

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 halb-kreisförmigen 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 bis 1600 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, Gießbachalpe 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 (Gramais 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 Schich-

ten (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 Gramais 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 feinstlaminieren 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 Gießbachalpe 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, feinstlaminieren Dolomitmergeln. Die dm- bis m-dicken, häufig gradierten Breccienbänke wechsellagern mit cm-dicken, bituminösen, feinstlaminieren 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-

wackig-evaporitische Fazies, in Hohlräumen zwischen den Komponenten treten Gipsausblühungen auf. Bereichsweise treten größere Lagen auf, in denen der Evaporitanteil dominiert. Ein Areal bei Tajenwald, südöstlich von Bach, ist durch zahlreiche Gipspingen gekennzeichnet, teilweise ist der Gips hier an der Oberfläche aufgeschlossen. Der Gips wurde in der Vergangenheit auch abgebaut.

Neben den Breccien und den Gipslagen sind die Raibler Schichten im Arbeitsgebiet auch durch mittelgraue, insgesamt eher dünngebankte Dolomite gekennzeichnet. Die Bänke weisen häufig eine Lamination im mm-Bereich auf, auffällig ist außerdem die starke Variation der Bankdicken. Tonschiefer-Horizonte und Sandsteinbänke oder Kalkeinschaltungen konnten nicht ausgemacht werden. Auch eine charakteristische Gliederung in Tonschiefer- und Karbonat-Horizonte ist nicht ausgebildet. Insgesamt ist die hier beschriebene Faziesentwicklung durch einen hohen Evaporitanteil und einen geringen siliziklastischen Einfluss gekennzeichnet. Diese dominant evaporitische Ausbildung der Raibler Schichten ist generell typisch für den westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen.

Genauere Angaben zur Mächtigkeit sind aufgrund der tektonischen Überprägung (Abschiebung) nicht möglich, es kann jedoch von einer Mindestmächtigkeit von 500 m ausgegangen werden.

Hauptdolomit Und Seefelder Schichten (LD)

Im Gegensatz zur beschriebenen Fazies in der Inntal-Decke ist der Hauptdolomit der Lechtal-Decke in typischer Weise ausgebildet. Die Abfolge ist hier wesentlich einheitlicher entwickelt und es fehlt die wiederholte Wechselagerung mit den Seefelder Schichten. Die wenigen geringmächtigen Einschaltungen von Seefelder Schichten bestehen fast ausschließlich aus bituminösen, dm-gebankten Laminiten. Breccien mit Komponenten bis 1 m Größe konnten nur an einer lokal begrenzten Stelle nordwestlich der Griebbachalpe (Steiniger Lahn) ausgemacht werden.

Plattenkalk

Dieser besteht aus hellgrau anwitternden, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrauen sparitischen, teilweise auch mikritischen, gut gebankten Kalken mit Bankdicken, die meist zwischen 10 und 50 cm liegen. Immer wieder auftretende Muschelschillagen und dünne, dunkelgraue Mergellagen zwischen den Kalkbänken sind ebenfalls charakteristisch für dieses Schichtglied. Die Mächtigkeit ist im Arbeitsgebiet mit schätzungsweise 40 bis 60 m eher gering.

Kössen-Formation

Über dem Plattenkalk folgen 10 bis 50 cm dicke Bänke aus grau-bräunlich und ockerfarben anwitternden, im frischen Bruch mittel- bis dunkelgrauen bioklastischen Kalken in Wechsellagerung mit dunkelgrau-schwarzen, bis über 1 m mächtigen, blättrig brechenden Mergeln bis Tonschiefern. In Aufschlüssen zwischen der Griebbachalpe und Bach tritt im obersten Abschnitt der Kössen-Formation eine ca. 2 m dicke, hellgraue, verkarstete Kalkbank auf. Darüber folgen wieder mehrere m mit der typischen Kalk-Mergel-Wechselfolge der Kössen-Formation. Angaben bezüglich der Mächtigkeit der Kössen-Formation können nur mit Vorbehalt gemacht werden, da sie durch Abschiebungen tektonisch unterschiedlich stark reduziert ist. Die bereichs-

weise erreichte Mächtigkeit von 30 bis 40 m dürfte daher auch nur eine Mindestmächtigkeit darstellen.

