

Im Bereich der Autobahnraststation Eben ist eine obere Terrassenoberkante auf Höhe der Raststation Gasthof (ca. 900 m ü.A.) und eine untere Terrassenoberkante auf ca. 830 m ü.A. anzutreffen. Teile der oberen Terrasse sind auch am Südabfall zum Fritzbachtal im Bereich Schattau zu erkennen. Dabei sind auch interne Schrägschichtungen aufgeschlossen, die mit ca. 30° nach E (talauswärts)

einfallen. Ein mächtiger Schwemmfächer ist morphologisch im Bereich Naudegg erkennbar; dieser bedeckt den gesamten Bereich zwischen Naudegg, Reichel und Möslehen des oberen Schattbachtals.

Rezente Hangrutschungen kleineren Ausmaßes findet man vor allem in der steilen Südflanke des Gerzkopfes im Bereich Gsengwinkel und an der Westflanke der Platten.

Siehe auch Bericht zu Blatt 125 Bischofshofen von Ch. EXNER.

135 Birkfeld

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Strallegg-Komplex und im Grobgneiskomplex auf Blatt 135 Birkfeld

ALOIS MATURA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung in der Osthälfte des Blattgebietes gegen Süden bis etwa zur Linie Graimschlag (NE Birkfeld) – Gschaidwirt (SW Miesenbach) – Lehenberg (NW Pöllau) ausgedehnt und damit auch die Abgrenzung des Strallegg-Komplexes gegen E und gegen S genauer gefasst.

Die verschiedenen im Vorjahr beschriebenen lithologischen Ausformungen des Strallegg-Komplexes – kompakte Migmatitgneise, phyllitische bis phyllonitische Granatglimmerschiefer, Disthenquarzite – sind auch in dem nun kartierten Bereich zwischen dem Sattel beim Wh Kreuzwirt und dem Gschaidwirt-Sattel, also die Anhöhen des Zeiselecks, des Wachholz und des Schlofferecks und damit auch den südlichsten Bereich des Strallegg-Komplexes betreffend, entwickelt.

Verbreiteter als bisher bekannt sind die Einschaltungen von sog. Disthenquarzit, der nach den bisherigen Erfahrungen eigentlich petrographisch entsprechender als

Disthen-Sheridanit-Quarzit zu bezeichnen wäre oder für welchen als Formations-Bezeichnung etwa „Schloffereck-Formation“ vorzuschlagen wäre. Größere geschlossene Vorkommen dieser Art sind – neben jenem, bestens bekannten vom Steinbruch am Schloffereck – SW Wildwiesen, NW Miesenbach beim Gehöft Pichlbauer, weitere vom Wachholz nach SE herunter ziehend und am Zeiseleck zu finden. Auch auf der Wenigzeller Seite des Floisenkogels an dessen Fuß bei „In Bergen“ tritt diese Formation in mehreren Dekametern Mächtigkeit auf.

Bis auf die durch den Strallegg-Komplex eingenommenen Anhöhen ist der Hauptteil des weiten, nach SE gegen Pöllau geöffneten Talschlusses von Oberpräts aus eintönigem Grobgnais aufgebaut, örtlich von schmalen Leukophyllitonen durchschnitten. In den tieferen Bereichen wurde mit der Kartierung auch schon Glimmerschiefer aus dem Liegenden des Grobgnais erreicht.

Ebenheiten, vermutlich im Tertiär angelegte Felsterassen, sind, sowohl in der Miesenbacher Senke als auch in den bisher erreichten NW Ausläufern des Pöllauer Beckens entwickelt. Bei Miesenbach sind die Terrassen stufenartig angelegt mit Höhenunterschieden von 20 bis 40 m zwischen den Niveaus. Ähnliche Landschaftsformen habe ich auch in anderen Bereichen des Blattgebietes von 135 Birkfeld, wie etwa S Ratten und im Raume Wenigzell festgestellt.

