©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dabei handelt es sich um feinkörnige dunkle Quarzsandsteine im Wechsel mit Mergellagen. Die Bankungsdicke der Lithologien lässt sich aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse nicht genau bestimmen (im Bach bei Sulz im dm-Bereich). Inmitten der Rossfeld-Schichten wurden entlang der Straße exotische Quarze gefunden. Diese gut gerundeten Quarze (Lesesteine im Boden) wurden den Losensteiner Schichten zugeordnet.

Bei den quartären Ablagerungen sind Rutschtendenzen im Bereich von Lugerreith und südlich des Luger Baches erwähnenswert. Im westlichen Teil des Gebietes bei Lugerreith, und zwischen Sulz und der Luger Berghütte sind massive Blockstürze vorhanden. Außerdem sind Schwemmfächer (im zentralen Teil) und Flussterrassen im Osten des Kartiergebiets vorhanden.

Tektonik

Die Lunzer Decke ist gekennzeichnet durch regelmäßige SW-NO-streichende Schichten. Auch beim Einfallen variieren die Werte nicht sehr stark (Mittelwert 130/50). Es sind wenige interne Faltungen festgestellt worden.

Das Gebiet ist geprägt durch die Überschiebung der Lunzer Decke auf die Frankenfelser Decke. Die Deckenbahn verläuft entlang des Luger Baches in SW-NO-Richtung.

Prägendes Strukturelement im westlichen Teil des Gebietes ist eine nach SW eintauchende Jura-Mulde (Sulzmulde). Die Südflanke im westlichen Teil der Mulde ist bis in den Muldenkern komplett erhalten. Die Nordflanke hingegen wurde vermutlich durch den Schnabelberg-Dolomit, der in inverser Lagerung im Südflügel der Schnabelberg-Mulde im Norden des Gebietes breit ausstreicht, gestört. Aufgrund diverser Transpressionsbewegungen wurde die Nordflanke lateral nach Süden verschoben, sodass im Bereich des Muldenkerns (im östlichen Teil) direkter Kontakt zwischen den Bunten Jura-Kalken der Nord- und Südflanke vorherrscht. Die Südflanke wurde während der Transpressionsbewegungen sehr steil gestellt.

Die Schichten (im Hauptdolomit) der Frankenfelser Decke im zentralen Teil des Gebiets nördlich des Luger Bachs fallen hauptsächlich gen Nordosten bzw. Osten ein. Innerhalb der Dolomitbänke lassen sich entlang der Aufschlüsse mehrere interne Faltungen erkennen. Einfallswinkel und Einfallsrichtung variieren stark. Teilweise lässt sich ein umlaufendes Streichen erkennen. Diese Beobachtungen weisen auf komplizierte tektonische Ereignisse hin. Der Hauptdolomit der Sulzmulde setzt sich aufgrund seiner hohen Mächtigkeit bis in den Osten des Kartiergebiets fort. Die Sulzmulde wird im Norden durch die Schnabelbergmulde gestört. Diese Störung setzt sich vermutlich in östlicher Richtung fort und verursacht tektonischen Kontakt zwischen zwei Hauptdolomiteinheiten. Der Kontakt bzw. die Störung ist an einigen Stellen im östlichen Teil des Kartiergebietes durch tektonisch überprägte Dolomite charakterisiert.

Nahe der Ostgrenze des Kartiergebiets im Norden des Luger Baches sind Einheiten der Schrambach-Formation und der Bunten Jura-Kalke vorfindbar. Das Einfallen der Bunten Jura-Kalke (knollige, rötliche Kalke) beträgt 220/40°. Beide Einheiten wurden vermutlich während der Transpressionsbewegungen zerschert und dorthin verschuppt.

Blatt 114 Holzgau

Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vilsalp-, Strinden- und Birkental auf Blatt 114 Holzgau

Katrin Büsel & Susanne Brandstätter
(Auswärtige Mitarbeiterinnen)

Die Kartierung erfolgte zwischen Juli und November 2009 und umfasste die stratigraphische und tektonische Aufnahme mit besonderem Augenmerk auf den Verlauf der Deckengrenze zwischen der Lechtal-Decke (LD) und der Allgäu-Decke (AD). Diese zieht sich an der südlichen Grenze des Untersuchungsgebietes entlang, begleitet von Schollen, die sich von der LD ablösten und als Scherkörper, sogenannte slices, in die AD eingeschuppt wurden.

Weiters wurden quartäre Sedimente und Massenbewegungen aufgenommen. Auch einige Quelldaten wurden erhoben.

Topographie

Das kartierte Gebiet liegt am Nordende von ÖK 114 Holzgau, im Tannheimer Tal, und bildet den nördlichsten Teil der Allgäuer Alpen. Es wird im Westen vom bewaldeten Höhenzug des Roßbergs (1753 m) und von den schroffen Gipfeln des Gaishorn (2249 m), Rauhhorn (2240 m) und des Kugelhorn (2126 m) begrenzt, über welche zugleich die Staatsgrenze mit Deutschland verläuft. Die südliche Grenze verläuft entlang der Hochlagen des hintersten Vilsalptales zwischen dem Schrecksee (1802 m, Allgäu, Deutschland), dem Kastenkopf (2135 m), der Kalbleggspitze (2000 m) im Westen sowie der Steinkar- (2130 m) und Lachenspitze (2126 m) bei der Landesberger Hütte im Süden bis zu den Krottenköpfen (2180 m) und der Leilachspitze (2274 m), der höchsten Erhebung des Kartierungsgebietes und der gesamten nördlichen Allgäuer Alpen. Somit bildet der westliche Talabschnitt des Birkentales mit den ausgedehnten Karen des Gappenfelder Notländ und dem Weißenbacher Notländer Kar die südöstliche Ecke des Gebietes. Über den Litnisschrofen (2068 m), die Gräner (1714 m) und Nesselwängler Ödenalpe (1672 m) verläuft die Gebietsgrenze im Osten bis in das Tannheimer Tal, welches im Norden das Gebiet umschließt.