Oberrhätalk

Bei der oben erwähnten massig entwickelten Kalkbank im oberen Abschnitt der Kössener Schichten könnte es sich um eine Verzahnung mit dem Oberrhätalk handeln. Zwischen Gramais und dem Glabjoch tritt am Top der Kössener Schichten eine stark deformierte, ca. 2 m mächtige, hellgraue Kalkbank auf, die von einem Netz von Stylolithenflächen durchzogen ist und bei der es sich um den Oberrhätalk handelt. Mit maximal 2 m ist dieser im karstierten Gebiet sehr geringmächtig entwickelt.

Kendelbach-Formation (Tiefengraben-Member, Breitenberg-Member)

Die Kendelbach-Formation ist abschnittsweise gut aufgeschlossen, besonders die kompakten und zumeist wandbildend auftretenden kieseligen Kalke des Breitenberg-Members („Grauer Liasbasiskalk“ i. S. von ULRICH, Geologica Bavarica, 41, 1960). Die Gesamtmächtigkeit der Kendelbach-Formation beträgt schätzungsweise 20 bis 25 m.

Schattwalder Schichten

Dieses im Arbeitsgebiet zumeist eher schlecht aufgeschlossene Schichtglied besteht aus feinschichtigen, meist kleinstückig verwitterten, rötlichen, grau-grünlichen und ockerfarbenen Mergeln bis tonigen Mergeln. Dort, wo die Schattwalder Schichten nicht aufgeschlossen sind, sind sie als deutlich zurückwitterndes Band im Gelände häufig gut zu erkennen. Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten dürfte 3 bis 5 m betragen.

Tiefengraben-Member

Das Tiefengraben-Member besteht aus einer Wechselagerung von 3 bis 10 cm dicken, mikritischen Kalkbänken von mittelgrauer Farbe und ockerfarben anwitternden, beige-bräunlichen und grauen siltigen Mergeln. Im oberen Bereich treten auch kalkarenitische Bänke auf. Die Mächtigkeit beträgt ca. 5 m.

Breitenberg-Member

Das Breitenberg-Member tritt im Gelände zumeist wandbildend auf und ist daher in der Regel gut aufgeschlossen. Es setzt sich aus hell- bis mittelgrauen, meist um 1 dm dicken, verkieselten Kalkmikritbänken zusammen, die mit cm-dicken Mergellagen alternieren. Die regelmäßige, glatte Bankung ist für dieses Schichtglied charakteristisch. Die Mächtigkeit beträgt 6 bis 8 m.

Rotkalk-Gruppe (Adnet-Formation, Hierlatzkalk, Klaus-Formation)

Fazielle Vertreter der Rotkalk-Gruppe fehlen im Untersuchungsgebiet primär, da sie auch in durchgehenden, tektonisch mehr oder weniger ungestörten Profilen nicht ausgemacht werden konnten. Die Schwellenfazies der Rotkalk-Gruppe ist im Arbeitsgebiet vollständig durch die Beckenfazies der Allgäu-Formation vertreten.

Allgäu-Formation (Untere, Mittlere und Obere Allgäu-Schichten)

Die Allgäu-Schichten sind im Gelände über weite Bereiche an oftmals durchgehenden Profilen gut aufgeschlossen. An den steilen Hängen zwischen dem Schafkarbach und

dem Griebach fehlen sie tektonisch bedingt (Abschiebung) oder sind stark reduziert. Die Abfolgen des Jura sind hier zudem intensiv verfault und verschuppt. Generell ist die Allgäu-Formation im Arbeitsgebiet durch große Unterschiede gekennzeichnet, sowohl was die Fazies als auch die Mächtigkeiten betrifft.

Untere Allgäu-Schichten (Ältere Allgäu-Schichten)

Eine Unterscheidung in eine untere, mittlere und obere stratigraphische Einheit war im Gelände nur eindeutig möglich, wenn der faziell markante Manganschiefer-Horizont aufgeschlossen bzw. primär ausgebildet war. Im Ostteil des Arbeitsgebietes, östlich der Linie Ruitelspitze – Grünau bestehen die Unteren Allgäu-Schichten aus der typischen Kalk-Mergel-Wechselfolge, mit hellgrau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen, oftmals fleckigen, dm-dicken Kalkbänken und dünnblättrigen, dunkelgrau-bräunlichen cm- bis dm-dicken Mergellagen. Nach oben hin nimmt der Anteil an Mergeln generell zu. Die Kalkbänke stellen arenitische Schüttungen ins Allgäu-Bekken dar, was oft an einer Feinstlamination erkennbar ist.

