

Schleppfallen treten längs der dominant Nord–Süd-verlaufenden Internstörungen auf, die auch den Intrusivkomplex zerschneiden. Serpentine werden aufgrund ihrer hohen Mobilität gerne entlang der Störungen mitgeschleppt, sie sind häufig störungsbegrenzt und intern stark zerschert.

Ost–West-Strukturen verursachen das markante Tallineament des Brummergrabens. Die Störungen verlaufen jedoch nicht im Taltiefsten; sie müssen am Talausgang unter mächtigem Quartär verborgen sein. Der Südteil des kartierten Gebietes fällt durch seine straffe Regelung (Steilstellung, Nord–Süd-Streichen) auf. Ein Teil einer größeren Faltenstruktur wird durch den Verlauf der Porphyroidzüge südlich des Turmkogels abgebildet.

Das Verbreitungsgebiet von Innsbrucker Quarzphyllit wird, entgegen der Darstellung in alten Karten, nicht erreicht. Hingegen zeigen Teile der Grauwackenzone, etwa am Horlerstiegl, eine stärkere duktile Deformation, die zur Ausbildung welliger Scherflächen führt und Verwechslungen mit Quarzphyllit verursachen kann.

Quartär, Massenbewegungen

Das Gebiet enthält viel Grundmoränenbedeckung. Erratika in hoher Zahl ermöglichen den Schluss, dass neben lokalen Eismassen aus der Kelchsau auch Eis aus dem Inngletscher bis in die Furche des Brummergrabens geraten sein muß. Die Petrographie der Erratika wurde getrennt vermerkt. Spätglaziale Eisstau-Situationen haben mächtige Terrassensedimente mit reichlich Schlufflagen hinterlassen. Relikte dieser Terrassenkörper reichen bis in den Talschluß des Brummergrabens. Hier könnten auch vor-

hochwürmglaziale Sedimente erhalten sein. Es bestehen Auffassungsunterschiede hinsichtlich der Abgrenzung Grundmoräne/Eisstauterrasse bei Penningberg. Offensichtlich liegen mehrere Terrassenniveaus übereinander vor, dazwischen kann wieder Grundmoräne auftreten. Da die Situation noch nicht im Detail geklärt ist, wurden quartärinterne Signaturen zunächst nur in Bleistift abgegrenzt. Eine endgültige Bearbeitung durch den Quartärgeologen ist notwendig.

Die gesamte Südflanke von der Linie Roßkopf – Marchbachjoch – Tennladen ist durch Hangbewegungen gekennzeichnet. Die fossilen Rutschungen enden im Brummergraben, ein weiterer Grund für die Probleme bei der Festlegung geologischer Grenzen. So ist die Unterkante der Pyroklastika oberhalb der Münchner Hütte nicht fassbar, zumal hier auch kleinst parzellerte Wochenendhausbebauung den gesamten Untergrund anthropogen verändert hat. Der Brummergraben schneidet neben Rutschmassen zusätzlich Lockersedimente inkl. Bänderschluße an. Er wird daher zum Geschiebelieferanten. Akut im Gleiten ist das Umfeld von Pkt. 924, Asten, wie sich deformierende Güterwege eindrucksvoll vor Augen führen. Auch hier liegen Bänderschluße im Untergrund. In der Nordflanke des Gebietes ist der aufwendige Verbau des Wildenbachs zu erwähnen, der vor seinem Abschluss steht.

Die massive Nutzung des Gebietes für touristische Zwecke führte zu reichlich Schwarzbauten, Massenumlagerungen in Größenordnungen zur Entschärfung von Skipisten (z.B. Tennladenabfahrt), Beschneiungsanlagen und künstlichen Wasserbecken.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

DANIEL KRAUSE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde eine Fläche von 10 km² im Maßstab 1:10.000 am Westrand des Blattes neu kartiert. Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich von Auffach bis zum Schatzberg und umfasst den Weißenbach, den Aschbach sowie den Hohlriederkogl.