Das trogförmige Vilsalptal ist ein großes Seitental des Tannheimer Tales, welches bei Tannheim (1097 m) von Süden eben einmündet. Sowohl südlich vom Ortsteil Schmieden als auch im Bereich zwischen dem Vilsalpsee (1165 m) und dem Bärgacht genannten Talschluss ist es mit Bergsturzmassen aufgefüllt. Der Abschnitt dazwischen ist von Murschuttfächern und Hangschutt dominiert, wobei der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

vom Gappenfeldbach aufgeschüttete Kegel den Vilsalpsee aufstaut. Hingegen mündet das Strindental weiter östlich in Form eines kerbförmigen Hängetales bei Haldensee (1130 m) in das Tannheimer Tal. Der Strindenbach überwindet den nördlichsten Abschnitt in einer Klamm, an dessen Ausgang sich ein Schwemmfächer ausbreitet, der den Haldensee (1124 m) an dessen Westseite aufstaut.

Das Birkental verläuft von Gaicht (1117 m) im Tannheimer Tal nach Westen, wo der Talschluss, ein großer, flacher mit Moränenwällen bedeckter Karboden – das Gappenfelder Notländ – von der Leilachspitze und den Krottenköpfen im Süden und der Lachenspitze im Westen umschlossen wird. Das Tal ist im Westabschnitt zur Gänze in Gesteine der Raibl-Gruppe und des Hauptdolomits der LD eingetieft. Die umgebenden, schroff ausgebildeten Gipfel sind spärlich bewachsen und von reichlich Hangschutt umgeben und heben sich von den sanften und rundlichen, von dichter Vegetation bedeckten Formen der AD nördlich davon deutlich ab.

Lithologien

Reichenhall-Formation

Sie kommt an der Basis von Scherkörpern der hangenden LD („slices“) vor, welche in die AD eingeschuppt wurden. Das auffälligste und älteste Schichtglied sind die orangebraun gefärbten Rauwacken, die an der Nordost-, Nordwest- und Südseite des Neunerkopfes (1784 m) zwischen 1680 und 1720 m Höhe auftreten. Zwei weitere, kleinere Aufschlüsse liegen an der Südseite auf 1730 m Höhe und am Steig vom Vogelhörnle (1882 m) zur Usseralpe (1640 m) auf ca. 1650 m Höhe. Auch im zweiten Graben nördlich der Sulzspitze (2084 m) sowie am Grat über der Schmiedener Sulz kommen ockerbraune, Muschel führende Rauwacken im Liegenden des Virgloriakalkes (Alpine Muschelkalk-Gruppe) vor.

Alpine Muschelkalk-Gruppe

Die Gesteine der Alpinen Muschelkalk-Gruppe (Steinalm-Formation, Virgloria-Formation) kommen nur in den eingeschuppten slices aus LD in der AD vor.

Steinalm-Formation

An der Westseite des Neunerkopfes und des Vogelhörnle ist der Alpine Muschelkalk in Form von hervorwitternden Felsnasen (versetzte Schollen) bis in den Talschluss des Usseralptales auf ca. 1700 m Höhe zu verfolgen, wobei die einzelnen Felsrippen gegenseitig versetzt sind. Der südlichste Felskopf besteht aus hellgrauem, spätigem Steinalmkalk.

An der Basis des Gipfelaufbaues der Sulzspitze liegt ein leicht verfalteter, dünnbankiger bis massiger Kalk, der Radiolarien und vereinzelt Crinoiden, aber keine Hornsteine führt; diese Gesteine sind vermutlich zur Alpinen Muschelkalk-Gruppe zu zählen.

Virgloria-Formation

Der gesamte Gipfelbereich des Neunerkopfes ist aus Virgloriakalk aufgebaut. Der blaugrau anwitternde Kalk ist von hellockerfarbenen Mergellagen durchzogen und weist knollig-wellige Bankungsflächen auf. Vereinzelt sind mm-große Crinoidenbruchstücke zu sehen. Zwischen Sulzspitze bzw. Strindenscharte im Süden und dem Lochgehrenkopf im Norden liegen weitere Aufschlüsse von hellgrauem oder bläulich-grauem Virgloriakalk mit hervorwitternden Crinoiden und/oder Hornsteinen. Die darin vorkommenden Wühlgänge in Form von Flecken aus hellocker gefärbtem Mergel lassen diese Lithotypen auch als „Wurstelkalke“ ansprechen. Weiters ist dieser Gesteinstyp häufig von schwarzen Stylolithen durchzogen. Vielfach zeigt der Virgloriakalk Verkarstung in Form von Karren.

Raibl-Gruppe

Schichten der Raibl-Gruppe treten an der Basis der LD auf. Sie begleiten die basale Scherzone an der Deckenüberschiebung der Lechtal- auf die Allgäu-Decke. Im Gelände auffällig ist die hellbraun anwitternde, löchrige Rauwacke.