143 St. Anton am Arlberg

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 143 St. Anton am Arlberg

KLAUS HEPPE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das ca. 40 km² große Arbeitsgebiet wird im Westen durch den Lech und im Osten durch das Bockbachtal begrenzt. Die südliche Abgrenzung stellt eine gedachte Linie zwischen Krabachspitze, Rüsispitze, Rüsikopf und der Ortschaft Lech dar. Die nördliche Kartiergrenze ist durch den Kartenrand gegeben. Die Geländeaufnahmen beschränkten sich in diesem Jahr auf die Bereiche nördlich des Höhenzuges Wösterhorn, Wösterspitzen und Krabachspitze.

Stratigraphie

Der Hauptdolomit ist das am deutlichsten hervortretende Gestein im nördlichen Teil des Kartiergebietes und tritt aufgrund seines harten und spröden Charakters als Gipfelbildner von Höllenspitze, Nördlicher und Mittlerer Wösterspitze auf. Der rhythmisch gebankte, laminierte und meist arenitische Dolomit zeigt mittel- bis dunkelgraue, teilweise ocker-farbene Schichtglieder, die aus der Distanz gesehen einen für den Hauptdolomit typisch streifigen Eindruck vermitteln. Im frischen Anschlag ist der fossilarme Hauptdolomit hellgrau und zuckerkörnig. Manche Zwischenmittel sind dunkler und zeigen eine leicht bräunliche Färbung. Die Schichtmächtigkeit schwankt von plattig bis dickbankig (2,5 m) und ist immer parallelgeschichtet.

Kössener Schichten treten zwischen Mittagspitze und Rappenspitze auf, wo sie bis über die Bockbachtalpe

nach Prenten ausstreichen. Die 30–40 m mächtige, größtenteils feinklastische Abfolge bildet zwischen den harten Schichten des Hauptdolomits und Rhätolias-Kalkes Senken mit einem durch kalkige Zwischenlagen ausgebildeten Kleinrelief. Der Übergang zwischen Plattenkalk und Kössener Schichten ist gleichmäßig und durch Abnahme des kalkigen und Zunahme des mergelig bis tonig-schieferigen Charakters gekennzeichnet. Besonders ausgeprägt ist ein 1,5–2 m mächtiges, kalkiges Zwischenmittel im schieferreichen Abschnitt der Abfolge. Im oberen Teil treten zunehmend wieder kalkige und bankige Schichten auf, in denen häufig faustgroße Korallenstöcke (Thecosmilien) zu finden sind. Innerhalb der dunklen Mergel sind Muschel- und Brachiopodenpflaster häufig.

An der Südlichen Wösterspitze ist der Rhätolias-Kalk aufgrund seiner geringen Verwitterungsanfälligkeit als Gipfelbildner vertreten. Angeschnitten durch den Lech bildet er nördlich von Stubenbach in Richtung Warth schroffe, steil abfallende Stufen. Weitere Aufschlüsse sind westlich der Tristeller Alpe, am Flussanschnitt des Lech zwischen Bodenalpe und Schwabwannentobel und im Bereich der Mittagsspitze zu verzeichnen. Der Rhätolias-Kalk der Rappenspitze zieht über die Bockbachalpe ins Tal bis zum Lech. Die Rhätolias-Kalke sind bankige bis massige, blaugrau bis mittelgrau verwitternde fossilreiche Karbonate, die im frischen Bruch eine hellgraue bis mittelgraue Farbe zeigen. Die Variabilität der Mächtigkeit ist auffällig. Am Lech, NE von Stubenbach, treten wesentlich mächtigere und vor allem massigere Abfolgen auf als am Rükopf und an der Südlichen Wösterspitze. Besonders im Bereich der Mittagsspitze zum Bockbachtal sind bankige Karbonate vorherrschend. Demzufolge scheint eine gewisse laterale Faziesdifferenzierung innerhalb des Rhätolias-Kalkes aufzutreten. Der Fossilinhalt ist divers und meist zertrümmert. Es treten vorherrschend größere Trümmer von Anthozoen sowie Kleinstdetritus von Lamellibranchiaten, Foraminiferen und Gastropoden auf.

Die auffälligen Unterlias-Rotkalken treten südlich der Südlichen Wösterspitze oberhalb des Friedrich-Mayer-Weges, an den Flanken des Kälbergümples, beiderseits der Rappenspitze und SE der Höllenspitze auf. Die geringmächtige Abfolge stellt aufgrund der intensiven Färbung einen guten Leithorizont zwischen Rhätolias-Kalk und Allgäuschichten dar. Morphologisch bildet er einen Übergang zwischen den harten Karbonaten des Rhätolias-Kalkes und den Allgäuschichten.

