkopf parallel einer steilen Störung (Aufschiebung) nach Südosten zieht (ÖK 119), ein mächtiger, weit ins Tal vorstehender Lockergesteinsrücken ins Auge: Talwärts geschichtete, sandige Kies-, Steine- und Blocklagen aus Hauptdolomit und Plattendolomit sind das Baumaterial dieses Sedimentkörpers, der durch den Wildbach aus dem Graben aufgeschüttet und später von diesem wieder terrassenförmig zerschnitten wurde. Ebenso wurde durch das Pendeln des Oberaubaches der Hangfuß bis hoch hinauf anerodiert. Die Mächtigkeit dieses Schuttkörpers und die analoge Höhenlage zu den quartären Sedimenten auf der Südseite des Tales deuten auf eine Entstehung als Eisrandbildung im Würm-Spätglazial hin.

Kaserstattalm (ÖK 119)

Die Kaserstattalm liegt in einem fast quadratischen Kar, das von steilen Wänden aus Ammergauer Schichten und Barmsteinkalken eingerahmt ist. Talseitig weist das Kar einen gut ausgebildeten Seiten-Endmoränen-Bogen eines spätglazialen Gletscherstandes auf. Das Almgebäude liegt auf dem markanteren linksseitigen Moränenwall, der dazugehörige rechtsseitige ist 250 m nördlich der Alm, am Ende des Almweges zu finden. Das Kar und die Seitenmoränen sind durch kontinuierliche Lawinen- und Schneeschurfbarkeit morphologisch „geglättet“ worden. Auf der Verebnung nordöstlich der Alm gibt es weitere Moränenreste, überdies erkennt man hier Hangbewegungen an Abrissen, Zerrgräben und kleinen Gleitungen und Rutschungen; insbesondere die Kössener Schichten auf dem Nordost-Sporn sind stark in Felsschollen aufgelöst.

Der Gratrücken, der das Kaserstattkar von den Hangmulden der Bergalm weiter nördlich trennt, ist unterhalb von ca. 1.600 m deutlich abgeflacht. Dies lässt sich in dieser topographischen Position mit glazialer Erosion des Würm hochglazialen Gletschers erklären. Im nordseitigen Lee auf 1.560 m ist in Anrissen die dazugehörige kompakte Grundmoräne sichtbar. Daraus ergibt sich der bemerkenswerte Schluss, dass der Gletscher, aufgrund des Fehlens von größeren Lokalgletschern am wenig gegliederten Ostabfall des Kammes, noch nahe der Steiflanke von Süden nach Norden geflossen sein muss (siehe auch Hinweise zum Quartär am Südosthang der Hochplatte, unten). Dies bedeutet weiters, dass die Eisakkumulation im oberen Oberautal sehr groß war, verstärkt durch Eisübertritte von Süden über den Pasillsattel. Die Gletscherschliff-Obergrenze zeigt in der Umrahmung des Oberautales durchaus Höhen um 1.800 m bis 1.850 m, der Juchtenkopf im Südwesteck (ca. 1.820 m) und der Schoberberg (1.711 m) wurden vollständig überflossen. Auch der tiefste Punkt (ca. 1.910 m) im Grat zwischen Seeberg- und Seekarspitze zeigt mögliche Spuren von Eiseinwirkung. Im Nordrahmen des Tales dürfte der Christlumkopf vollständig unter Eis gelegen haben. Hierzu passen die Grundmoränenreste, die bis knapp unterhalb der Bergstation reichen.

Die Schuttakkumulation durch Schneeschurf und Lawinen erreicht hier Mächtigkeiten von mehreren Metern. Diese

Hangschuttsedimente liegen als Diamikte vor, mit eckigen bis kantengerundeten Klasten von Kies- bis Blockgröße, meist korngestützt und dicht zusammengepresst. Die Matrix ist aufgrund des hohen Mergelanteils der Ausgangsgesteine (Ammergauer Schichten) schluffig bis tonig. Vereinzelt finden sich in Anschnitten Scherflächen.

Bergalm

In den Geländemulden nordöstlich und nordwestlich der Bergalm finden sich Moränenwälle kleiner spätglazialer Gletscher. Ein älterer, mit Mühe sichtbarer Gletscherstand reicht an der Westseite der Bergalm bis kurz vor die Alm. Deutlicher zeichnet sich der innere Endmoränenwall als offenes V westlich der Alm ab. Zudem erkennt man das Ende einer Gletscherzunge im Tälchen, das die beiden Kare beidseits der Bergalm verbindet. In dieser nordöstlichen Mulde könnten girlandenartige Wallformen, aber auch Rutschmassen von Rotkalkblöcken auf den dort verbreiteten Kössener Schichten zugeordnet werden (in der Geologischen Karte 1:25.000 als Moränen eingezeichnet).

Nachträge zu den Quartärablagerungen im Einzugsgebiet des Unterau- und Blaserbaches

Das Unterautal weist, ähnlich dem Oberautal, eine fast 2 km lange Flachstrecke mit einem Höhenunterschied von ca. 70 m auf. Im Querschnitt paust sich der geologische Bau deutlich durch: nach einem engen Mündungsbereich, der im Hauptdolomit der „Achentaler Schubmasse“ (Hangendscholle) liegt, weitet sich das Tal westwärts mit dem Eintritt in die weicherer mergeligen Gesteine der Ammergau- und Schrambach-Formation der Liegendscholle. In diesem Kontext ist auch die große Verbreitung quartärer Ablagerungen innerhalb der Talweitung zu sehen.

Nordseite Oberautal

Auf der orographisch linken Talseite, etwa 500 m west-nordwestlich von Pkt. 945 m, springen mehrere kleine, bewaldete Rücken, von Gräben zerschnitten, am Fuß des steilen Hanges aus invers liegendem Hauptdolomit ins Tal vor: Im – von Osten nach Westen betrachtet – ersten Graben steht auf 1.000 bis 1.020 m Höhe eine mehrere Meter mächtige Abfolge aus normal gradierten, teils glimmerreichen, kompakten Grobsanden bis Schluffen an, wobei die Schluffe in Feinschichtung entwickelt sind (Bänderschluflfe). Diese Feinsedimente wurden auch schon von AMPFERER (Zeitschr. des Alpenvereins, 1–15, 1905) erwähnt. Nach oben schalten sich zunehmend Sand- und Kieslagen aus eckigem Lokalschutt des darüber liegenden Hauptdolomites ein. Am Rücken selbst beobachtet man große Blöcke aus Platten- oder Oberrhätalkalk.