Im Norden und Osten des Kastenkopfs (1890 m), westlich und südöstlich der Kastenalpe sowie am Sattel zwischen Roter Spitze und Steinkarspitze befinden sich kleine Aufschlüsse aus Raibler Rauwacke. An der N-Seite der Kalbleggspitze sind Karbonate in Form von hellbeigen und schwarzen, kolkig-löchrig anwitternden Breccien, die sowohl massig als auch gebankt auftreten, aufgeschlossen. An einer Stelle ist eine Linse aus schwarzem Ton eingeschaltet.

Nördlich und südlich der Strindenscharte sowie am Südhang des Litnisschrofen auf 1830 m Höhe ist hellbraun und löchrig anwitternde Rauwacke, einmal in Form einer Doline mit rund 1 m Durchmesser, anzutreffen. Karbonatisch (Kalke/Dolomite) ausgebildete Raibler Schichten sind auf 1880 m an der E-Seite der Sulzspitze über der Strindenscharte anzutreffen.

Die ausgedehntesten Vorkommen von Raibler Schichten gibt es im Südosten der Schochenspitze. Hier bauen Rauwacken, z.T. grobe Brekzien, oolithische Kalke und mürbe Dolomite den Ostgrat bis in eine Höhe von 2020 m Höhe auf und gehen nach S zur Lachenspitze ungestört in das stratigraphisch Hangende des Hauptdolomits über.

Hauptdolomit (LD)

Am Grat zwischen Schochen- und Lachenspitze ist der stratigraphische Übergang aus Raibler Karbonaten in den Unteren Hauptdolomit in Form von ocker und braun anwitternden Dololaminiten bis fein geschichteten Bänken mit starkem bituminösem Geruch zu beobachten. Der mächtige Bergstock der Leilachspitze ist vollständig aus Hauptdolomit aufgebaut, wobei die Mächtigkeit über 700 m beträgt, sofern es keine größeren Schichtverdoppelungen gibt. Im höheren Teil des Steilabbruchs in das Birkental erkennt man eine gewisse Zyklizität in der Schichtung, die durch dickere, hell anwitternde Bänke hervorsticht. Diese Bänke sind für den Oberen Hauptdolomit („Weißbankfolge“) typisch.

Der Hauptdolomit im Birkental ist als graubrauner, splittrig brechender Dolomit, oft mit bituminösem Geruch ausgebildet. Er tritt auch feinkristallin mit grauen Farbtönen auf. Die Bankung ist stets gut zu erkennen.

Der Bach, welcher vom Sattel zwischen Roter Spitze und Steinkarspitze zur Kastenalpe fließt, ist in kakiritisch zerlegten Hauptdolomit eingetieft. Neben einigen Blöcken und dm-großen Klasten ist das Gestein zu feineren Korngrößen zerlegt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hauptdolomit (AD)

Meist tritt der Hauptdolomit als unterschiedlich grau und braun anwitterndes, massiges bis gut gebanktes Gestein auf, welches stellenweise Stromatolithen zeigt. Die Bankungsflächen sind eben bis leicht gewellt. Sowohl dolomitische Mud- als auch Grainstones und feinkristalline Dolomite sind unter der Lupe zu erkennen. Vereinzelt ist der Hauptdolomit von schwarzen Stylolithen durchzogen.

An der Mündung des Strindentales orographisch links und am Fahrweg zur Usseralpe sind zwischen den cm- bis 0,5 m mächtigen Karbonatbänken mm-cm-mächtige Lagen aus grünem Tonstein eingeschaltet.

Der Aufschluss bei der Grotte in Tannheim/Geist besteht aus dm-mächtigen, hell- und dunkelgrau anwitternden Kalk- und Dolomitbänken. Wegen dem hohen Anteil an Kalkbänken handelt es sich vermutlich um Oberen Hauptdolomit bzw. um den breiten Übergang zum stratigraphisch hangenden Plattenkalk.

An der Ostseite des Litnisschrofen und westlich des Gipfelbereiches handelt es sich durchwegs um deutlich gebankten, unterschiedlich grau anwitternden Dolomit, der kataklastisch zerbrochen ist.

Plattenkalk (AD)

Auf einer Höhe von ca. 1400 m am Fahrweg zur Usseralpe liegt cm-dm-mächtiger, meist eben gebankter und von Stromatolithen durchzogener, hellgrau anwitternder, cm-dm-mächtiger Plattenkalk mit bituminösem Geruch. Mergellagen treten nur vereinzelt auf. Einige Bankungsflächen weisen ein durch Bioturbation entstandenes, eierkartonartiges Muster auf. Dieses ist auf Wühlgefüge zurückzuführen, die im Plattenkalk generell häufig vorkommen.

Bei den Aufschlüssen aus Plattenkalk an der Nordostseite der Krinnenspitze am Fahrweg zwischen 1300 und 1380 m Höhe handelt es sich um plattige bis flaserige Karbonatbänke in Wechsellagerung mit mm-cm-mächtigen Lagen aus schwarzem Tonstein. An manchen Stellen treten die Tonsteinlagen zugunsten mächtigerer Karbonatbänke zurück, die häufig Stromatolithen aufweisen und auch stark verkieselt sein können.