Allgäuschichten stehen in einem breiten Streifen östlich des Lech an der Steilkante zur Rappenspitze an und streichen jenseits des Kamms in Richtung Bockbachtal. Weitere Vorkommen sind nördlich von Stubenbach am Bösen Tritt, der Boden- und Göldebodenalpe, dem Schwabwannentobel und der Tristelleralpe zu verzeichnen. Südöstlich der südlichen Wösterspitze und in den Steilwänden des Kälbergümples zur Krabachspitze und Rüggele treten stark reduzierte Abfolgen der Allgäuschichten auf. Morphologisch bilden die weichen Allgäuschichten sanfte Verebnungen und Senken, aus denen sporadisch härtere Mittel die weitausgedehnten Alpgründe und Bergwiesen durchstoßen. Die ältesten anstehenden Einheiten zeigen eine typische Ausbildung mit eintönigen, feingeschichteten bis bankigen, schmutzig-braunen bis ocker-farbenen Mergelkalken und Mergelschiefern. Das Erscheinungsbild ist parallelgeschichtet und scheinbar unsequenziert. Innerhalb der Allgäuschichten konnten in manchen Aufschlüssen am Schwabwannentobel nördlich von Stubenbach und im Bockbachtal die auffälligen schokoladenbraunen, deutlich tonigeren Man-

ganschiefer der mittleren Allgäuschichten abgetrennt werden. Die Oberen Allgäuschichten sind lithologisch differenzierter. Es treten neben den Fleckenmergeln dickbankige, sparitische und teilweise kieselige Kalke auf. Im obersten Abschnitt sind sogar plattige Hornsteinschichten zu erkennen. Die Hangendgrenze zu den Radiolariten ist scharf und aufgrund der Verwitterungsresistenz der kieseligen Abfolge auch aus der Ferne gut auszumachen. Zwischen Krabachspitze und Südliche Wösterspitze treten violett-stichige Mergel und Mergelkalke mit Hornsteinführung auf. Die hornsteinreichen Allgäuschichten stellen eine Übergangsfazies zwischen der Schwellenfazies am Monzabongrat und der zunehmenden Beckenfazies im Kälbergümpel dar. Schroffe Grate und Steilkanten bilden die im Hangenden der Allgäuschichten anzutreffenden mehrere Meter mächtigen Radiolariten. Sie treten als Kuppe am Top der Schäferspitze und an der Steilkante von der Rappenspitze zum Bockbachtal auf. Der Radiolarit bildet cm- bis dm-mächtige, dünnbankige Schichten. Im frischen Anschlag können vereinzelt Radiolarien mit der Lupe als helle, kugelige Gebilde in einer krypto- bis mikrokristallinen, kieseligen Matrix erkannt werden. Der Kieselsäuregehalt schwankt innerhalb der Abfolge und führt zur Ausbildung von splittrigen Kieselkalken und kieselig-mergeligen Zwischenmitteln. Die Schichtflächen sind wellig und zeigen SiO₂-verheilte Risse.

Aptychenschichten treten mit den Radiolariten in einem breiten, stark tektonisierten Streifen am Wösterhorn, Schäferköpfe und Rappenspitze auf. An der Rappenspitze biegt die Schuppenzone nach E um und schneidet das Bockbachtal zwischen Großbach und Äpele. Morphologisch bildet die kalkige Formation anhaltende Steilstufen und Felsrippen aus. Die Aptychenschichten bestehen aus einer Abfolge von cremefarbenen, plattigen bis bankigen und mikritischen Kalksteinen und Mergelkalken, die häufig mit kalzitisch verheilten Klüften im mm-Bereich durchsetzt sind. Zwischen den Kalksteinen treten dunkel-braune bis schwarze, dünnhäutige, tonige Mittel auf, die bei intensiver Verfallung ausgeschmiert sind. Die basale Schichtabfolge entwickelt sich auf wenigen Metern mit grünlich bis rötlichen Kalken und Mergeln aus den Radiolariten. Zwischen Wösterhorn in Richtung Osten werden die Aptychenschichten mergeliger und bekommen eine hellbraune bis schmutzigbraune Färbung. Die Morphologie wird zunehmend weicher und die Grenze zu den Kreideschiefern ist kaum noch zu erkennen.