Der Liegendkontakt ist im Gelände aufgrund einer nahezu parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Abschiebung nirgends aufgeschlossen, weshalb Angaben zur Mächtigkeit der Unteren Allgäu-Schichten nicht möglich sind.

Mittlere Allgäu-Schichten

Die Mittleren Allgäu-Schichten zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Mergeln aus. Im Bereich des Schafkarbachs treten an mehreren Aufschlüssen schwarze Tonschiefer mit Pyrit-Vererzungen und dunkelgraue bis schwarze tonige Mergel mit den typisch metallisch glänzenden Mn-Vererzungen auf.

Zwischen der Griebachalpe und dem Ruitelbach lässt sich der in der Regel 1 bis 2 m mächtige Manganschiefer-Horizont über weite Strecken gut auskartieren.

Obere Allgäu-Schichten (Jüngere Allgäu-Schichten)

Die Oberen Allgäu-Schichten sind südöstlich der Griebachalpe, entlang des Griebachs in einem durchgehenden Profil aufgeschlossen. 10 bis 20 cm dicke Kalkbänke alternieren mit 2 bis 5 cm dicken Mergellagen. Die mittel- bis dunkelgrauen Kalkbänke sind nicht fleckig ausgebildet, sondern es handelt sich um sehr feinkörnige Grainstones mit einer bereichsweise gut erkennbaren Feinstlamination. Im oberen Abschnitt werden die Mergel einschaltungen häufiger und mächtiger, die Kalkarenit-Bänke deutlich grobkörniger. Die beschriebene Abfolge erreicht hier eine Mächtigkeit von geschätzten 150 m, wobei es sich um eine Mindestmächtigkeit handeln dürfte, da die kompressive Überprägung in diesem Profil eher gering zu sein scheint und die stratigraphische Liegendgrenze zum Manganschiefer-Horizont der Mittleren Allgäu-Schichten nicht aufgeschlossen ist.

Zwischen der Griebachalpe und dem Ruitelkar erreichen die Oberen Allgäu-Schichten hingegen nur Mächtigkeiten zwischen 50 und 70 m.

Westlich der Linie Ruitelspitze – Grünau sind an einer Forststraße östlich über dem Alperschonbach in einem nahezu durchgehenden Profil Allgäu-Schichten aufgeschlossen, die hinsichtlich ihrer lithologischen Ausbildung und ihrer Mächtigkeit deutlich von den Abfolgen im Osten ab-

weichen. Braun anwitternde, mittel- bis dunkelgraue, dm-dicke Bänke aus feinkörnigen, siliziklastisch beeinflussten Areniten wechsellagern mit dünnen, meist nur wenige cm dicken, dunklen Mergeln. Die Bankung der Kalke ist zu meist glatt und regelmäßig, die insgesamt sehr kompakten Bänke weisen eine Lamination im mm-Bereich auf. Kieselkonkretionen und Kiesellagen treten nur vereinzelt auf.

Nach Südwesten, gegen den Alperschonbach hin, scheinen die Allgäu-Schichten immer mächtiger zu werden (vgl. GÖK Blatt 144 Landeck). Auch wenn man die bereichsweise intensive kompressive Überprägung mit in Betracht zieht, dürfte die Mächtigkeit hier in jedem Fall mehr als 300 m erreichen.

Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)

Dieses Schichtglied tritt im Gelände immer wieder als niedrige, jedoch markante Wandstufe auf. Zwischen 5 bis 10 cm dicken roten und grünen Chertbänken sind häufig dünne, wenige cm dicke, grau-grünliche tonige Mergel und Tonlagen und vereinzelt dm-dicke Kieselkalkbänke eingeschaltet. Die Mächtigkeit liegt zwischen 3 und 5 m.