Im Graben 250 m weiter westlich, sieht man auf Höhe 1.020–1.030 m die Verzahnung von gebänderten Silten und Schluffen mit kleinen Hangschuttschichten sehr deutlich. Auch hier zeichnen sich die Rücken durch das Vorkommen großer Oberrhätalkblöcke aus; kleinere Blöcke zeigen Kratzung. Vereinzelt treten gerundete Kristallinklasten in Kiesgröße, z.B. Amphibolite auf.

Im Graben 200 m westlich, direkt unterhalb der Bründlalm, werden Ablagerungen aus lokalem Hang- und Murschutt, mit z.T. großen Hauptdolomitblöcken, von kompaktem Diamikt (Grundmoräne) überlagert.

Aus den beschriebenen Beobachtungen lässt sich der Schluss ziehen, dass das Unterautal im Zuge des hochglazialen Eisaufbaues im Achental blockiert und zu einem rand- bzw. proglazialen See aufgestaut wurde, in dem die Sande, Silt- und Bänderschlufluffe abgelagert wurden, die mit Hangschutt verzahnen. Die reiche Glimmerführung spricht für die Nähe des Inn-/Achentalgletschers. Letztlich drang der Gletscher in das Tal ein und lagerte auf den lakustrinen Sedimenten die Grundmoräne ab. Die am Christlumpkopf und an der Hochplatte hoch hinauf reichenden Grundmoränen (siehe unten) und die Süd-Nord-weisenden Striemen der Gletscherbewegung weisen auf eine über 600 m mächtige hochglaziale Eisbedeckung des Unterautales hin.

Im nächst größeren Graben, knapp 500 m weiter westlich (kommt von der Jochalm herunter), gibt es orographisch rechts auf 1.030 m Höhe einen Aufschluss mit graublauen Schluffen, darüber Schottern und Diamikt mit teils gerundeten Klasten aus Ammergauer Schichten. Diese Sedimente sind der Rest eines Murenkegels aus dem Graben. Die Schlufluffe könnten mit den oben beschriebenen verglichen werden, könnten aber auch einer jüngeren Seebildungsphase während des spätglazialen Eiszerfalls angehören. Die Aufschlusssituation lässt keine eindeutige Aussage zu. Im kleinen Graben, nördlich über Pkt. 1.018 m, sind auf 1.040 m Höhe sandig-siltig-schluffige, kompakte Diamikte mit gekritzten und polierten Geschieben aufgeschlossen. Sie wurden als Grundmoräne interpretiert. Etwa auf 1.050 m Höhe folgen darüber sandige Kiese mit Sandlinsen, die auf ca. 1.070 m mit einer leicht nach Osten geneigten Verebnung abschließen. Eine weitere schmale Verebnung mündet von Norden aus dem Jochalmgraben auf diese Verebnung ein. Es sind dies Terrassenreste, die wegen ihrer Höhenlage eindeutig einer spätglazialen Eisrandterrasse zuordenbar sind.

In den Aufschlüssen entlang der Gröbner Alm Straße von Pkt. 1.018 aufwärts bildet Grundmoräne häufig die Basis der lakustrinen und fluvioglazialen Sedimente: In der 2. Kehre (ca. 1.050 m) folgt über kompakter, schluffreicher Grundmoräne ein schluffiger Diamikt mit einzelnen Geschieben (Dropstones) und schließlich ein bis 2 m mächtiger graublauer Schluff. Diesem Schluffniveau entspricht ein weiteres, 200 m südwestlich auf der Südseite des Unteraubaches gelegenes Schluffvorkommen (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 148, 277–281, 2008). In der 4. Kehre (ca. 1.075 m) sieht man Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, unmittelbar östlich am hier abzweigenden Stichweg kommen sandige Schotter vor, die eindeutig auf Grundmoräne liegen und genetisch mit der oben genannten Eisrandterrasse zusammenhängen. Weitere Schotteraufschlüsse über Grundmoräne säumen die Straße von 1.080 bis 1.100 m aufwärts. Auf etwa 1.135 m Höhe steht in einem kleinen Graben typische Grundmoräne an, die neben gut gerundeten auch viele kanten- bis angerundete Klasten führt. Der folgende Wegabschnitt bis 1.180 m Höhe ist gekennzeichnet durch teils kompakte, sand- und kiesreiche Ablagerungen, die bei tieferem Schürfen zusehends schluffiger werden. Sie wurden als verwitterte bzw. als Ausschmelzmoränen interpretiert. Vor und nach der 5. Kehre treten vermehrt sandige Kiese bis Blockkiese mit cm-dicken Sandlagen (Höhe 1.210 m) auf.

Südflanke Hochplatte

Beidseits des tief eingeschnittenen Grabens, der von der Hochplatte nach Südsüdosten zur Hochstegenalm verläuft, ist mächtige Grundmoräne des Würm-Hochglazials verbreitet. Der Wanderweg von der Kleinzemmalm zur Seiwaldhütte quert dieses große Moränenvorkommen an der höchsten Stelle (bei ca. 1.620 m) und zeigt auf, dass die Moräne von Westen her im Lee des Rückens in diesen tiefen Graben regelrecht hineingepflastert wurde. In kleinen Anrissen erstaunen die große Mächtigkeit und die Kompaktheit des Diamiktes mit zahlreichen gut gerundeten und gekritzten Geschieben; das Material besteht fast nur aus Ammergauer Schichten und Barmsteinkalken. Auf der Südseite der Hochplatte, hoch über den genannten Moränen, gibt es großflächig Bergzerreibungen und daran anschließend eine große Gleitmasse aus Oberrhätalkschollen auf Barmsteinkalken. Der Gleithorizont ist gleichzusetzen mit der Achental-Überschiebung.

Südseite des Unterautales von der Mündung bis zu Pkt. 1.018 m

Die geschlossene Quartärbedeckung reicht auf dieser Südseite des Unterautales etwa 100 bis 150 m über den Talboden hinauf. In den unteren Grabenanschnitten beobachtet man – analog zur nördlichen Talseite – eine Verzahnung von Bänderschlufluffen mit Hang- und Murschutt-sedimenten. In ersteren treten Dropstones auf, in Letzteren umgelagerte gekritzte Geschiebe. Auf den Rücken der Gräben liegen Diamikte, (Grundmoräne), die sowohl die Seesedimente als auch die Hang- und Murschuttsedimente überlagern. In den Gräben südlich von Pkt. 1.018 m beobachtet man in den unteren Zehnermetern Moräne mit gekritzten Geschieben (v.a. Hierlatz- und Barmsteinkalk) in kiesig-sandig-schluffiger, kompakter Matrix. Teilweise sind auch geschichtete Kies- und Sandlinsen aus eckigem Lokalmaterial (Hauptdolomit, Schrambach Schichten) eingelagert. Über den Moränen folgen Diamikte mit umgelagertem Moränenschutt und lakustrine Sedimente aus bis 5 dm dicken Sand-, Feinsand- und Siltlagen in mehreren gradierten Schüttungen (dreimal) und mit eingelagerten großen gekritzten Dropstones. Darauf liegt Hang- und Murschutt. An den Grabenausgängen reihen sich einige Schwemmfächer aneinander, die z.T. auch wieder terrasiert sind. Im Grunde genommen handelt es sich hier um dieselbe Vorstoßsequenz wie auf der Nordseite des Tales, wobei die lakustrinen Sedimente auf der Südseite stärker von lokalem Sedimentinput beeinflusst sind.