Neben den Metasedimenten der Nördlichen Grauwackenzone wurde in diesem Gebiet auch die Basis der Nördlichen Kalkalpen kartiert. Die dominierenden Gesteine im Kartiergebiet sind neben den klastischen Sedimenten des Permoskyth die Metasedimente der Glemmtal-Einheit. Das Permoskyth wird in Basisbreccie und Gröden-Formation unterteilt und die Glemmtal-Einheit in die Löhnersbach- und die Schattberg-Formation. In diese Metasedimente der Glemmtal-Einheit sind linsenartig Metatuffite eingeschaltet. Von dieser Einheit abgeschert findet sich noch der Spielberg-Dolomit, dieser steht im transgressiven Verband mit der Basisbreccie. Die Porphyroidgneise, Augengneise und die anisische Rauhwacke sind ausschließlich an tektonische Störungszonen gebunden. Einen großen Teil des Gebietes nehmen auch die Bildungen des Quartärs ein. In den Hangbereichen erstreckt sich das Moränenmaterial

teilweise bis in Höhen von 1500 m, die darüber folgenden Eisstausedimente bis über 1200 m.

Die tektonischen Daten belegen eine Faltung mit überwiegend NW–SE-gerichteten Achsen. Spätere sprödetektonische Ereignisse zeigen sinistrale Blattverschiebungen, die SW–NE verlaufen. Die strukturgeologischen Untersuchungen belegen eine gemeinsame Überprägung der Nördlichen Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen während der spätalpidischen Deformationsphase.

Lithologie

Löhnersbach-Formation

Die Löhnersbach-Formation ist vorwiegend im nördlichen Bereich des Kartiergebietes zu finden. Die Grenzziehung zur Schattberg-Formation gestaltet sich schwierig, da der Anteil und die Bankmächtigkeit der Metasandsteinlagen im Übergang zur Schattberg-Formation zunimmt und keine im Gelände eindeutige lithologische Grenze bildet.

Großräumig aufgeschlossen ist diese Formation im Tal des Weißenbachs, wobei durch die geringe Entfernung zur Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen hier eine hohe tektonische Beanspruchung stattfand, die viele kleinräumige Störungen zur Folge hat. Am Nordosthang des Hohlriederkogls ist ebenfalls großflächig Phyllit und Meta-siltstein anzutreffen. Zwei weitere große Bereiche bilden das Gebiet südlich der Schatzbergalm und das Gebiet südlich des Aschbaches. In diesen beiden Bereichen zeichnet sich aber bereits der Wechsel zur beginnenden Schattberg-Formation ab. Das gipfelbildende Gestein des Schatzberges ist ein Mikrokonglomerat, welches als Rin-

nensediment interpretiert werden kann. Zwischen den Salcher Höfen und der Salcher Alm ist ebenfalls eine Tendenz der Zunahme des Metasandsteinanteils erkennbar. Im Gelände ist eine genaue Abgrenzung der beiden Formationen aber aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig möglich.

Neben dem reliktschen sedimentären Lagenbau lassen sich gelegentlich auch noch reliktsch erhaltene Sedimentstrukturen nachweisen, die eine Interpretation der Löhnersbach-Formation als Bildung distaler Turbidite erlauben. Meist jedoch fielen diese der mehrphasigen Überprüfung zum Opfer.

Schattberg-Formation

Nach Süden hin schließt sich an die Löhnersbach-Formation die stratigraphisch höher gelegene Schattberg-Formation an. Der Übergang zwischen den beiden Einheiten befindet sich sehr wahrscheinlich am Hang südlich des Aschbachtals. Eine genaue Grenzziehung ist hier aber an Hand der bereits erwähnten Probleme nicht möglich. Demnach beschränkt sich auch das vermutliche Vorkommen der Schattberg-Formation im kartierten Gebiet auf den Hang zwischen Salcher Höfe und Salcher Alm.

Metatuffite

Bei den Gesteinen im Kartiergebiet handelt es sich meist um ein Gemisch aus mafischen Pyroklastika und klastischem Sediment innerhalb der Metasedimente der Glemmtal-Einheit.

Eine Metatuffitlinse befindet sich am Ende des Forstweges südlich des Gasthauses „Koglmoos“, ein tektonischer Kontakt zum umliegenden Gestein kann hier nicht ausgeschlossen werden. Eine weitere liegt am Südhang des Hohlriederkogls an der Abzweigung zu den Steiner Höfen, wobei es sich bei dem Aufschluss weiter unten im Bachbett um einen von dort herunter geglittenen, sehr großen Metatuffitblock handelt. Das größte Vorkommen liegt am Südrand des Kartiergebietes bei der Salcheralm. Der primäre Zusammenhang mit den umliegenden Metasedimenten ist hier an Hand der Aufschlussverhältnisse entlang des Weges gut zu verfolgen. Bei den anderen beiden Vorkommen ist eine Einscherung oder olistolithische Rutschung als Erklärung der Lagerungsverhältnisse wahrscheinlicher. Im Gegensatz zu den Metasedimenten zeigen diese Gesteine ein relativ starres oder steifes Verhalten. So kann es auch innerhalb der duktileren Phyllite zur Rotation oder zum Zerschneiden gekommen sein.