Ammergau-Formation

Die Ammergau-Formation besteht aus regelmäßig gebankten, hell- bis mittelgrauen, Radiolarien führenden mikritischen Kalken in Wechsellagerung mit grauen Mergellagen und vereinzelt bis 5 cm dicken Chertlagen. Die Mergellagen werden nach oben hin rasch mächtiger und zunehmend dunkler. Der Übergang zur Lech-Formation ist graduell und vollzieht sich in einem verhältnismäßig gering gestörten Profil am Griebach, südwestlich der Griebachalpe, innerhalb eines Intervalls von 30 bis 40 m. Meistens ist die Ammergau-Formation im kartierten Gebiet aufgrund der Nähe zur Inntal-Decke jedoch intensiv verfault und verschuppt. Die Kalkbänke sind demnach häufig von Scherflächen und dunkelgrauen Drucklösungssäumen durchzogen. Die Mächtigkeit kann daher nur ungefähr abgeschätzt werden und dürfte im Bereich von 50 bis 80 m liegen.

Lech-Formation

Wie bereits erwähnt, besteht zwischen der Ammergau-Formation und der Lech-Formation ein gradueller Übergang. Mit dem Überhandnehmen von graugrünlichen bis dunkelgrauen, blättrig brechenden Mergeln und der vermehrten Einschaltung von dm- bis m-mächtigen, karbonatisch-siliziklastischen Sandsteinen und Rudstones ist dieser lithologische Wechsel zur Lech-Formation vollzogen. Die Mergel einschaltungen sind im Arbeitsgebiet bereichsweise über 10 m mächtig.

Die Mächtigkeit der Lech-Formation kann nicht angegeben werden, da sie das jüngste Schichtglied der Lechtal-Decke bildet und die stratigraphische Hangendgrenze aufgrund der Überschiebung der Inntal-Decke nirgends aufgeschlossen ist.

Quartäre Ablagerungen

Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Bei Tajenwald, südwestlich von Bach, bei Wasen und bei Tajen sind kleinere Areale mit einer schlecht aufgeschlossenen Grundmoräne erhalten. Die cm- bis dm-großen, vereinzelt gekritzten Geschiebe bestehen überwiegend aus

Dolomiten und Kalken der Trias, untergeordnet auch aus Kalken und Mergeln des Jura.

Bei dem kleinen Erosionsrest der gut konsolidierten Grundmoräne am Mühlischrofen (schroffer Felskopf westlich gegenüber Gramais) dürfte es sich ebenfalls um Ablagerungen des Würm-Hochglazials handeln.

Moränen von Lokalgletscherständen (Würm-Spätglazial)

Im östlichen Abschnitt des kartierten Gebiets sind über dem Otterbach und vor allem entlang des Schafkarbaches an erosiven Anbrüchen unterhalb einer bereichsweise noch gut erhaltenen Terrasse, beige bis grau-bräunliche Diamikte aufgeschlossen. Bei mehreren Aufschlüssen an der orographisch rechten Seite des Schafkarbachs handelt es sich um generell matrixarme, schlecht sortierte Sedimente mit korngestütztem Gefüge. Das Material ist kompaktiert, der sandig-schluffige Feinanteil bricht scherbilig und es treten immer wieder gekritzte Geschiebe auf. Die eckigen bis kantengerundeten, cm- bis dm-großen Komponenten bestehen überwiegend aus Hauptdolomit, daneben treten auch cm-große mittel- bis dunkelgraue Komponenten aus Seefelder Schichten auf. Betrachtet man die Aufschlüsse vom Gegenhang, so kann man eine Schichtung mit einer Einregelung der Grobkomponenten erkennen, was auf Resedimentationsprozesse im Vorfeld des Lokalgletschers schließen lässt.

Westlich und nordöstlich der Gampenhütte (Jagdhütte bei Kote 1616 m) sind Erosionsreste eines Seitenmoränenwalls auf der oben erwähnten Moränen-Terrasse erkennbar. Das Material besteht aus bis zu 1 m großen, eckigen Hauptdolomit-Blöcken in einer sandig-kiesigen Grundmasse, die überwiegend aus Hauptdolomit und Seefelder Schichten zusammengesetzt ist. Knapp unterhalb der Terrassenkante entspricht das Material den oben beschriebenen Diamikten. Bei „Dreisattel“, östlich unter der Ruitelspitze (2580 m) ist in einem Kar eine mächtige Endmoräne einer spätglazialen Vorstoßphase erhalten, an der sich deutlich 3 Endmoränen-Wälle erkennen lassen.