Kössen-Formation (AD)

Die Kössen-Formation ist als Wechsellagerung von m-mächtigen schwarzen Schiefertonen und wellig gebankten, gelblich anwitternden, cm-dm-mächtigen Karbonatbänken ausgebildet. Die Schichten zeichnen sich durch eine reichhaltige Fossilführung aus. Häufig zu beobachten sind Bivalven, Gastropoden und Korallen (Aufschluss am Südwestende des Vilsalpsees).

In tieferen Lagen des Tales zwischen Gais- und Rauhhorn (Talausgang und Seitenbach orographisch links auf 1340 m) sind dunkelgraue Kalkbänke aufgeschlossen.

Einschaltungen aus dickbankigen Kalkbänken, die im Anschlag heller und als grobe kalkige Grainstones ausgebildet sind, zeigen die Verzahnung mit Oberrhätkalk an.

Oberrhätkalk (AD)

Zwischen Roßberg und Oberer Roßalpe sowie auf der Feldalpe steht bläulich-grauer und gelblich anwitternder, lagenweise sehr fossilreicher, abwechselnd gut gebankter und massiger Oberrhätkalk an.

An der Nordseite der Krinnenspitze und im Südwesten des Vilsalpsees ist Oberrhätkalk in Form von massigen, hellgrau anwitternden Karbonatbänken in Verzahnung mit schwarzen Tonen der Kössen-Formation anzutreffen.

Allgäu-Formation (AD)

Aufgrund der komplizierten tektonischen Verhältnisse ist eine Unterscheidung von Unteren und Oberen Allgäu-Schichten nicht immer durchzuführen. Hingegen lassen sich die Mittleren Allgäu-Schichten (Manganschiefer) aufgrund ihrer metallisch glänzenden Farbe leicht ausscheiden. Sie sind bei der Bergstation der Vogelhornbahn, am Steig zur Nesselwängler Ödenalpe auf der Höhe von 1518 m und am Fahrweg zur Gappenfeldalpe auf 1900 m Höhe aufgeschlossen.

Die Lithologie variiert stark: Sie reicht von teilweise Silt führenden Tonsteinen über glänzende Schiefertone, Mergel, mergelige Kalke zu gut gebankten, mit Stylolithen durchzogenen, dunklen Kalken. Braun-graue, mergelige Kalke mit zahlreichen schwarzen Bioturbationsflecken sind typisch für die Formation. Auch eine massige Bank aus hellbeigem, grobspätigem, Crinoiden führendem Kalk zählt dazu. Im Osten der Schmiedener Sulz, an der Nordseite der Blässe und nördlich vom Kastenkopf dominieren verkieselte und verfaltete Kalkbänke der Oberen Allgäu-Schichten.

Schiefer, ausgelängte charakteristische Flecken, Falten und mit Kalzit verheilte Klüfte sowie das Zerbrechen entlang von Kluftflächen weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung dieser Gesteine hin.

Ruhpolding-Formation (AD)

Diese Formation ist aufgrund ihrer schwarzen, weinroten und dunkelgrünen Gesteinsfarben der vorherrschenden Radiolarien-Chertbänke und der scharfkantigen, kleinstückigen Verwitterung leicht zu erkennen. Südlich der Gappenfeldscharte sind zwischen kieselige (Radiolarien führend) Bänke einzelne Karbonatbänke eingeschaltet.

Ammergau-Formation (AD)

Das Gestein, welches in der Literatur als Wechsellagerung aus cm-mächtigen, mikritischen Kalken und schwarzen Tonsteinen beschrieben ist, stellt sich im Untersuchungsgebiet aufgrund tektonischer Überprägung meist dünnbankig bis flaserig mit welliger oder knolliger Bankungsfläche dar. Die Tonlagen sind zu Tonrückständen in Stylolithenfugen reduziert. Dennoch haben die dichten, mikritischen Kalke ihren porzellanartigen Bruch behalten und sind reich an Radiolarien, die unter der Lupe leicht erkennbar sind.

Die Kalke weisen eine helle, bläulich-graue Verwitterungsfarbe auf. Am Übergang zur Ruhpolding-Formation, z.B. nördlich der Schochenspitze, variiert die Farbe zwischen Blau und Rot und zahlreiche Hornsteine wittern hervor.

Beim Schrecksee ist die Ammergau-Formation zu massigem Kalk amalgamiert, welcher von weißen Kalzitadern und Stylolithen durchzogen ist. Dieser Kalk ist zu Karren verkarstet.

Tannheim-Formation (AD)

Am Osthang zwischen Blässe und Schochenspitze und südlich der Gappenfeldscharte sind die Schichten der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tannheim-Formation breit aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um vorwiegend dunkelgraue, bisweilen auch grüne und rötliche, feingeschichtete bis blättrige Tonsteine und Mergel mit Glimmerstreu und Siltlagen, in welche dünne Kalklagen eingeschaltet sind. Oftmals lassen sich Lamination, Rippelstrukturen oder Tempestitlagen beobachten. Diese Gesteine gelten als mechanisch inkompetent und sind dementsprechend stark geschiefert und zerschert.