Hochstegenalm

Am alten Weg von Pkt. 1.018 m zur Hochstegenalm kommen fast durchwegs Aufschlüsse in Grundmoräne vor. Auch westlich über der Alm und höher oben an der Straße zur Gröbner Alm ist immer wieder Grundmoräne aufgeschlossen.

Im Zwickel zwischen dem Unterau- und Moosenalmbach lassen sich ausgedehnte Moränenablagerungen ausscheiden, nur teilweise handelt es sich um Grundmoräne. Am Ende des Stichweges von der Hochstegenalm nach Südosten erkennt man eine Wallform. Sie könnte sich mit dem markanten Moränenwall nordöstlich der Moosenalm (die Almstraße biegt hier scharf nach SSW um) verbinden lassen, der einer rechtsseitigen Seitenmoräne eines spätglazialen Gletscherstandes im schattigen Moosenalmbach zuzuordnen ist. Die Steilstufe zwischen 1.260 und 1.340 m

Höhe in Barmsteinkalken weist zudem deutliche Spuren glazialer Überformung auf.

Moosenalm

Von der Jagdhütte (ca. 1.310 m) bis zur Moosenalm wurde das flache kuppierte Gelände als Moräne angesprochen. Einschränkend ist zu sagen, dass diese Moräne z.T. von Lawinenschutt bedeckt ist sowie an der Oberfläche verrutscht ist. Etwa von 1.400 m aufwärts besteht ein allmählicher Übergang zu den Schuttstromartigen Massenbewegungen, die in den Kössener Schichten westlich des Christlumpkopfes ihren Ausgang haben. Am Hang unterhalb der Almstraße findet sich eine stark verschüttete Hangleiste aus Lockergestein, mäßig nach Norden abfallend, die als rechtsseitiger Moränenwall interpretiert wurde. An den Steilhängen der Sonntagsspitze, nördlich gegenüber der Moosenalm, wurden vom Bachbett bis 1.520 m Höhe hinaufreichende Moränenrücken kartiert. Die Moräne ist in kleinen Anrissen freigelegt. Am Ostgrat der Sonntagsspitze zeigt sich zwischen 1.600 und 1.700 m eine auffallende, Schutt bedeckte Verflachung; auf 1.750 m Höhe ist dieser Schutt lokal zementiert. Die Verflachung und Abrundung geht vermutlich auf glaziale Überprägung zurück (Schliffkehle des Würm hochglazialen Gletschers).

Falkenmoosalm–Blaserbach

Nordöstlich und nordwestlich der Falkenmoosalm kommen größere zusammenhängende Grundmoränenareale vor, die z.T. durch neue Forstwege frisch angeschnitten sind. Die Moräne westlich der Alm ist lokal einige Meter mächtig und durch Aufarbeitung des lokalen Untergrundes aus Schrambach Schichten typisch grau-grünlich und sehr schluffig geprägt. Auch die zahlreichen, teils großen gekritzten Geschiebe sind insbesondere an der Basis, entsprechend der Bankung des Ausgangsgesteins, plattig und länglich. Diese Moräne wurde vom hochglazialen Gletscher im Lee des NNE-Grates der Hochplatte in einem Tälchen abgelagert, das in den weichen Schrambach Schichten angelegt war. Aus den Moränen und auch aus den Schrambach Schichten haben sich Rutschungen und Schuttströme herausentwickelt.

Der Rücken Hochplatte–Plickenkopf zeigt Glazialspuren in Süd–Nord-Richtung (vgl. auch die Laserscan-Bilder des Landes Tirol). Weitere Belege für diese Eisfließrichtung erhält man aus den mächtigen Moränenablagerungen im Lee des Seewald-Rückens, die den Blaserbach entlang seiner gesamten Südseite begleiten. Die Moräne nördlich unterhalb der Seewaldhütte wird von lokalen, mehrere Meter mächtigen Murschuttablagerungen (Sedimente der Vorstoßsequenz) unterlagert.

Der Hauptdolomit am Plickenkopf selbst ist jedoch durch weitgehendes Fehlen glazialer Überprägung und Ablagerungen gekennzeichnet. Morphologisch markieren N–S streichende, teils tiefe Quertälchen und Abtreppungen nach Osten eine spät-(?) bis postglaziale Bergzerreißung, die durch die seichte Unterlagerung der mechanisch inkompetenten und Wasser stauenden Ammergauer Schichten begünstigt wurde.

Strukturgeologie und Quartärgeologie im Gebiet Brettersbergalm und Hühnersbachtal (ÖK 88 und ÖK 87)

Die Streich- und Fallwerte des Hauptdolomits und Plattenkalks zeigen auf der gesamten Hochfläche der Bretters-

bergalm eine lebhafte Verfaltung im Zehnermeter-Bereich. Die Faltenstrukturen wurden meist auch morphologisch herauspräpariert: Synklinale bilden Täler, Antiklinale Rücken. Die zumeist in den Synklinale erhaltenen Moränenreste und tonigen Verwitterungsrückstände des verkarsteten Plattenkalkes, aber auch wannenartige Karstformen selbst (die wiederum in den Synklinale stärker entwickelt sind) begünstigten die Bildung von einigen, meist Niedermooren, z.B. neben der Jagdhütte südlich des Halskopfs.