Porphyroid (Blasseneck-Porphyroid)

Der Porphyroid ist im Kartiergebiet auf ein kleines Vorkommen im Bach nördlich der Steineralm begrenzt und steht dort als schmales, nach NE einfallendes Band an. Das Gestein zeigt einen deutlichen Lagenbau, bricht sehr dünnplattig und weist ein ausgeprägtes Krenulationsgefüge auf. Die Quarz- und Feldspat-Augen sind nicht immer deutlich erkennbar. Das Gestein hat eine starke Überprägung erfahren, bei der es zu einer Mylonitisierung kam. Vom angrenzenden Augengneis unterscheidet der Porphyroid sich durch seine hellere Farbe.

Spielberg-Dolomit

Der Spielberg-Dolomit bildet hauptsächlich den Höhenrücken des Latschenkogls und setzt sich dann in einem System kleinräumiger Störungen in Richtung Schatzbergalm fort. Im gesamten Gebiet ist er aber in Form von Geschieben unterschiedlicher Größenordnung zu finden, zum Beispiel im Bach südlich des Hohlriederkogls, auf einer Fläche südwestlich des Rauhen Kogls und am Hang westlich der Innerkothkaseralm. Im Bereich des Latschenkogls sind die Schichten des Spielberg-Dolomites steil

gestellt und fallen nach Südwesten ein. Es liegt hier eine Aufschiebung in Richtung Nordosten vor. In nordöstlicher Richtung ist der Kontakt zur Permotrias tektonischer Natur, auf der Südwestseite des Latschenkogls ist der transgressive Kontakt mit der Basisbreccie erhalten geblieben.

Augengneis

Es kommen drei verschiedene Augengneise unterschiedlichen Ursprungs im Kartiergebiet vor. Das erste Vorkommen befindet sich im Bach nördlich der Steineralm und steht in direktem Kontakt zum Porphyroid. Er unterscheidet sich äußerlich von ihm durch sein dunkleres Erscheinungsbild. Für die porphyrischen Orthogneise sind mehrere Millimeter große graublau Quarzporphyroblasten charakteristisch. Die Gesteine sind meist massig bis gut gchiefert.

Die zwei anderen Vorkommen erstrecken sich beide südlich des Latschenkogls in einem Bogen zur Außerkothkaseralm hin. Für einen der beiden Augengneise lässt sich ein Porphyroid als Ausgangsgestein annehmen, er enthält Mehrkornaggregate aus Quarz und Feldspat und ist demnach ebenfalls ein porphyrischer Orthogneis. Der dritte Augengneis weist eine grüne Färbung auf, welche sich auf chloritisierten Hämatit zurückführen lässt. Das primäre, vermutlich sedimentäre Gefüge des Gesteins wurde vollständig zerstört. Eine intensive Deformation führte zum Zerschneiden der primären Quarzkristalle. Diese Fakten lassen den Schluss zu, dass es sich bei diesem Gestein um mylonitisierte Basisbreccie handelt und wäre demnach als Paragneis einzustufen.

Basisbreccie und Gröden-Formation

Die permische Transgression auf den Spielberg-Dolomit beginnt mit einer Quarzitbreccie (Basisbreccie), die dann im Verlauf der Sedimentation in ein Quarzitkonglomerat übergeht.

Pauschal kann gesagt werden, dass sich die Vorkommen der Gröden-Formation an den südwestlichen Rändern der skythischen Sandsteinvorkommen erstrecken. Diese Bereiche liegen beiderseits des Latschenkogls und ziehen sich von dort aus über die Außerkothkaseralm bis zur Innerkothkaseralm und dann noch südwestlich des Hohlriederkogls.

In weiten Bereichen, besonders in Nähe der Überschiebung, sind die Breccie und das Konglomerat mylonitisch ausgebildet. An Hand dieses Gesteins lässt sich erkennen, dass das Permo-Skyth plastisch mit deformiert wurde.