Losenstein-Formation (AD)

Die feinen bis groben Sandsteine und Konglomerate mit bis zu faustgroßen, gut gerundeten Geröllen mit kalkalpinen und vielen exotischen Geröllen (Vulkanite, Plutonite und Metamorphite) sowie Chromspinell und Serpentin in der Mineralfraktion sind stark klastisch geprägt. Ihre Zusammensetzung deutet auf Schüttungen aus ferneren Gebieten und tektonischen Stockwerken, u.a. aus Bereichen mit ozeanischer Kruste, hin. Sie lassen sich leicht von den feinerklastischen, tonig-siltigen Tannheimer Schichten und den umgebenden Karbonatgesteinen unterscheiden. Die Tannheimer und die Losensteiner Schichten kommen ausschließlich in der AD vor; die etwa gleichaltrigen bzw. jüngeren Lechtaler Kreideschiefer und Branderfleckschichten sind auf die LD und ihre randalpinen Schuppen beschränkt (GAUPP, Zitteliana, 8, 1982; ORTNER & GAUPP, Geo.Alp, 4, 2007).

Tektonik

Der nordwestliche Teil des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich der AD, der südöstliche Teil im Bereich der LD. Die Deckengrenze zwischen AD im Liegenden und der aus Süden überschobenen LD aus nach S und SE einfallenden Schichten der Raibl-Gruppe und des Hauptdolomits bildet den Bergrücken zwischen Kastenkopf im Westen und Lachenspitze im Osten. An deren Nordgrat greift sie nach Norden bis an die Südostseite der Schochenspitze vor, umrandet den Kessel südlich der Gappenfeldscharte und steigt zur Strindenscharte hin an. Weiter lässt sich die Überschiebungsbahn an der Nordwestseite des Litnisschrofen zur Gräner Ödenalpe verfolgen.

Generell ist die stratigraphische Abfolge in der liegenden AD aufgrund der duktilen Überformung an der Deckengrenze durch komplexe gegenseitige Verschuppungen wie z.B. im Südwesten der Oberen Strindenalpe und im Osten der Strindenscharte stark gestört. Die Gesteine sind intensiv verfaltet und/oder geschiefert und ausgewalzt. Auch wurden triassische Gesteine der hangenden LD als slices (das sind von der Hangendscholle abgelöste Scherkörper) in die liegende AD eingeschuppt bzw. eingespießt. Dieser Deformation ist vermutlich eine Verfaltung beider Decken und damit der Deckengrenze mit Bildung von überkippten N- bis NNE-vergenten Faltenstrukturen vorausgegangen. Ob die Verschuppungen zwischen der Lechtal- und der AD bereits während der Deckenbildungen in vorgosauischer Zeit (eoalpine Phase) angelegt oder erst im Zuge der tertiären Überprägungen/Überschiebungen zustande kamen, muss noch geklärt werden.

Die jüngsten Einheiten der AD, die Tannheim- und Losenstein-Formation, wurden synorogen abgelagert und bilden das jüngste Schichtglied der AD. Zumeist sind nur keilförmige und im unmittelbar Liegenden der LD eingeklemmte Reste davon erhalten. Während der Deckenüberschiebung wurden beide Schichtglieder aufgrund ihrer mechanischen Inkompetenz stark geschiefert und zerschert.

Charakteristisch für den Aufbau der AD im südlichen Bereich (nördlich der Deckengrenze) sind W-E- und SW-NE-streichende, NW-vergente isoklinale Faltenstrukturen. Aus dem Westen lässt sich über den Schrecksee bis zur Schochen- und Sulzspitze die sogenannte „Allgäuer Hauptmulde“ älterer Autoren mit Tannheim- und Losenstein-Formation im Kern verfolgen. Die Faltenachse der großen Synklinalstruktur ist selbst wieder in NE-SW-Richtung (mit NW-SE-streichenden Achsen) verfaltet.

Nördlich daran schließen sich weit geöffnete Faltenstrukturen und mehrere Schuppen an. Das tief eingeschnittene Vilsalptal, das vermutlich entlang einer Störung angelegt ist, bildet an dessen südlichem Ende das Bärgacht-Halbfenster. Zwischen Bärgacht im Süden und der Weltlingalpe im Norden zeichnet sich die AD östlich des Tales durch Verfaltung aus, im Westen hingegen sind die NW-vergenten Falten durchgeschert, wie inverse Abfolgen belegen, sodass die Faltenschenkel als Schuppen vorliegen. An die am Kugelhorn gut erkenntliche Antiklinalstruktur schließt sich im Norden die invers gelagerte Vilsalpsee-Schuppe an, die am Westufer des Vilsalpsees als südfallende Abfolge aus Kössen-Formation, Oberrhätkalk und Allgäu-Formation (von S nach N) aufgeschlossen ist. Diese überlagert den Hauptdolomit der weiter nördlich gelegenen Gaishorn-Schuppe. Im Tal westlich der Weltlingalpe beißt die Überschiebungsfläche der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe aus, welche auf die Vilsalpsee-Schuppe aufgeschoben ist.

Der lithologische Aufbau der AD im Gebiet der Blässe besteht aus einer aufrechten, großräumig verfalteten Abfolge von Allgäu-, Ruhpolding- und Ammergau-Formation, die über den älteren Schichten des Bärgacht-Halbfensters liegt. Verfolgt man das Ausbeißen der markant rot und grün gefärbten Ruhpolding-Formation an der Ost- und Westseite des Rückens zwischen Blässe und Schochenspitze, erkennt man eine Kofferfalte (Blässe-Antiklinale), die im Westen weiter geöffnet ist als im Osten.

Wie die Strukturen auf der West- und Ostseite des Vilsalptales genau zusammenhängen, muss erst durch weitere Geländeaufnahmen geklärt werden.