Die basalen Kalkbänke des Plattenkalks heben sich im Gelände morphologisch hervor und eignen sich beim Kartieren als ausgezeichnete strukturelle Marker: Verfolgt man diese Kalkbänke im Steilabbruch des Brettersberg-Plateaus zum Pitzbach, zeigt sich auf Höhe des Hochlegers ein S-Fallen und auf Höhe 1.200 m ein Umbiegen auf N-Fallen. Das Scharnier fällt leicht nach E. Etwa 200 m weiter südlich wechselt in einem weiteren Scharnier die Schichtung auf steil invers S-fallend. An der Rotwandalmstraße ist dieses Umbiegen auch sichtbar. An der Ostseite des Pitzkopfs ergibt sich eine spiegelbildliche Situation. Diese große Synklinale mit einem flachen, aufrechten Nordschenkel und einem steilen inversen Südschenkel und Resten von Kössener Schichten im Kern wird durch eine steile Aufschiebung des Hauptdolomits auf den Plattenkalk im inversen Südschenkel nochmals überprägt, wobei diese Aufschiebung eindeutig aus einer N-vergenten Falte hervorgeht. Die Hangendscholle entspricht mehr oder weniger dem aufrechten Südschenkel der an die Synklinale südwärts anschließenden Antiklinale. Südwestlich unterhalb des Pitzkopfs, am Nordrand eines tiefen Grabens, ist ein Rest von S-fallendem Plattenkalk aufgeschlossen, der an einer steil SSE-fallenden Störung von kataklastisch deformiertem Hauptdolomit überschoben wird. Diese Überschiebung wird am Südwesthang des Pitzkopfs durch eine Antiklinale kompensiert. Die Fortsetzung dieser Aufschiebung nach Westen könnte in der großen Überschiebung zwischen Pitz- und Hühnersbach zu suchen sein. Am Forstweg Halslalm–Pitzbachtal, westlich unterhalb des Pitzkopfs, gibt es im Hauptdolomit mehrere kleinere Aufschiebungen mit Bewegung der Hangendscholle nach N bzw. NNE, die durch Platzprobleme während der Bildung der großen Faltenstrukturen entstanden. Am Fußweg Pitzbach–Rotwandalm quert man auf 1.340 m Höhe eine Isoklinalfalte mit Kössener Schichten im Kern und WNW–ESE streichender Faltenachse. Am Ostabhang des Pitzkopfs gibt es auch Zweigüberschiebungen, die sich mit jenen am Westabhang verbinden lassen.

Der mächtige Rücken des Hühnerbergs, der das Hühnersbachtal nach Nordwesten begrenzt, besteht im nordöstlichen Abschnitt aus mäßig steil W- bis SW-fallendem Hauptdolomit. Um die Kirchmairalm streuen die Werte infolge offener Verfaltung. NNW–SSE-streichende Seitenverschiebungen (z.B. S 85/65) zersägen den Rücken und sind für Grateinschnitte und Zerrgräben verantwortlich, die zu steilen initialen Felsgleitungen in Richtung Klamm führten. Die genannten Störungen streichen quer über das Hühnersbachtal und treten unterhalb des Zotenjochs und im Pitzbachtal mit tiefen Gräben hervor. Am Hühnerberg sind zwischen 1.100 und 1.140 m in einer Wandstufe N-vergente Faltenstrukturen mit E–W-streichenden Achsen ausgebildet (FA, L 100/05). Die Streich- und Fallwerte von der Kirchmair-Hochalm über Pkt. 1.623 m bis in die kleine Scharte südlich davon (ca. 1.590 m, bereits auf ÖK 87 Walchensee) zeigen Falten mit Amplituden im

Zehnermeter-Bereich an. Folgt man dem Grat weiter bis zum Beginn des Steilaufschwungs (auf ca. 1.650 m, ÖK 87) beobachtet man ein mittelsteiles Fallen des Hauptdolomits nach NW, W und SW. Dies hängt mit einem großräumigen Abtauchen einer Faltenstruktur nach Westen zusammen, die ursprünglich durch die NW-gerichtete eoalpine Einengung entstanden ist. Im Talschluss des Hühnersbachtals (ÖK 87) ist die Großfalte durch steile Aufschiebungen im Faltenkern gekennzeichnet. Weiters ist eine Überprägung dieser Falte durch jüngere NNE-Einengung erkennbar. Diese Faltung ist in den Nordabstürzen des Dürrnbergjochs klar ausgebildet: es liegt, von unten nach oben, eine Synklinal- und eine Antiklinalstruktur vor, deren gemeinsamer Schenkel vertikal steht bzw. leicht nach N überkippt ist. Das Dürrnbergjoch (1.835 m) bildet den Scharnierbereich der Antiklinale und baut sich aus Plattenkalk auf. Parallel zum Scharnier der Antiklinale haben sich im Gratbereich große Zerrspalten und -gräben geöffnet. Am Grat vom Dürrnbergjoch nach Südosten bis in die Einschartung zum Demeljoch dreht das Streichen des Plattenkalles sukzessive von NNW auf ESE. Durch die Scharte verläuft eine steile NNW-SSE streichende Störung. Im Kar nördlich darunter kommen Reste von Moränenwällen eines kleinen spätglazialen Kargletschers vor.

Im hinteren Hühnersbachtal (Grenzbereich ÖK 88/87) beobachtet man ein mittelsteiles SE- bis S-Fallen des Hauptdolomits. Hier fließt der Hühnersbach teilweise in tiefen Klammern. Auf Höhe 980 m sind im Bach in dünnbankigen Dolomiten offene Falten mit Amplituden bis 10 m angelegt. Die Scharniere streichen bevorzugt WNW-ESE (Südschenkel: SS 210/40; Nordschenkel: SS 20/40), gehen also auf NNE-SSW-Einengung zurück.

Unmittelbar westlich über diesem Aufschluss fällt ein markanter Quartärücken auf, der im unteren Teil aus matrixreichen Schottern und einer mehrere dm-dicken Schlufflage besteht, darüber aus kompaktem, schluffreichem Diamikt, in dem zahlreiche gekritzte Geschiebe enthalten sind (Grundmoräne aus Lokalschutt). In einem Graben an der Westseite, 350 m weiter nordöstlich, tritt eine ähnliche Abfolge auf, wobei die Schluffe Feinschichtung zeigen (Bänderschlufluffe) und am Kontakt zu den Schottern wellig geschichtet (Strömungsrippeln) sind, jedoch keine Überlagerung durch Moräne zeigen. Diese Abfolge ist in zwei Richtungen interpretierbar: Einerseits als Vorstoßsequenz des LGM (eher wahrscheinlich) oder als Sedimentation in einer Eisrand-Eiszerfallsphase mit Schmelzwasserseebildung und späterem Vorstoß eines Lokalgletschers.