Alpiner Buntsandstein

Große Bereiche des Alpiner Buntsandsteins erstrecken sich zwischen Rauhen Kogl und Latschenkogl und weiter zwischen Außerkothkaser-, Innerkothkaser- und Steineralm. Ein kleiner Bereich befindet sich südwestlich des Hohlriederkogls und stellt einen gesonderten Block dar, der vermutlich in die Metasedimente der Löhnersbach-Formation hinein rotierte.

Wie schon im Fall der Basisbreccie, treten auch hier durch die tektonische Beanspruchung verschiedene Gesteinsausbildungen, vor allem Metasandsteine auf. Eine reliktsche Schichtung ist in den Metasandsteinen noch zu erkennen.

Reichenhaller Schichten

Die Reichenhaller Rauhwacke ist im Kartiergebiet eher selten vertreten und ihre Vorkommen ausschließlich an Störungen gebunden. So ist davon auszugehen, dass es sich um eingeschleppte Späne handelt. Ein Aufschluss befindet sich entlang des Wanderweges von der Hohlriederalm zur Schatzbergalm, dieser steht vermutlich in direktem Zusammenhang mit dem Vorkommen, welches sich

vom Forstweg südlich des Gasthauses „Koglmoos“ bis in den Bach erstreckt. Auch das dritte kleinere Vorkommen ist nur unweit davon entfernt, eine eventuelle Verbindung ist aber auszuschließen. Bei diesem kleinen Aufschluss ist allerdings am Kontakt zum kataklastischen Phyllit noch ein Rest permoskytischen Quarzites zu finden, was bedeutet, das dazwischen eine Mächtigkeit von etwa 500 m fehlt.

Metamorphose und Tektonik

Unter anderem in Zusammenhang mit der Altersfrage des Metamorphosegeschehens kommt dem klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen eine Schlüsselrolle zu. Die Gesteine dieses stratigraphischen Niveaus wurden ebenfalls von einer schwachen Metamorphose erfasst. Im Kartiergebiet zeigt sich eine intensive Verschuppung des Permoskyth mit den Gesteinen der Glemmtal-Einheit. Neben den Bereichen einer klaren Abschiebung ist sowohl eine Mylonitisierung der Basisbreccie, die bis zu dessen Unkenntlichkeit reicht, als auch eine Ausbildung von Quarziten (Metasandsteinen) der skythischen Sedimente zu beobachten.

Alle Gesteine im Kartiergebiet, aber besonders die Metasedimente der Glemmtal-Einheit sind überwiegend von der letzten alpidischen Überprägung beeinflusst. Hinweise auf eine ehemals höhere Beanspruchung sind in den rekristallisierten Quarzen und in der starken Zersetzung der Feldspäte in den Augengneisen gegeben.

Für die Nördliche Grauwackenzone kann sowohl eine variszische als auch eine alpidische Metamorphose angenommen werden, wobei grünschieferfaziale Bedingungen nicht überschritten wurden.

Insbesondere die Metasedimente der Glemmtal-Einheit zeigen eine Schieferung, parallel zum metamorphen Lagenbau. Diese Foliation weist noch eine zweite Verfallung auf. In der alpidischen Phase erfolgte eine gemeinsame Überprägung, die sich in der Hauptschieferung widerspiegelt. Im Phyllit kann man zwei reguläre Verfallungen erkennen. Die Deckenüberschiebung hat die N–S-Falte verbogen und auf die E–W-Falte aufgrund der N–S-Richtung der Überschiebung keinen nennenswerten Einfluss.

In den spröden prävariszischen Gesteinen (Metapyroklastika, Augengneis) verhält sich die variszische Faltung analog zum Phyllit. Die alpidische Deckenüberschiebung äußert sich nur in spröden Verformungen. Das Fehlen der zweiten, regulären Verfallung in den spröden Gesteinen ist Hinweis auf besondere Vorgänge im duktilen Phyllit während der alpiden Deckenüberschiebung. Eine Besonderheit stellt die entgegengesetzte Vergenz zu der im Phyllit dar, sie wurden in diesem vermutlich durch Deckenüberschiebung gedreht. An die duktile Überprägung schließt sich zum späteren Zeitpunkt eine Bruchtektonik an, welche in NE–SW-verlaufenden Störungen zum Ausdruck kommt. Die Sprödstörungen werden im Gelände morphologisch vor allem durch die Gräben und Bäche markiert und können als transversale Abschiebungen gedeutet werden. Eine exakte Altersabgrenzung dieser Deformationen kann aber nicht gegeben werden. Die Spröddeformationen lassen sich anhand von Kataklastiten und Harnischen erkennen.