Im nördlichsten Abschnitt des untersuchten Gebietes zieht aus Westen über die Feldalpe und den Roßberg westlich von Tannheim, den tieferen Teil des Neunerkopfes und weiter bis an die Südseite des Haldensees die W-E-streichende große Ponten-Antiklinale (im beschriebenen Gebiet wäre Roßalp- oder Älpele-Antiklinale eine bessere Bezeichnung). Ihr Südschenkel ist im Gebiet der Oberen Roßalpe / Feldalpe sekundär verfaltet und wird von der Gaishorn-Schuppe im Süden überschoben.

Quartäre Ablagerungen, Massenbewegungen

Massenbewegungen

Das Vilsalptal ist durch Massenbewegungen (Sackungen, Felsgleitungen, Fels- und Bergstürze, Rutschungen) sowie auch durch Wildbach- und Murentätigkeit (z.B. Gappenfeldbach, Usseralpbach) gekennzeichnet.

Südlich von Schmieden, zwischen den Schwemmkegeln des Usseralpbaches im Norden und des Gappenfeldbaches im Süden fällt ein etwa 0,5 km² großes Waldgebiet auf, das mit m³-großen Blöcken übersät ist. Es handelt sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

um die Ablagerungen einer Felsgleitung, die sich am Nordostgrat des Roßberges aus dem südfallenden Schichtstapel des Hauptdolomites löste. Die Gleitmasse zeigt eine gleichmäßige Verteilung und eine leicht undulierte Oberfläche, was für nicht allzu mächtige Ablagerungen spricht. Randlich wurde die Gleitmasse von den Sedimenten der Vils überschüttet.

Die zweite größere Massenbewegung befindet sich im Bärgacht im Talschluss. Es handelt sich hierbei um eine große Sturzmasse mit Herkunft von der steilen Graswand nordwestlich unterhalb der Roten Spitze. Dort lassen sich drei Ausbruchsnischen (auch aus Laserscandaten: tiris.gv.at) ausmachen, wovon eine sehr markant ist und in der Kössen-Formation ansetzt. Die teilweise zimmergroßen Blöcke der Sturzablagerungen sind im Bärgacht in talparallelen Wällen angeordnet und reichen bis kurz vor die Vilsalpe. Die Sturzmasse ist aus großer Höhe abgebrochen, möglicherweise auch durch steil ostfallende Störungen vorgeschwächt, im engen Talgrund an den Gegenhang gebrandet und hat sich vermutlich als Sturzstrom talauswärts weiterbewegt. Seit dem Sturzereignis wurden die Blöcke der Sturzmasse von Hang- und Murschutt im südlichen Teil sowie von Talalluvionen weiter nördlich teilweise überschüttet.

Zu einem kleinen Felssturz aus der steilen Trogschulter an der Westseite der Blässe kam es im Frühjahr 2009. Die Sturzblöcke kamen zwischen der Jagdhütte und dem Kraftwerk am Weg zur Landsberger Hütte zu liegen.

Anfang September 2009 löste sich ein Sturzblock aus saiger stehendem Hauptdolomit von der Osteite des Schäferkopfes etwa 10 m über dem Talboden und kam am Rand der Almwiese südlich der Vilsalpe zu liegen.

Am Top der Wand südlich der Schottergrube im Vilsalptal und westlich unterhalb des Lochgehrenkopfes erkennt man bereits von weitem (Obere Roßalpe) große Bergzerreißungserscheinungen mit weit aufklaffenden Spalten und heraus gekippten Felsriegeln sowie versackten Felsarealen, die ein Gefahrenpotential für das Vilsalptal darstellen. Eine genauere Geländeaufnahme dieses Bereiches steht noch aus.

Sowohl der Gipfel als auch der Südosthang des Litnisschrofen sind von einer großflächigen, fossilen Bergzerreißung im Hauptdolomit betroffen. Der Gipfelbereich zeichnet sich durch spröd deformiertes Gestein und offene Spalten aus. Etwa 40 m darunter machen sich tief eingeschnittene Zerrgräben bemerkbar. Sie erstrecken sich von 2010 m zuerst in südöstlicher Richtung, ab einer Höhe von rund 1800 m biegen sie nach E um und verlaufen weiter bis auf eine Höhe von 1600 m oberhalb der Krottentalhütte, wo die Gräben vom Steilabfall ins Birkental begrenzt werden. Das Streichen der Gräben verläuft von NW–SE über W–E auf NE–SW, wobei diese durch Blöcke und Schollen aus Hauptdolomit getrennt sind. Eine Abrissnische ist nicht ausgebildet, vielmehr beginnen sich die Zerrgräben mit geringer Tiefe schon im obersten Hang abzuzeichnen, sind talwärts weiter geöffnet und auch bis zu ca. 8 m tief.

Der Hauptdolomit fällt am SE-Hang des Litnisschrofen mit 30°–40° nach SSE ein, die Hangneigung beträgt durchschnittlich 20°–25°. Das Streichen der Zerrgräben ist von Kluftsystemen im Hauptdolomit vorgegeben. Es ist anzunehmen, dass die Hauptdolomitblöcke sich auf einer nach SSE geneigten Schichtfläche als Gleitbahn talwärts bewegten, wobei es schwerkraftbedingt zu einer Rotation im Uhrzeigersinn kam, wodurch die am tiefsten gelegenen Gräben sich am weitesten öffnen konnten.