Nach einer weiteren Klammstrecke und einem Wasserfall weitet sich auf 1.080 m das Tal zum Talschluss (ÖK 87), in welchem mehrere tiefe und steile Gräben zusammenkommen. Auf der Westseite des Hühnersbachs fällt der bituminöse Hauptdolomit sehr steil nach Süden (SS 190/80) ein, auf der Ostseite quert eine markante, zunächst steil SE- (S 150/60), dann S-fallende Störung, nach Osten ansteigend, die Nordabstürze des Demel- und Zotenjochs bis ins Pitzbachtal. Diese Störung ist Teil eines Aufschiebungssystems, das die gesamte Nordflanke vom Roskopf im Osten bis zum Dürrnbergjoch im Westen prägt (vgl. GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 149, 523–528, 2009). Die Aufschiebungen lassen sich anhand der Striemung, von Riedelscherflächen und von Faltenstrukturen ermitteln. Hier im Talschluss verzweigen sich mehrere Aufschiebungen: Die Schichten in der Liegend- und in der Hangendscholle sind verfaultet und teilweise überkippt und generell

steil nach S bis SE einfallend. Diese Rampenaufschiebungen und das Drehen des Einfallens von E auf W hängen mit dem Westende alter eoalpiner Aufschiebungen mit Bewegung der Hangendscholle nach NW zusammen. Im Zuge der jüngeren, tertiären N-S-Einengung wurden diese Aufschiebungen steilgestellt und wieder bewegt.

Im vorderen, tief eingeschnittenen Hühnersbachtal (ÖK 88) ist die orographisch linke Talseite durch auffallend viele NW-SE-streichende Tälichen, Gräben und Geländestufen gekennzeichnet, die Seitenverschiebungen abbilden (siehe oben). Zwei dieser Störungen sieht man nordöstlich von Pkt. 1.330 m (Kirchmair Niederalp). Der Hauptdolomit fällt hier konstant nach NW bzw. SW ein (SS 250/20; 300/20; 320/15). Etwa 200 m nördlich der Mündung des Pitzbaches ist der Hauptdolomit auffallend dünnbankig, bituminös und mit dünnen schwarzen Mergellagen ausgebildet. Diese dünnen Bänke sind um WNW-Achsen NNE-vergert im Meter- bis Zehnermeter-Maßstab verfaultet und bilden das Bachbett.

Im Schluchtabschnitt des vorderen Hühnersbachtals, ca. 200 m nördlich der Pitzbachmündung, sind auf der Westseite mächtige Deltasedimente mit einer Verzahnung von Bänderschlufluffen und matrixreichen Schottern angerissen. Die Schluffe sind bis 2 m mächtig, die Schotter fallen mit 15° nach NNE ein. Die Komponenten (Kies bis Blöcke) setzen sich vorwiegend aus Lokalmaterial, untergeordnet aus Kristallin zusammen, sind meist kantengerundet, aber auch gerundet (v.a. die Kristallingeröle), z.T. gekritzelt. Die Sedimente zeigen einen oben-grob-Trend, sie werden schließlich von Hauptdolomit-Hangschutt überdeckt. Nach Norden zu sind morphologisch weitere Lockergesteinskörper vorhanden. An der tiefsten und engsten Stelle der Hühnersbach-Klamm, etwa 600 m südlich der Mündung in die Seeache, springt ein Felssporn nach Osten vor, der vom Haupthang durch eine kleine Einschartung abgetrennt ist. Diese hat sich in Bachschottern (frische Anrisse) herausgebildet, die vermutlich bis zum Bachniveau hinunterreichen. Das heißt, ein älterer, mit Bachschottern verfüllter Klammabschnitt wurde im Zuge der spät- bis postglazialen erosiven Eintiefung nicht mehr ausgeräumt und damit ostseitig in einer engen Felsklamm umgangen.

Ergänzungen und Richtigstellungen zum Quartär im mittleren Hühnersbachtal (Begehung mit J. Reitner)

Der große Aufschluss orographisch links des Hühnersbaches, westlich gegenüber der Mündung des Pitzbaches, der schon im Aufnahmebericht von 2006 beschrieben wurde, wird hiermit lithostratigraphisch und genetisch neu beschrieben: Die Abfolge beginnt unten mit geschichteten, klastengestützten Diamikten. Die Klasten sind stark angular, wenige sind gerundet, sehr schlecht sortiert, teils geschichtet, teils gradiert; das Größtkorn weist Durchmesser von 40 cm auf. Einzelne Diamiktlagen (Ereignisse) werden durch dünne, Horizont beständige Schlufflagen getrennt. Nach oben führen die Diamikte mehr Klasten der Steine-Fraktion, die besser gerundet sind. In der Schichtfolge aufwärts folgen 2 Lagen von Bänderschlufluffen, die teilweise 2 m mächtig sind. Dazwischen stehen Mudflows an, die große eckige Dolomitklasten und wenige gerundete, jetzt aber auch gekritzte Karbonatgeschiebe führen. Darüber setzen massive Diamikte mit reichlich gekritzten Geschieben, jetzt auch mit Kristallinklasten, z.B. einem großem Gneisblock, ein; dazwischen gibt es auch klas-

tengestützte, sehr kompakte Diamikte aus schlecht sortiertem, eckigem bis angerundetem Lokalmaterial. Über diesen folgen wiederum sehr kompakte Diamikte mit gekritzten Geschieben und eckigem Bruch. Getrennt durch eine Erosionsdiskordanz liegen darauf schräg geschichtete Sand- und Kieslagen aus kurz transportiertem Lokalmaterial; teils sind sie klasten-, teils matrixgestützt und gradiert; diese Sedimente sind als Hangschuttsedimente (talus scree) anzusprechen.

Interpretation der Gesamtabfolge: Es handelt sich hier um Sedimente, die im Zuge des Eisaufbaues im Letzten Glazialen Maximum (LGM) entstanden sind. Zunächst zeigt sich im unteren Drittel eine proglaziale Schotterserie eines lokalen Gletschervorstoßes aus dem Hühnersbach- und Pitzbachtal. Dieser Vorstoß wird von einem lakustrinen Milieu abgelöst, das durch lokale Hindernisse (Murenkegel, Felssturz) im vorderen Talbereich oder viel eher durch das Anwachsen des Hauptgletscherstromes am Talausgang (Isar- und/oder Achentaler Gletscher) bedingt sein kann. Die Wiederholung von Seeablagerungen im Wechsel mit fluviatilen Schüttungen bzw. mit lakustrinen Mudflows zeigt das sukzessive Ansteigen des Seespiegelniveaus an. Schließlich überfährt der Haupttalgletscher von außen oder von der Seite den Talkessel des Hühnersbaches (ca. auf 50 m über dem heutigen Bachniveau gelegen), repräsentiert durch die Diamikte mit den gekritzten Geschieben. Im Zuge des frühen spätglazialen Eiszerfalls wurden zuletzt mit scharfer Diskordanz die Kiese aus eckigem Lokalmaterial auf die Diamikte geschüttet.