Aufschlüsse der im Bericht 1998 beschriebenen Kartiereinheit Jura-Unterkreide in Schwellenfazies treten am Monzabongrat und der Südlichen Wösterspitze auf. Im Sommer 1999 konnte eine Zunahme der Beckenfazies in Richtung NE zum Kälbergümpel erkannt werden. Hier stehen in unterschiedlicher Ausbildung eine geringmächtige Abfolge von differenzierbaren Allgäuschichten, Radiolariten und Aptychenschichten an. Die Lechtaler Kreideschiefer stellen die jüngste mesozoische Einheit des Kartiergebietes dar. Sie bilden aufgrund ihres tonigen bis mergeligen Charakters eine weiche Morphologie in Gestalt von Verebnungen und Senken aus. Die Formation ist weit verbreitet und tritt am Ochsenzümpel in Richtung Rauher Kopf, zwischen Krabachspitze und Südlicher Wösterspitze sowie zwischen Wösterhorn und Wöstersattel, am Großbach und im Bockbachtal auf. Auffällig ist die Verwitterung der klastischen Abfolge in feinen schieferig-plattigen Detritus, der oftmals in Halden angehäuft ist. Es handelt sich um dunkelgraue, mitunter schwarze Mergel und Tonschiefer mit einer gele-

gentlich griffeligen Ausbildung. Die in den Mergeln auftretenden Glimmer verleihen ihnen einen seidigen Glanz. Besonders in den unteren Partien sind mittelkörnige, wenige Zentimeter mächtige, Quarz führende Kalkarenite eingeschaltet. An der Ostflanke des Rauher Kopf tritt 10–12 m unterhalb des Hauptdolomits der Inntaldecke auf 2330 m Höhe ein 70x30 cm großer, gebankter Hauptdolomit-Block (Olisthostrom?) innerhalb einer tonig-schieferigen Abfolge auf.

In den Sommermonaten 1999 wurde besonderer Wert auf die Kartierung des Quartärs gelegt. Die Einteilung erfolgte in pleistozäne Moränen sowie holozäne Hangschuttkegel, Hangschutt, Blockschutt, Terrassenschotter, Seetone, Muren- und Bachschuttkegel.

Tektonik

Der Baustil des Kartiergebietes ist im Wesentlichen durch eine nach SW einfallende Rampe der Allgäudecke kontrolliert worden, die schon während der Überschiebung der Braunarispitz- (Wösterspitz)- und Allgäuer-Hauptkamm-Schuppe angelegt worden war und eine Internverschuppung der auffahrenden Lechtaldecke zur

Folge hatte. Die Überschiebung erfolgte aus südöstlicher Richtung und führte zu einer Schuppenzone im frontalen Bereich der Rampe und zu einem einfachen Sattel bei Lech. Der basale Schrägschnitt der triassischen und jurassischen Schichtglieder von der Höllenspitze zur Göldebodenalm ist durch die Überschiebung der Lechtaldecke aus SE über die nach SW abtauchende Allgäudecke zu erklären. Die hier vertretene Grenzführung der Allgäu- zur Lechtaldecke ist im untersuchten Gebiet heftig umstritten und führte in der Literatur zu den unterschiedlichsten Vorstellungen. Erst die Untersuchungen von TOLLMANN in den 70er Jahren ergaben einen Vorschlag, der durch eigene Beobachtungen nachvollzogen und unterstützt werden kann. Als höchste deckentektonische Einheit wurde schließlich die Rüfispitz-Deckscholle als Teil der Inntaldecke im SE des Kartiergebietes abgetrennt. Hier zeigt sich eine Überschiebung von Hauptdolomit auf die weichen Sedimente der Lechtaler Kreideschiefer. Die im Bericht 1998 vermutete Ausbildung einer großräumigen Duplex-Struktur im Raum Lech – Warth konnte im Sommer 1999 durch die Kartierung der nördlichen Gebiete bis zur Höllenspitze unterstützt werden.