Der mäßig steile, unebene, mit großen Blöcken bedeckte Hang im Nordosten der Schochenspitze stellt eine große Massenbewegung dar. Zwischen 2000 m Höhe und dem Bach am Hangfuß ist der Hang von flachen Mulden und Buckeln gekennzeichnet. Seitlich wird dieser Bereich im N von einem Graben und im S von anstehendem Fels begrenzt. Es handelt sich bei dieser Massenbewegung großteils um eine fossile Kriechmasse, die lithologisch nach dem System „hart auf weich“ – Hauptdolomit der LD kippt an Klüften auf Ammergau-Formation der AD heraus und bildet große Blöcke – und strukturell (hangparalleles Schicht- und Störungseinfallen) vorgegeben ist. Das Transportmedium stellen dabei die Mergel und Tonsteine der jurassisch-kretazischen Schichten dar. Im Abrissbereich östlich unterhalb des Nordgrates der Schochenspitze ist partiell aktive Bergzerreißung mit offenen Spalten in der Ammergau-Formation sichtbar.

Am Südwestgrat der Schochenspitze kommt es in der Ammergau-Formation zur offenen Spaltenbildung, da die zurückwitternden, mechanisch inkompetenten Tannheimer und Losensteiner Schichten im Liegenden kein Widerlager bieten. An der senkrechten Westwand der Schochenspitze ist eine Felsnase durch eine senkrechte, geöffnete Spalte vom restlichen Felsverband getrennt.

An der mit Gras bewachsenen Ostseite der Sulzspitze sind auf 1970 und 2000 m Höhe Abrissnischen von kleinen Sackungs-, Kriech- und Rutschmassen anzutreffen. Die höher gelegene Ausbruchnische befindet sich in den Raibler Schichten, die tiefer gelegene im Hauptdolomit. Die Rutschkörper bilden Verebnungsflächen im Hang, sie sind jedoch in ihrer Ausdehnung nicht abgrenzbar. Sowohl auf den Rutschkörpern selbst als auch im umgebenden Hang sind Querrisse zu sehen. Südlich der Abrissnische auf 1980 m Höhe befindet sich ein Einsturztrichter mit einem Durchmesser von 1,5 m.

Am Südwestgrat der Sulzspitze setzt eine Sackung an, die sich von 1960 m Höhe bis zum Bach zwischen 1760 und 1620 m Höhe erstreckt. Auf einer Höhe von 1960 m liegt der sichelförmige Abrissbereich in stark verfalteter Ammergau-Formation. Zwei Rutschschollen, durch eine Gleitfläche voneinander getrennt, sind im Oberhang zu erkennen. Im mittleren Abschnitt setzt sich die Sackung in den Tannheimer Schichten mittels Kriechen fort. Seitlich ist die Massenbewegung von zwei Gräben begrenzt, welche aufgrund des aufgelockerten Materials stärker als andere Gräben in diesen Hang eingetieft sind. Am konvex vorgewölbten Hangfuß löste der Bach durch Unterschneidung eine sekundäre Rutschung in den Allgäu- und Ammergauer Schichten aus.

Quartäre Sedimente

Zahlreiche Seiten- und Endmoränenwälle sowohl unterhalb der Gipfelbereiche als auch in Tallagen zeugen von unterschiedlichen spät- und postglazialen Gletscherständen. So sind im Tal nordöstlich vom Gaishorn (2247 m) gestaffelte Moränenwälle von fünf verschiedenen Gletscherständen anzutreffen, wobei die am tiefsten gelegenen Wälle knapp oberhalb vom Vilsalpsee liegen.

Ein spätglazialer Gletscher hinterließ im Usseralptal auf Höhe der Gappenfeldalpe einen hufeisenförmigen Wall, an

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Westseite der Sulzspitze auf 1820 m ist der Rest einer mächtigen Seitenmoräne eines deutlich älteren Standes erhalten. Auch im Vilsalptal südlich von Schmieden bei der Mündung des Usseralptales hinterließ dieser Gletscher in Form der rechten Seitenmoräne seine Spuren.

An der Mündung des Roßalptales und im Tal selbst sind mehrere kleine Aufschlüsse aus diamiktischem, gelblich gefärbtem Sediment sowie eine rund 100 m breite, zum Roßalpbach geneigte, und über 300 m talauswärts reichende Terrasse auf einer Höhe von rund 1400 m erhalten. Der Talkessel der Unteren Roßalpe wird von einem halbkreisförmigen Moränenwall umschlossen.

Auf der Südostseite des Nordgrates des Litnisschrofen, einem dünn mit Blöcken und Schutt bedeckten Hang, fällt eine große, karartige, flache Hohlform auf. Im tieferen Teil dieser Hohlform befindet sich ein breiter, leicht konvexer, zungenförmiger Schuttkörper (Blockschutt) mit wallartiger Böschung. Bei Betrachtung der Laserscandaten des tiris (tiris.tirol.gv.at) erkennt man einen blockgletscherartigen Körper. Laut M. Lotter (freundl. mündl. Mitt.) kann dieser Blockgletscher aufgrund der Exposition und der geringen Menge an vorhandenem Sediment nur im Spätglazial während periglazialer Bedingungen aktiv gewesen sein.