Strukturgeologie und Quartärgeologie an der West- und Südwestseite des Unnutzmassivs

Lithologie der Raibler Schichten und Eckpunkte zum tektonischen Bau zwischen Achenkirch und Köglalm (ÖK 88 und ÖK 119).

Die Raibler Schichten sind in der Hangendscholle der Achental-Überschiebung („Achentaler Schubmasse“) an den Nord- und Westhängen des Guffert- und Unnutzmassivs als mehr oder weniger breiter Streifen durchgehend zu verfolgen. Insbesondere an den Westabhängen des Unnutzmassivs sind diese in den Abschnitten der größten Verkürzung überkippt liegend und tektonisch in ihrer Mächtigkeit reduziert (vgl. SAUSGRUBER, Jb. Geol. B.-A., 137, 469–474, 1994). Nordöstlich des Guffert und südwestlich des Vorderunnutz ist die Abfolge fast vollständig entwickelt und bezüglich früherer Kartierungen auf Kosten des Hauptdolomits wesentlich weiter verbreitet. Das Kriterium dafür ist das Vorkommen dunkler dünnplattiger Dolomitlaminiten mit Tonzwischenlagen, die noch zu den Raibler Schichten zu zählen sind. Die Grenze zum Hauptdolomit wurde demnach mit dem Aussetzen der Tonsteinlagen und mit dem Beginn lang anhaltender, gleichmäßig dm-gebänkter, grauer Dolomite festgelegt. Dadurch reduziert sich die Mächtigkeit des inversen Hauptdolomits in der Hangendscholle erheblich gegenüber bisherigen Kartierungen; aufgrund des Zuschnittes auf der Achental-Überschiebung keilt der Hauptdolomit bereits 1 km nördlich des Achensees aus. Die plötzliche, scheinbare Mächtigkeitzunahme der Raibler Schichten auf Höhe des Unterautales nach Süden hängt mit Verfaltung zusammen. Von hier nach Norden wurden die Raibler Schichten aufgrund der starken tektonischen Zerschering lithologisch nicht mehr weiter unterteilt. Gute Einblicke in eine fast ungestörte Folge der Raibler Schichten gewinnt man am Südwestab-

hang des Unnutzmassivs in den zwischen Hoch- und Vorderunnutz zusammenlaufenden Gräben, a) am Weg vom Hochbehälter zur Quelfassung der Trinkwasserversorgung Achenkirchs, orographisch rechts des NE–SW-Grabens, b) im von Südosten in diesen einmündenden Graben und c) an der Köglalmstraße:

a) Die Raibler Schichten beginnen unterhalb des Wasserfalles auf dem steil invers E-fallenden, gut gebankten und am Top leicht verzerzten Wettersteinkalk mit einem tief zurückwitternden, etwa 30 m breiten Abschnitt aus dunkelbraunen, glimmerreichen Ton- und Sandsteinen. Darüber hebt sich eine bis 5 m dicke Kalkrippe, bestehend aus Onkolithen, hervor. Es folgen wechselnd mehrere Meter dunkle Dolomite, Kalke mit Schilllagen (Tempestite) und dm-dünne Tonsteinlagen. Eine zweite markante Kalkrippe in einer Dicke von 10 m setzt sich aus parallel- und schräggeschichteten Grainstones zusammen. Darüber treten meist dünnplattige laminierte Dolomite auf, vereinzelt unterbrochen von dünnen bunten Tonsteinzwischenlagen, die einige Zehnermeter mächtig sind und früher zum Hauptdolomit geschlagen wurden.

b) Die oben beschriebene Schichtfolge lässt sich weiter nach Süden, bis zur Blattgrenze plus / minus ungestört verfolgen. Der basale Ton- und Sandsteinhorizont und die beiden Kalkhorizonte dienen als Leithorizonte zum Verständnis des tektonischen Baues, der von Falten geprägt ist: Südlich des Wasserfalles wechselt das Schichteinfallen des Wettersteinkalks im Streichen erstmals von steil invers E-fallend auf steil aufrecht W- bis WNW-fallend. Dies gilt auch für die aufliegenden unteren Raibler Horizonte. Die stratigraphisch höheren Abschnitte, die topographisch tiefer liegen, sind schon überkippt.

c) Das Umbiegen von aufrechter in überkippte Lagerung sieht man am Rücken südlich des Geschiebe-Auffangbeckens, wo die Topographie weiter nach Westen vorspringt: Östlich über Pkt. 935 m lässt sich anhand des 2. Kalkhorizontes sehr klar das Scharnier einer überkippten Faltenstruktur mit inversem SW-Schenkel und aufrechtem E- bis NE-Schenkel auskartieren. Das umlaufende Streichen ist nördlich des Forsthauses an der 3. Kehre der Köglalmstraße (ca. auf 1.100 m Höhe) direkt aufgeschlossen. Einen instruktiven Aufschluss des überkippten NW-Schenkels dieser Falte bietet der Felskopf (ca. 1.060 m hoch) im tiefen Graben etwa 500 m östlich von Pkt. 935 m. Man sieht deutlich das Umbiegen von steil invers auf flach invers SE-fallend. Dies deutet auf eine Verfaltung der Achsenebene hin. Gleichzeitig zeigen die stark streuenden Schichtwerte in der weiteren Umgebung auch eine Einengung in N–S-Richtung an. Daraus resultiert ein Abtauchen der Faltenachse dieser überkippten Antiklinale nach SW; im Bereich des Hotels Scholastika (bereits ÖK 119 Schwaz) taucht die Faltenachse in den See hinein. Entlang der Achensee Bundesstraße stehen sehr dünnbankige laminierte Dolomite an; auf Höhe des Gasthauses Fischerwirt ist im inversen NW-Schenkel auch ein 0,5 m dicker Tonsteinhorizont sichtbar. Bereits auf ÖK 119 Schwaz, ca. 500 m südlich des Hotels Scholastika, sind direkt an der Bundesstraße auf einer steil WSW-fallenden Schichtfläche beeindruckende Oszillationsrippeln aufgeschlossen.