Die Konglomerate und Sandsteine des Permoskyth erhalten durch die alpidische Deckenüberschiebung eine flachwellige Pseudofaltung. Die B-Achse hat ihr Äquivalent im Phyllit (SSW–NNE). Die Wechselwirkungen zwischen Liegend- und Hangendblock werden hier deutlich.

Quartär

Aufgrund der verstärkten Erosion der Lockersedimente in den Warmzeiten ist auch im Bereich der Wildschönau, wie überall in den Alpen das Quartär überwiegend aus Ablagerungen des letzten Glazials bzw. des Spätglazials

aufgebaut. Während des letzten Hochglazials (Würmglazial) lag die Eisoberfläche bei etwa 2100 m. Durch den Inntalglatscher erfolgt eine Blockierung der kleineren Lokalglatscher und es bildet sich eine einheitliche Eisfläche aus. Im darauf folgenden Spätglazial kommt es zu einem allmählichen Zerfall des Eisstromnetzes. Dabei muss auch im Bereich des Tales der Wildschönau wie in den anderen benachbarten Tälern ein stagnierender Eiskörper zurückgeblieben sein, an dessen Rändern sich durch Schmelzwasser Eisstausedimente bildeten. Durch das periodische Abschmelzen wurden Terrassen unterschiedlichen Höhenniveaus gebildet, wobei die am höchsten gelegene Terrasse die Älteste ist.

Prä-Würmhochglaziale Bildungen

Am Hang zwischen Steiner- und Innerkothkaseralm, sowie an den Hängen nordöstlich der Außerkothkaseralm, sind mächtige Lagen von Hangschutt und Felsblöcken, vor allem aus den Sandsteinen des Skyth, angehäuft. Der Schutt entstammt aus den unmittelbar darüber anstehenden Gesteinen und wird von Moränenmaterial des letzten Hochglazials überlagert. Deshalb sind diese Ablagerungen vermutlich dem Rib-Würm-Interglazial (Eem-Interglazial) zuzuordnen.

Moräne

Grund- beziehungsweise Seitenmoränen erstrecken sich in zwei großen Bereichen im Kartiergebiet. Einer davon liegt entlang des Hanges vom Hohlriederkogl bis zur Außerkothkaseralm. Der zweite Bereich liegt am Hang zwischen den Steiner Höfen und der Steineralm, verläuft dann aber weiter unter dem Eisstausediment im Hohlriederwinkel.

Das Komponentenspektrum spiegelt mit den Metasedimenten der Grauwackenzone (Spielberg-Dolomit, Permoskyth) die lokale Geologie wieder. Gelegentliche Zentralgneisblöcke sind die einzigen erratischen Geschiebe, die über sehr weite Strecken transportiert wurden.

Während des Würmglazials muss auch hier wie in der Kelchsauer Ache ein Gletschervorstoß von Süden stattgefunden haben, was durch die Zentralgneisgeschiebe aus dem Tauern Fenster belegt wird. Wiederum befinden sich im Bach südlich des Hohlriederkogls große Geschiebe von Spielberg-Dolomit, dessen nächste Vorkommen westlich davon gelegen sind. Diese Ablagerungen können entweder einem Lokalglatscher zugeordnet werden, deuten aber wahrscheinlicher auf einen Vorstoß des Inntalglatschers von Westen her.

Eisstausedimente

Hochgelegene Staukörper am Eisrand belegen das phasenhafte Abschmelzen des Eisstromnetzes im frühen Spätglazial, schon vor dem Bühl. Die Terrassenbildungen spiegeln dabei die Rückzugsphasen der Gletscher wieder. Dies geschah demnach zu einem Zeitpunkt, als sich im Tal der Wildschönau noch ein Gletscher oder Toteiskörper befand.