Das von Süden und Westen durch die Leilachspitze, Krottenköpfe und Lachenspitze geschützte, ausgedehnte Kar des Gappenfelder Notländ ist mit vielen kleinen aber markant ausgebildeten, asymmetrischen und staffelartig einander überlagernden Wallformen übersät. Weiters sieht man in den Laserscanbildern kleine Zungenbecken zwischen abgerundeten Felsrücken. Unterhalb der Krottenköpfe verläuft überdies eine so genannte Nivomoräne (Schnee- und Lawinenschuttwall, auch als Pseudomoräne bezeichnet) parallel zur Hangschutthalde. Drei ineinander übergehende, deutlich mächtigere Seitenmoränenwälle mit markant ausgebildeten Graten befinden sich auf einer Höhe von 1500 bis1600 m.

Sowohl der Schreck- als auch der Traualpsee und die kleinere Lache bei der Landsberger Hütte sind Karseen, die ein im Untergrund durch Grundmoräne abgedichtetes Kar mit einer Karschwelle ausfüllen. Die Lache wird zusätzlich östlich und westlich von spätglazialen Endmoränenwällen umgeben.

Bericht 2010 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen im Bereich Gramais, Grießbachalpe und Bach auf Blatt 114 Holzgau

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 2010 kartierte Gebiet auf dem Blatt ÖK 114 Holzgau umfasst einen ungefähr E-W-verlaufenden, schmalen Streifen im äußersten Süden des Blattes zwischen dem Otterbach (Gramaiser Tal) im Osten und dem Alperschonerbach (Madautal) im Westen. Im Süden reicht das Gebiet ungefähr bis zur Linie Gramais – Gampenjoch – Gartenspitze – Loobigtal, im Norden bis zur Linie Zirmbach – Lagjoch – Steiniger Lahner – Ruitelbach.

Die stratigraphische Abfolge im Kartierungsgebiet reicht in der liegenden Lechtal-Decke von den Raibler Schichten (Karn) bis zu den Lechtaler Kreideschiefern der höheren Unterkreide (Aptium–Albium). In der hangenden Inntal-Decke sind lediglich der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten aufgeschlossen. Am Südrand des Arbeitsgebietes verläuft die Deckengrenze zwischen der Lechtal-Decke im Norden und der Inntal-Decke im Süden. Der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten der Inntal-Decke sind hier über die Ammergau-Formation und die Lech-Formation der Lechtal-Decke überschoben.

Stratigraphie

Schichtfolge der Inntal-Decke

Hauptdolomit und Seefelder Schichten (ID)

Zwischen dem Gramaiser Tal und dem Schafkarbach alternieren diese beiden Schichtglieder im 10er- bis 100er-m-Bereich. Der Hauptdolomit ist durch die typischen monotonen dm- bis m-gebankten, mittelgrauen Dolomikrite und -sparite gekennzeichnet, welche mit Algenlaminitbänken wechsellagern.

Die Seefelder Schichten bestehen aus den charakteristischen dm-gebankten, hellbraun-beige anwitternden, im frischen Bruch graubräunlichen, bituminösen und häufig feinstlaminierten Dolomiten, Kalken und Mergeln. Immer wieder treten in der Abfolge bituminöse sedimentäre Breccien auf.

Während diese fazielle Entwicklung im untersuchten Gebiet den größten Teil der basalen Inntal-Decke kennzeichnet, dominieren südlich der Grießbachalpe Seefelder Schichten mit einem ungewöhnlich hohen Anteil an Breccien. Es handelt sich um eine über 100 m mächtige Abfolge von dunkelgrau-bräunlichen, sedimentären Breccien mit cm- bis dm-großen Komponenten aus dunkelgrauen Dolomiten und bituminösen, dunkelgrauen, feinstlaminierten Dolomitmergeln. Die dm- bis m-dicken, häufig gradierten Breccienbänke wechsellagern mit cm-dicken, bituminösen, feinlaminierten Dolomit- und Mergelbänken. Bereichsweise sind Slumping-Strukturen erkennbar, die vermutlich mit den tektonischen Vorgängen zusammenhängen, welche auch zur Bildung der Breccien geführt haben.

Schichtfolge der Lechtal-Decke

Nordalpine Raibler Schichten (Raibl-Gruppe)

Diese sind am Westende des Arbeitsgebietes, im Bereich zwischen Tajen, Bach und dem Ruitelbach aufgeschlossen. An zwei großen erosiven Ausbrüchen nördlich von Tajen (Karlesloch) sind mächtige Abfolgen von graubräunlichen, polymikten, sedimentären Breccien mit bis zu m-großen Komponenten aus überwiegend rauwackigen Dolomiten aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse sind aus der Nähe betrachtet chaotisch, erst aus einiger Entfernung kann man eine undeutliche Schichtung im m- bis 10er-m-Bereich erkennen. Bei den Breccien könnte es sich um sogenannte Kollapsbreccien handeln, deren Entstehung auf große Hohlraumbildungen durch Lösung der Evaporite im Untergrund zurückgeht. Neben diesen sehr grobblockigen Breccien treten im Bereich Karlesloch auch feinkörnigere Varietäten mit dm- bis m-dicken Bänken und cm- bis dm-großen Komponenten auf, deren Farbe von Dunkelgrau über Hellgrau-Beige bis ockerfarben variiert. Die Matrix aus Feinsandsteinen und Siltiten ist meist hellgrau bis beige-bräunlich. Insgesamt dominiert eine rau-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2011

Band/Volume: 151

Autor(en)/Author(s): Büsel Katrin, Brandstätter Susanne

Artikel/Article: Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vilsalp-, Strinden- und Birkental auf Blatt 114 Holzgau 112