Eine ähnliche Endmoräne ist auch zwischen dem Schafkarbach und dem Gampenjoch erhalten. Auch hier sind der Endmoränenwall und mehrere Seitenmoränenwälle noch gut erkennbar erhalten. Das deutlich kompaktierte, schlecht sortierte, komponentengestützte Material, das durch einen orographisch linken Seitenbach des Schafkarbachs erosiv angeschnitten ist, enthält bis zu 2 m große, eckige bis kantengerundete Geschiebe aus Hauptdolomit und untergeordnet aus Kalken des Jura in einer sandig-kiesigen Grundmasse. Auffallend sind hier die immer wieder auftretenden, bis 1 m großen Blöcke aus siliziklastisch dominierten Sandsteinen und Rudstones der Lech-Formation.

Eine ähnliche, morphologisch eindrucksvoll erhaltene Endmoräne befindet sich auch östlich unterhalb der Gartenspitze (2331 m) im Bereich des Gartenkars.

Eisrandsedimente (Würm-Spätglazial)

Nördlich der Griebbachalpe werden am orographisch rechten Ufer des Griebbachs Terrassensedimente erosiv angeschnitten. Es handelt sich um unkonsolidierte Diamikte mit cm- bis m-großen eckigen bis kantengerundeten Komponenten aus Hauptdolomit, Seefelder Schichten (Breccien und Laminite), daneben Sandsteinen der

Lech-Formation und untergeordnet Kalken und Mergeln der Allgäu-Formation. In den höchsten Bereichen der Aufschlüsse, nahe der Terrassenkante ist eine undeutliche Schichtung zu erkennen. Die Matrix der Sedimente ist sandig-kiesig. Sowohl die Morphologie der Terrasse als auch die Fazies des aufgeschlossenen Materials sprechen dafür, dass es sich hier um spätglaziale Eisrandsedimente einer Kamesterrasse handeln dürfte.

Terrassierte Kiese mit kantengerundeten bis gerundeten Komponenten der Trias und des Jura sind auch östlich von Bach, am Ruitelbach aufgeschlossen. Die Matrix ist sandig-schluffig. Auch hier handelt es sich vermutlich um Ablagerungen einer spätglazialen Eisrandfazies.

Murschutt- und Schwemmfächersedimente (Holozän)

Im oberen Abschnitt des Schafkarbachs befinden sich mehrere Murschuttkegel, deren Material aus dem Hauptdolomit und den Seefelder Schichten der Inntal-Decke stammt. Hier sind es vor allem die tektonisch zerrütteten Störungszonen, welche aufgrund ihrer hohen Verwitterungsanfälligkeit als Liefergebiete fungieren. Das Einzugsgebiet der Murschuttfächer zwischen dem Gampenjoch und dem Schafkarbach betrifft zwar teilweise auch die jurassischen und kretazischen Schichtglieder der Lechtal-Decke, aufgrund der Vegetationsbedeckung spielen diese als Liefergebiete jedoch nur eine untergeordnete Rolle. Der Feinanteil ist in diesen Ablagerungen sehr gering und es überwiegen kiesige (Grobkies) bis steinige Fraktionen. Dies gilt auch für die großen Murschuttkegel im Bereich der Griebbachalpe, wo das Material vorwiegend aus Lokalmoränen und Hangschuttkegeln stammt.

An Uferanbrüchen der größeren Bäche, aber auch an rezenten Ablagerungen, die auf die Unwetter vom 13. und 14. August 2010 zurückgehen, kann man feststellen, dass diese Murschuttkegel überwiegend aus Siebablagerungen mit Komponenten der Grobkies- bis Steinfraktion aufgebaut werden. Daneben treten auch immer wieder größere Blöcke auf.

Hang- und Blockschutt

Größere Kegel und Schürzen aus Hang- und Blockschutt sind zum überwiegenden Teil auf Bereiche unterhalb von Felswänden des Hauptdolomits und der Seefelder Schichten der Inntal-Decke und des Hauptdolomits der Lechtal-Decke beschränkt, wobei im Bereich der Inntaldecke der Schuttanfall wesentlich größer zu sein scheint. Der Grund dafür ist zum einen im lithologischen Aufbau (Wechselagerung von Hauptdolomit und Seefelder Schichten) und zum anderen in der tektonischen Überprägung der basalen Inntaldecke und einer damit verbundenen erhöhten Erosionsanfälligkeit zu sehen.