Verfolgt man nördlich der Köglalmstraße von etwa 1.200 m Höhe aufwärts den Grenzbereich Wettersteinkalk / Raibler Schichten, sieht man, dass dieser durch Störungen (Abschiebungen ?) immer wieder um Zehnermeter versetzt

ist. Der Wettersteinkalk weist bei 1.200 m ein scharfes Umbiegen des Streichens von N-S auf NW-SE in Richtung Köglalm auf. Auch das Einfallen ändert sich von sehr steil W- auf mäßig steil SW-fallend. Vielleicht geht die dort NE-SW streichende steile Störung mit 200 m weitem Vorspringen der Raibler Tonsteine nach NE auf diese Faltenbildung zurück (Zerschierung des Scharniers). Dieses Scharnier ist gegenüber dem in den Raibler Schichten einige 100 m südöstlich gelegen. Vermutlich wurde es entlang einer Scherzone in den basalen Tonsteinen der Raibler Schichten, die hier reduziert sind, nach Südosten versetzt. Im Klaustalgraben, westlich unterhalb der Köglalm (ÖK 119), finden sich am Zusammentreffen mehrerer Kleingraben Tonsteine, die zur Bildung von Rutschungen und Erdströmen geführt haben. Etwas unterhalb auf 1.240 m Höhe, orographisch rechts, kommen dünnbankige Dolomite und Dolomitbrekzien vor; letztere könnten an syndimentären Abschiebungen entstanden sein (mündl. Mitt. R. BRANDNER). Die Köglalm selbst liegt auf zuckerkörnigem Wettersteindolomit/-kalk. Die Raibler Schichten reichen im Klaustal- und Einfanggraben (ÖK 119) noch weit nach Süden bis zum ehemaligen Achenseehof.

Quartäre Ablagerungen im Gebiet der Zöhreralm und des Ampelsbaches

Im Bereich des ehemaligen Skigebietes östlich über Achenkirch, zwischen Zöhreralm im Norden und der Jausenstation Adlerhorst im Süden, sind Murschuttablagerungen weit verbreitet. Sie bestehen fast ausschließlich aus Wettersteinkalkschutt des darüber aufragenden Unnutzmassivs. Die Mächtigkeiten des Schuttes sind beträchtlich und erreichen lokal einige Zehnermeter. Aufgrund der tief eingeschnittenen Murgangrinnen erkennt man in den basalen Abschnitten zementierte Bänke (z.B. im Graben nördlich der Jst. Adlerhorst), wobei die Verkittung durch verhärteten schluffigen Kalkschlamm in den Zwickeln der überwiegend klastengestützten, grob geschichteten Block- bis Kiesablagerungen erfolgte. Diese Murschuttsedimente (Murschuttbrekzien) reichen bis zum Wandansatz der Raibler Schichten und des Wettersteinkalkes hoch und überdecken teils großflächig auch die dem Wettersteinkalk westlich vorgelagerten Raibler Schichten, den Hauptdolomit, sowie die Schrambach- und Ammergauer Schichten. Die Brekzien wurden aus Maßstabsgründen nur in der geologischen Karte 1:25.000 eingezeichnet. Von oben sind diese Murschuttsedimente teils meterhoch von Blockschutt aus Wettersteinkalk überdeckt. Nach unten gehen durch Umlagerung daraus jüngere Schwemmfächersedimente hervor, die mit teils 15 m hohen Ersionsböschungen (ehemalige Prallhänge der jetzt trockengelegten Seeache) über dem Talboden des Achentales enden. Orographisch links der Seeache, am Süd- und Westrand des Hügels mit dem Annakirchl (aus Barmsteinkalk) finden sich Lockergesteinsterrassen mit Niveauunterschieden von 5–6 m zur heutigen Aue. Mit Unterbrechungen erstreckt sich ein schmaler Terrassensaum am westlichen Talrand leicht ansteigend fast 1 km weit nach Süden. Es handelt sich um eine ältere Talaufschüttung (Holozän? Würm-Spätglazial?), die vom Unterautal ihren Ausgang nahm und möglicherweise durch ein Hindernis wie ein großes Murenereignis von der Ostseite (Unnutz) initiiert wurde.

Inselhaft finden sich schmale Rücken, die aus Diamikten bestehen: beispielsweise ist am Stichweg westsüdwest-

lich unterhalb der ehemaligen Lift-Bergstation ein Diamikt aus Lokalmaterial mit großen, u.a. gekritzten Blöcken in kiesig-sandig-schluffiger Matrix angeschnitten, der als Moräne klassifiziert wurde. Ein ausgedehntes Grundmoränenvorkommen befindet sich nördlich der Zöhreralm im Tälchen, das zum Ampelsbach entwässert. Kristalline Geschiebe fehlen hier weitgehend. Im Überschiebungsbereich Hauptdolomit auf Schrambach-Formation nordnordöstlich der Alm treten bis 20 m mächtige Diamikte mit angularen bis kantengerundeten Klasten aus Wettersteinkalk (Blockwerk bis Kiese), teils matrix- (kiesig, sandig), teils klastengestützt und leicht talwärts geschichtet auf; sie liegen direkt auf dem Festgesteinsuntergrund. Einige Klasten bestehen auch aus Hangschuttbrekzie. Diese Diamikte werden als Ablagerungen von Lawinen und Muren interpretiert. Da die Sedimente im unteren Teil sowie in einem Graben weiter nördlich auch terrassiert und hier besser geschichtet sind, wurden sie als spätglaziale Eisrandsedimente angesprochen. Im Gebiet der Mairalm und des Pulverer Mahds tritt Grundmoräne wieder großflächig auf. Sie reicht bis nahe 1.200 m hinauf. In einigen frischen Anrissen sieht man, dass auffallend viele Klasten (auch größere Blöcke) aus Wettersteinkalk bestehen, dessen Feinfraktion auch für die Weißfärbung der sandig-schluffigen Matrix verantwortlich ist. Am Kontakt zu den Schrambach- und Ammergauer Schichten ist die Moräne auch grünlich gefärbt. In der Verflachung südlich des Ampelsbaches zwischen seiner Mündung in die Seeache und dem Knick beim Köglköpfl, gibt es über der Felsstufe interessante Quartäraufschlüsse und -formen: Bachschotter mit sandig-kiesiger Matrix, wechselnd klasten- und matrixgestützt mit meist gut gerundeten Karbonatgeröllen reichen vom Niveau des Ampelsbaches bei 910 m bis gegen 980 m hoch, wobei durchgehende Mächtigkeiten bis 50 m vorkommen. Im Bereich des Bachknicks südwestlich und südlich des Köglköpfls sind 30 m über dem Bach schmale Schotterterrassen entwickelt, die genetisch zu den oben erwähnten Schottern zu zählen sind. Zusammen mit der buckeligen Landschaft und ihren kleinen Vertiefungen, die diese Quartärablagerungen z.T. an ihrer Oberfläche zeigen, ist von einer frühen spätglazialen Genese in einem Eiszerfalls- bis Eisrandmilieu auszugehen.