Morphologisch eindeutig zu erkennen sind die Eisstausedimente vor allem im Hohlriederwinkel ab den Steiner Höfen (über 1100 m) in einem konstanten Gefälle bis in den Ortsteil Bernau, wo sich eine Verflachung einstellt. Auch die Salcher Höfe sind auf der Terrasse des gleichen Niveaus erbaut, welche sich bildete, nachdem der Eiskörper im Tal der Wildschönau größtenteils abgeschmolzen, aber im Inntal noch immer ein stagnierender Eiskörper vorhanden war. Gute Aufschlüsse zeigen sich in einem Bachanschnitt im Bereich des Hohlriederwinkels. Kleinere Terrassen, die bis in Höhen über 1200 m reichen, finden sich am Südhang des Hohlriederkogls. Ihre Entstehung muss zu einem Zeitpunkt gewesen sein, als auch in der Wildschönau noch ein stagnierender Eiskörper lag.

Im mittleren Bereich des Hohlriederwinkels, direkt im Bachtal, ist eine blaugraue Ton-Silt-Wechselfolge aufgeschlossen, in der Dropstones enthalten sind. An Hand der Aufschlussverhältnisse lässt sich aber keine genaue Eingliederung vornehmen, die Wechselfolge kann innerhalb der gröberklastischen Eisstausedimente liegen, wahrscheinlicher aber jedoch am Top der Grundmoräne. In allen Bereichen wird stratigraphisch die Grundmoräne von den Eisstausedimenten überlagert, was bedeutet, dass diese nach dem letzten Hochglazial, also im Bühlstadium, entstanden sind.

Erratische Blöcke

Eine deutliche Häufung von erratischen Blöcke zeigt sich auf einer Verebnungsfläche südwestlich des Rauen Kogls, wobei es sich hier ausschließlich um Spielberg-Dolomit handelt und im Bachtal des Hohlriederwinkels. Durch die Lage der Grundmoräne bedingt, vermischen sich hier Lokalgeschiebe mit Geschieben aus dem Tauernfenster. Zentralgneisgeschiebe unterschiedlicher Größe sind vor Allem im Bachlauf südlich der Staumauer der Wildbachverbauung zu finden. Ein weiteres Vorkommen von Zentralgneisen liegt außerhalb des Kartiergebietes am Nordhang des Hohlriederkogls, zwischen dem Weißenbach und Bernau.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Bereich Möslalm – Riederberg

Die Schichtfolge beginnt im kartierten Bereich mit rotvioletten Tonschiefern und unreifen Sandsteinen der Gröden Formation. Diese nur in den tief eingeschnittenen Gräben und am nördlichen Hangfuß gegen Wörgl aufgeschlossenen oberpermischen Klastika werden von roten Quarzsandsteinen der Formation des Alpinen Buntsandsteins (Unterer Alpiner Buntsandstein) abgelöst, die sich durch die petrografische Zusammensetzung und die deutlichen Schichtungsstrukturen unterscheiden. Graue und weiße feinkörnige Quarzsandsteine des Oberen Alpinen Buntsandsteins sind nur im N und E des Möslalmkogels in geringer Mächtigkeit entwickelt. Sie bilden auch nahe der Möslalm einen deutliche Quellhorizont. Der Übergang in die mitteltriassischen Karbonate ist durch die ausgedehnte Quartärbedeckung nirgends eindeutig zu sehen, vielfach dürfte dieser von tektonischer Natur sein. Die Reichenhall-Formation ist nur in einem einzigen Aufschluß westlich der Möslalm, am Weg nach Niederau, zu sehen. Hier stehen geringmächtige, dünnbankige graue Dolomite mit stark tektonisierten Rauhwackenlagen an. Sie werden von massigen bis dickbankigen dunklen Kalken und Dolomiten überlagert, die zur Gruppe des Alpinen Muschelkalks (?Virglo-riakalk) zu stellen sind. Sie bauen den Gipfelbereich des Möslalmkogels auf bzw. bilden Wandstufen in den Hängen gegen Wörgl und Bruckhäusl. Eine eindeutige Zuordnung ist auf Grund der starken tektonischen Überarbeitung nicht möglich. Nur geringmächtig und in wenigen Aufschlüssen sind darüber dünnplattige graue Knollenkalke entwickelt, die trotz Fehlens einer Verkieselung oder von Pietra verde-Lagen zur Reifling-Formation zu stellen sind. Sie werden westlich des Möslalmkogels von hellen, stark tektonisierten Dolomiten der Wetterstein-Formation abgelöst. Westlich des Möslalmkogels, auf 980 m Seehöhe an der neuen Forststraße zum Möslalmkreuz, liegen auf dem Wetter-