Felssturzablagerungen

Diese spielen im kartierten Gebiet nur eine untergeordnete Rolle und wurden lediglich in einem kleinen Bereich nordöstlich unterhalb des Mühlischrofens im Gramais Tal kartiert.

Vernässungszonen, Torf- und Moorablagerungen

Zwei kleine, auf der Karte eingezeichnete Vernässungszonen westlich der Griebbachalpe und bei Wasen, südöstlich

von Bach sind auf die Verbreitung der Kössener Schichten beschränkt, die dort als StauhORIZONT fungieren.

Rutschmassen (Erd-Schuttströme, oberflächennah)

Flachgründige Rutschmassen sind im Arbeitsgebiet hinsichtlich ihrer Verbreitung auf die Kössen-Formation und die Allgäu-Formation beschränkt. Bei Gümple, bei Tajen und nördlich von Wasen, südöstlich von Bach, kann man flachgründige Massenbewegungen an der unruhigen Morphologie (Rutschbuckel) und an erosiven Anrissen kleiner flachgründiger Sackungen erkennen. In diesem Zusammenhang sind auch die flachgründigen Erosionserscheinungen auf den Jura- und Kreideabfolgen der Lechtal-Decke zu erwähnen, die zum Großteil durch Schneeschurf verursacht sein dürften. Es sind jedoch immer wieder auch gravitative Prozesse mitbeteiligt. Die beschriebenen Phänomene sind jedoch zu kleinräumig, um sie auf der vorliegenden geologischen Karte darzustellen.

Rutsch-, Gleit-, Sackungsmasse (tief greifend)

Die einzige, tiefgründige Massenbewegung befindet sich südlich von Bach, orographisch rechts über dem Alperschonbach. Es handelt sich um aktive Rutschungen in der Kössen-Formation. Neben der generellen Anfälligkeit der Kössen-Formation für Massenbewegungen dürfte auch eine Abschiebung zwischen Wasen und dem Alperschonbach in diesem Zusammenhang eine Rolle spielen.

Anthropogene Ablagerungen

Diese betreffen im kartierten Gebiet vor allem Aufschüttungen an Forstwegen.

Tektonik

Tektonischer Rahmen

Das kartierte Gebiet umfasst den südlichsten und basalsten Teil der Inntal-Decke und die höheren Anteile der Lechtal-Decke mit den bereits beschriebenen Abfolgen der obersten Trias, des Jura und der unteren Kreide

Tektonische Hauptphasen (Sedimente und Strukturen)

Die wichtigsten tektonischen Strukturen im bearbeiteten Gebiet sind die ca. E-W-streichende Deckengrenze mit der Inntal-Decke im Süden und der Lechtal-Decke im Norden, weiters eine NE-SW- bis E-W-streichende S-vergente Abschiebung zwischen dem Bereich Zirnbach – Haselbach im Osten und Tajen (bei Bach), im Westen und eine weitere ungefähr parallele Abschiebung zwischen dem Ruitelbach und der Ortschaft Bach.

Extensionstektonik in der Obertrias (?)

Die oben beschriebenen Breccien der Seefelder Schichten der Inntal-Decke südwestlich der Griebbachalpe können aufgrund ihrer faziellen Ausbildung und Mächtigkeit nur durch synsedimentäre Tektonik im Zuge einer Extensionsphase oder in einem transtensiven Regime an einer Seitenverschiebung entstanden sein (Bildung eines Pull-apart-Beckens). Für diese Annahme konnten im Gelände nur fazielle, jedoch keine strukturellen Befunde ausgemacht werden.

Jurassisch-kretazische Extensionsstrukturen

- Abschiebung zwischen dem Otterbach und dem Alperschonbach

Am Otterbach im Gramaiser Tal, zwischen den Einmündungen des Zirnbaches und des Haselbaches, ist eine ca. ENE-WSW-streichende, steil nach NNW einfallende Störung aufgeschlossen, an der die Allgäu-Formation im Süden gegen den Hauptdolomit der Lechtal-Decke im Norden versetzt ist. Die Mergel der Allgäu-Formation sind stark zerschert und an der, durch die alpidische Steilstellung der Abfolge, invertierten Abschiebung geschleppt. Der Plattenkalk und die Kössen-Formation fehlen aufgrund des Schichtausfalls.