148 Brenner

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Quartär des Obernbergtales auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In dem obersten Teil des Obernbergtales, unter dem Portjoch, in einer Höhe von 1600–1800 m sind kleinere Vorkommen von gering mächtigen Moränendecken erhalten. Sie bestehen aus Schutt und Felsblöcken, die bis zu mehreren Metern Größe erreichen. Stellenweise bilden sie niedrige, langgezogene Wälle, die Seitenmoränen sehr ähnlich sind. In den Kesseln unter dem Portjoch und dem Grubenkopf, in einer Höhe von ungefähr 1900–2050 m, haben sich niedrige und kleinräumige Wälle aus Grundmoräne erhalten.

Spuren einer viel intensiveren spätglazialen Vergletscherung sind in den südöstlichen Tälern, oberhalb von Kaserwald und in der Umgebung des Obernbergersees sichtbar. Der Talgrund ist dort mit Felsblöcken von einem Durchmesser bis zu über 10 Meter bedeckt. Das Blockwerk erstreckt sich in der Umgebung des Obernbergersees von einer Höhe von etwa 1800 m, bis zur Umgebung der Berghütte (ca. 1450 m). Die Felsblöcke stammen aus den Hängen des Tales. Infolge von Bergstürzen, wahrscheinlich aus den Wänden der Allerleigrube und des Geierskragens (2309 m), kamen diese Blöcke auf der Oberfläche des Gletschers zu liegen, der sie dann talabwärts beförderte. Nach dem Abschmelzen des Eises wurden die Felsblöcke auf dem Talgrund, wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, abgelagert. Das viele Wasser, das infolge des Abschmelzens der Gletscher frei wurde und die Felsspalten und die Verwitterungsdecke erfüllte, begünstigte periglaziales Frieren und somit die Entstehung der ausgedehnten Bergstürze. Ähnliches Blockwerk aus dieser Periode ist aus der polnischen Westtatra („Wantule“ in Mala Laka Tal) bekannt.

Der oberste Teil des Obernberger Gletschers, der oberhalb des heutigen Obernbergersees lag, war länger aktiv als der untere Teil. Viele der erwähnten Felsblöcke wurden durch diesen Gletscher am Fuße der Ostabhänge des Kleinen Tribulaun in einer Höhe von etwa 1500 m gelagert. Der Form nach handelt es sich um etwa 40–80 m hohe Endmoränenwälle. Der mittlere und der nördliche Wall stauen das Wasser aus dem Tal, wodurch der Obernberger See entstand. Es existiert auch die Meinung, dass diese Wälle durch Bergstürze aus dem Kleinen Tribulaun entstanden. Die Hauptmasse der Felsblöcke, aus denen die Wälle aufgebaut sind, stammt jedoch nicht aus dem Kleinen Tribulaun, sondern aus dem erwähnten südöstlichen Teil des Obernbergtales.

Spuren der späten Würmeiszeit haben sich auch in den Tälern erhalten, die vom Süden ins Obernbergtal münden. Auf der Karalm ist in einer Höhe von 1740–1770 m ein deutlicher Wall einer Endmoräne zu sehen. Ein anderer, mehr abgeschwemmter Wall befindet sich in einer Höhe von etwa 1780–1800 m. Der obere Teil dieses muldenförmigen Tales ist mit Schutt bedeckt, der infolge der gegenwärtigen periglazialen Prozesse schön ausgeprägte Girlanden und Schutfächer bildet.

Im Griessenbachtal reichte der Gletscher bis zur Umgebung der Almhütten auf der Niederbergeralm (ca. 1740–1780 m). Dort hinterließ er eine Endmoräne, die jetzt schon stark erodiert ist. Oberhalb dieser Moräne ist der Talgrund mit postglazialen Schutt und Felsblöcken bedeckt.

Der Grund des mittleren Teiles des Obernbergtales (in der Umgebung von Obernberg), der reich an schön erhaltenen Kameshügeln ist, wurde im Bericht für das Jahr 1998 beschrieben.

Unterhalb von Obernberg gibt es in diesem Tal weder Moränen noch Kames. Der linke (nordwestliche) Abhang weist zwei Niveaus von Eisrandsedimenten auf. Das obere Niveau hat die Form eines ausgedehnten Streifens Schutt mit leicht abgerundeten Blöcken, in der Umge-