steindolomit monomikte Breccien und Sandsteine, die ausschließlich aus Wettersteindolomitkomponenten zusammengesetzt sind. Dieses kleine Vorkommen von mäßig bis schlecht sortierten Klastika mit nur undeutlicher Schichtung kann als Relikt einer Tertiärüberdeckung (Häring-Formation, Lengerergraben-Subformation) gedeutet werden. Die Quartärsedimente bestehen an den tieferen Hangabschnitten vorwiegend aus Eisrandkiesen und Schwemmkegeln, im höheren Teil größtenteils aus Grundmoräne (Komponenten aus Grauwackenzone, Zentralalpin, Permoskyth) mit erratischen Blöcken aus Zentralgneis. Unmittelbar unter dem Möslalmkogel befindet sich ein kleines Hochmoor.

Die Tektonik in diesem inntalnahen Bereich ist deutlich durch zwei Elemente geprägt. Eine NE-gerichtete Überschiebung trennt zwei Stockwerke, deren tieferes eine Schichtfolge von Gröden-Formation bis zum Wettersteindolomit aufbaut. Die schon von AMPFERER kartierten Karbonatgesteinsschollen am Westabhang des Möslalmkogels gehören zur Muschelkalkabfolge der Liegendscholle. Das Hangendstockwerk reicht vom Unteren Alpinen Buntsandstein bis zum Wettersteindolomit. Die durch jüngere Bruchtektonik (i.w. steile Abschiebungen bzw. Lateralverschiebungen mit N-Streichen) zerstückelte Überschiebungsbahn fällt gegen W hin ein.

Bereich Aukogel – Saukogel

Der gesamte Bereich nördlich der Linie Nieding – Saukogel – Stöcklalm mit dem Salvenmoser Kogel und dem Aukogel wird bis zum Talboden von unterpermischer Basisbreccie mit großer Mächtigkeit eingenommen. Sie besteht aus einem Wechsel von Schüttungskörpern mit vorwiegend dolomitischen Klasten aus dem Paläozoikum der Grauwackenzone in roter toniger Grundmasse und solchen mit überwiegend Klasten aus den Wildschönauer Schiefern. Eine Schichtung oder Bankung ist nicht entwickelt bzw. durch eine durchgreifende Schieferung verwischt. Die Schieferungsflächen fallen alle mittelsteil gegen S ein. Die scheinbar große Mächtigkeit ist wahrscheinlich durch eine vermutete Abschiebung des nördlichen Teils (Linie Saukogelalm – Foisching) bedingt. Dafür sprechen trotz der relativ monotonen Ausbildung der Breccie einerseits morphologische Aspekte, andererseits sind immer wieder steil N-fallende Brüche zu beobachten, die öfters entlang der vermuteten Abschiebung zu starker tektonischer Auflösung führen. Die Grenze zur Nördlichen Grauwackenzone stellt eine tektonische Linie von Nieding über die Stöcklalm dar, die am E-Hang des Salvenmoser Kogels gegen N umbiegt.

Das Quartär am Fuß des N-Hanges (Ausgang Steinerbach – Dengg) wird durch Moränen gebildet, die gekritzte Geschiebe aus den Tauern, der Grauwackenzone und wenig Permoskyth führen. Die Verflachungen Hölzlalm – Saukogel – Stöcklalm bzw. jene bei Foisching werden durch Moränenstreu bedeckt. Neben Geschieben und größeren Erratika aus Zentralgneis findet man vereinzelt Geschiebe aus Hornblendegarbenschiefen (Zillertal).

Im Steinergraben auf ca. 910 m Seehöhe stehen periglaziale Bändertone mit 2 bis 3 m Mächtigkeit an (tonig-schluffige Eisrandsedimente). Sie werden von Moränenresten überlagert. Im oberen Teil des Steinergrabens (ca. 1060 bis 1080 m, unmittelbar nördlich der Stöcklalm) wurden ebenfalls Eisrandsedimente aufgeschlossen. Diese kiesig-sandigen Sedimente sind relativ gut zementiert. Ihr Geröllbestand umfasst v.a. Kristallin (aus umgelagerter Moräne?) und Grauwackenzonegesteine. Die undeutlich entwickelte Schichtung zeigt leichtes NW-Fallen. Die Mächtigkeit dieses konglomerierten Schotterkörpers kann mit 20 bis 30 m geschätzt werden.

Siehe auch Bericht zu Blatt 120 Wörgl von H. Heinisch.