Diese Abschiebung lässt sich nach Südwesten bis zum orographisch linken Zufluss des Schafkarbaches verfolgen, wo die strukturelle Situation durch eine konjugierte, E-vergente Zweigabschiebung noch komplexer wird. An dieser Zweigabschiebung sind die Ammergau-Formation bzw. die Lech-Formation im N gegen die Allgäu-Formation im S abgeschoben. Dadurch entsteht in diesem Bereich eine Grabenbruch-Struktur. Die Hauptabschiebung verläuft von hier in Richtung W zum Lagjoch, wo die Ammergau-Formation gegen die hier tektonisch stark reduzierte Kössen-Formation der Lechtal-Decke abgeschoben ist. Jenseits des Lagjochs biegt diese Abschiebung wieder in eine SW-Streichrichtung um. Im Bereich der Griebbachalpe wird sie von quartären Ablagerungen verdeckt.

Da die Abschiebung und die Schichtung nahezu parallel verlaufen, ergeben sich generell spitzwinkelige Schrägzschnitte.

Westlich der Griebbachalpe kommt die beschriebene Abschiebung wieder zum Vorschein. Hier sind die Mittleren Allgäu-Schichten mit dem Manganschiefer-Horizont gegen die Kössen-Formation bzw. gegen die Kendelbach-Formation versetzt. Diese Struktur lässt sich über den Glabkopf und das Ruitelkar bis Tajen verfolgen. Aufgrund des Streichens der Ausbisslinie dürfte die Abschiebung in diesem Abschnitt steil nach S einfallen. Ihre Verlängerung nach SW wird vermutlich von der Abschiebung zwischen Wasen und dem Alperschonbach gebildet. Da davon auszugehen ist, dass es sich bei den beschriebenen Teilabschnitten um ein und dieselbe Struktur handelt, weist diese demnach eine beträchtliche laterale Erstreckung über den gesamten kartierten Gebietsstreifen auf.

Da von der Abschiebung auch die Ammergau-Formation und sogar die Lech-Formation betroffen sind, muss sie jünger als höhere Unterkreide sein. Andererseits scheint sie von der prä-gosauischen Einengungsphase überprägt worden zu sein, und kann somit nicht mit der Extensions-tektonik der Gosau zusammenhängen.

- Abschiebung zwischen dem Ruitelbach und dem Alperschonbach

An einer weiteren, ca. E-W-streichenden, S-vergenten Abschiebung in der Lechtal-Decke sind die Kössen-Formation, der Plattenkalk und der Hauptdolomit im Süden gegen die Raibler Schichten im Norden versetzt. Auch diese Struktur wurde im Zuge der alpidischen Kompressions-tektonik bereichsweise überkippt. Bei Karlesloch tauchen die Kössener Schichten an der Störung steil nach Norden unter die Raibler Schichten ab, ein Befund, der nur durch

die Überkipfung einer Abschiebung plausibel erklärt werden kann.

Das Alter dieser Struktur könnte jurassisch oder ebenfalls kretazisch sein.

- Kleinere Abschiebungen

Südöstlich der Grießbachalpe treten am Grießbach 2 kleine Abschiebungen mit Versätzen von 2 bis 3 m an der Basis und am Top der Ruhpolding-Formation auf. Diese streichen WSW-ENE und gehen somit vermutlich ebenfalls auf jene Extensionsphase zurück, welche zu den oben beschriebenen, großen Abschiebungen geführt hat.

Westlich der Gartenspitze ist an einer E-W-streichenden Abschiebung die Lech-Formation ca. 7 m gegen die Ammergau-Formation versetzt. Diese Abschiebung wird durch die prä-gosauische Deckenüberschiebung plombiert.

Eoalpine (prä-gosauische) Einengungsstrukturen

- Deckengrenze

In diesem Zusammenhang ist zuallererst die bereits erwähnte Überschiebung der Inntal-Decke im Süden über die Lechtal-Decke im Norden zu nennen, die am Südrand des Arbeitsgebietes nahezu durchgehend aufgeschlossen ist und auch kartiert werden konnte.