Quartäre Ablagerungen am Fuße des Vorderunnutz

Die Gräben an den westlichen Einhängen zwischen Köglalm und Hinterunnutz sammeln sich trichterförmig ca. 1 km nordnordöstlich des Achensees, an dessen Ausgang ein mächtiger Schwemmfächer ins Achental vorgebaut ist. Während Blockschutt aus Wettersteinkalk den Wandfuß säumt, sind an den Grabenflanken unterhalb von 1.100 m ausgedehnte glazigene und fluviatile Sedimente erhalten. Orographisch rechts des Grabens, der vom Hochunnutz herabkommt, sind auf den Raibler Schichten mächtige Bachschuttablagerungen (teilweise über 50 m mächtig) in drei unterschiedlichen, talwärts geneigten Terrassenniveaus entwickelt. Die höchste Terrasse grenzt seitlich am Weg zur Wasserfassung (siehe oben unter „Raibler Schichten“) an kompakte, scherbige Schluffe, teils mit Dropstones. Darüber liegen verstreut große Blöcke aus Wettersteinkalk. In der geologischen Karte 1:25.000 wurden diese Diamikte zu den Würm-hochglazialen Moränen gezählt. Die Bachterrassen gehen auf randliche Umlagerungsvorgänge in Folge des hochglazialen Eiszerfalls zurück und sind somit als Eisrandsedimente zu deuten. Auch

südlich des Zusammentreffens der Gräben gibt es Moränenreste in Form von kompakter Grundmoräne und mit großen Kristallingeschieben. Ein schmaler Schotterstreifen, 25 m über dem Bachniveau, wird ebenfalls mit Eisrandse-

dimentation in Verbindung gebracht. Ein neues großes Geschiebe-Auffangbecken soll die darunter am Schwemmfächer liegende Siedlung vor Vermurungen schützen.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel–Wieskogel–Rodler–Lärchkogel–Illmitzkogel–Bergfeld–Pötschberg–Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

Quartär

Die häufigste quartäre Ablagerung ist **Hangschutt**. Dieser wurde nach Möglichkeit nur dort ausgeschieden, wo die Hangschuttdecke so mächtig wird, dass der anstehende Gesteinsuntergrund nicht mehr sichtbar ist. Eine gewisse Ausnahme ist jedoch im Dachsteinkalk (Pötschberg) und im Hauptdolomit anzutreffen. Bei der aus Dachsteinkalk aufgebauten Süd- und Ostflanke des Pötschberges wird die Hangschuttdecke oft dünn und geringmächtig, sodass auf wenige Meter auch der anstehende Fels hervorkommt. Nachdem dies aus Maßstabsgründen in der Karte nur schwer darstellbar ist, wurde die Hangschutt-signatur auch dort beibehalten, wo Hangschutt schon allein aufgrund der Morphologie vorwiegend auftritt. Anstehender Dachsteinkalk hingegen wurde nur dort ausgeschieden, wo dieser deutlich als Felsstufe hervortritt.

Im Hauptdolomit stellt sich das Problem der Unterscheidung zwischen anstehendem Fels und Verwitterungsschutt. Hier wurde in der Regel nicht differenziert, da in Dolomitgebieten der Verwitterungsschutt oft direkt neben (sub)anstehenden Felspartien auftritt.

Pleistozäne Ablagerungen konnten am Moosbachsattel bis fast 1.000 m SH angetroffen werden. Es handelt sich dabei um polymikt zusammengesetzte **Moränensedimente** mit z.T. gut gerundeten Komponenten und, selten, mit gekritzten Geschieben. Aufgrund der Lage muss ein riss-eiszeitliches Alter der Moränen angenommen werden.

Weit verbreitet sind die riss-eiszeitlichen Moränensedimente im Bereich Moosbach-Bergfeld, wo diese vom Tal bis knapp 880 m SH emporreichen.

Gut verfestigte Moränensedimente konnten auch am Hangfuß östlich Greith angetroffen werden. Auch hier fällt deren polymikte Zusammensetzung auf, die Komponenten sind gerundet bis kantig, die Matrix ist teilweise sandig, die Dolomitkomponenten sind durchaus verwittert.

In der Umgebung der Nutzalm konnten vereinzelte Blöcke gut verfestigter Riss-Moräne angetroffen werden, weswegen das Almgelände als Riss-Moräne ausgeschieden wur-

de. Ähnliches gilt von Geröllen auf den Almen beim ehem. Wh. Nutz.

Ein weit ausgedehntes Moränenareal wird bereits bei KOLMER (Dipl. Arb. Univ. Wien, 1993) im Gebiet um das Gehöft Gregorbauer ausgewiesen. Das sehr schlecht sortierte und polymikt zusammengesetzte Moränenmaterial konnte von mir jedoch auch auf der anderen Seite der Oischingtalung bis in etwa 850 m SH, hier zu fester Nagelfluh verkittet, angetroffen werden.

Ein weiteres kleines Vorkommen riss-eiszeitlicher Moräne konnte auf dem flachen Rücken an der orographisch rechten Seite des Oischinggrabens zwischen 900 und 1.000 m SH angetroffen werden (etwa 1,4 km NW' Oisching). Das Moränenmaterial ist teilweise gut verfestigt und setzt sich in erster Linie aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk der näheren Umgebung zusammen.

Oberjura–Unterkreide

Im Bereich des unteren Oischinggrabens treten, vor allem an den Seitenbächen aufgeschlossen, verschiedene Mergel und Kalke auf, die von RISAVY (Jb. Geol. B.-A., 137/4, 1993) als Oberalmer Schichten angesprochen worden sind. Im Vergleich zu den „echten“ Oberalmer Schichten, wie ich sie aus dem Salzburger Raum kenne (z.B. bei Oberalm im Tennengauer Salzachtal), fallen mir jedoch folgende Unterschiede auf: a) der hohe Ton/Mergelgehalt, b) die meist etwas dunklere Färbung c) das stellenweise Fehlen von Hornsteinknollen. Im Idealfall sind die Oberalmer Schichten im Bereich des Oischinggrabens dünn-dm-gebank, ebenflächig, meist von braungrauer-dunkelgrauer Farbe, mit dünnen Hornsteinlagen ausgebildet und sehr mergelig. Aufgrund der häufig mergeligen Einlagerungen würde ich insgesamt von **mergelig-kieseligen Oberalmer Schichten** sprechen.

Eine Nannoflora, die ich einer Mergellage in den Oberalmer Schichten im Oischinggraben in 880 m SH entnommen habe, enthielt folgende Formen (det. ST. CORIC, Wien):

Cyclagelosphaera margerelii NOËL, 1965

Cyclagelosphaera tubulata (GRÜN & ZWEILI, 1980) COOPER, 1987 (Bathonium–Tithonium)

Retecapsa cf. incompta

Thoracosphaera sp.

Watznaueria barnesae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968