Ganz im Osten, zwischen dem Otterbach und dem Mühlshrofen ist der Verlauf der Deckengrenze an Einzelaufschlüssen gut kartierbar. An der heute nahezu saiger stehenden Struktur überschieben der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten die Inntal-Decke, die Ammergau-Formation die Lechtal-Decke. Zwischen Knebel und dem Schafkarbach kann der Verlauf der Deckenüberschiebung aufgrund der Bedeckung durch quartäre Sedimente nur vermutet werden.

Am orographisch linken Seitenbach des Schafkarbachs ist diese Überschiebung knapp (3 m) südlich des oben beschriebenen Grabenbruchs an einem erosiven Anbruch wieder aufgeschlossen.

Am Gampenjoch fällt die Deckengrenze mit 40° bis 50° nach S ein. Südlich davon lassen sich zwei weitere, steilere Zweigüberschiebungen innerhalb des Hauptdolomits ausmachen. Schergefüge zeigen eine Überschiebung nach NW an. Der Hauptdolomit der Inntal-Decke ist hier zerlegt und bereichsweise kataklastisch deformiert, die kretazischen Schichtglieder der Lechtal-Decke sind im Nahbereich der Überschiebung generell extrem verfaultet und zerschert.

Zwischen dem Gampenjoch und dem Grießbach weist der Hauptdolomit eine erstaunlich geringe tektonische Überprägung auf und die Deckengrenze bildet eine eher unscheinbare Fuge von wenigen Dezimetern Breite. Die Deformation wurde hier vor allem durch die Kalke und Mergel der Ammergau-Formation und der Lech-Formation aufgenommen.

Knapp nördlich und südlich der Gartenspitze sind im Hauptdolomit der Inntal-Decke mehrere E-W-streichende subvertikale Störungen aufgeschlossen. An den Schergefügen kann man erkennen, dass es sich nicht um Blattverschiebungen, sondern um steilgestellte Zweigüberschiebungen der Deckenüberschiebung handelt.

Am nördlichen und nordwestlichen Wandfuß der Ruitelspitze ist die Deckengrenze fast durchwegs gut aufgeschlossen und kartierbar.

Südwestlich von Gümpfle fällt sie zum Alperschonbach hin ab. Der Hauptdolomit und die Seefelder Schichten der Inntal-Decke sind hier über die Lech-Formation überschoben.

- Seitenverschiebungen

Westlich unterhalb der Gartenspitze ist die Deckengrenze an 2 parallelen, NW-SE-streichenden Seitenverschiebungen, jeweils um 15 bis 20 m dextral versetzt. Hierbei handelt es sich vermutlich um Querverschiebungen (cross faults), die mit der prä-gosauischen Einengung und Deckenbildung zusammenhängen.

- Faltenstrukturen und Schergefüge

Im gesamten Arbeitsgebiet weisen ca. SW-NE-streichende Faltenachsen von mehr oder weniger isoklinalen Faltenstrukturen auf die prä-gosauische Einengung hin. So sind z.B. am Otterbach im Gramaiser Tal, in der Allgäu-Formation zahlreiche m-große, NW-vergente Falten aufgeschlossen. Nordöstlich des Gampenjochs kann man diese Deformation an Großfalten (100er-m-Bereich) in der Ruhpolding-, der Ammergau- und in der Lech-Formation deutlich erkennen, auch wenn diese Strukturen später durch die jüngere, tertiäre Einengungsphase überprägt wurden. Auch der Verlauf der Ausbisslinie der Deckengrenze weist abschnittsweise auf eine langwellige Verfaltung mit prä-gosauisch entstandenen Achsen hin.

Die gemessenen Schergefüge an der Deckenüberschiebung zeigen allgemein Überschiebungen nach W bis NW an.

Strukturen der meso- bis neoalpinen Kompressionsphase (Eozän bis Miozän)

Die über weite Bereiche erfolgte, generelle Steilstellung der Abfolgen der Inntal-Decke und der Lechtal-Decke geht in erster Linie auf die tertiäre Kompressionstektonik zurück. Ebenso wurden im Zuge dieser Phase Abschiebungsflächen invertiert.

- Seitenverschiebungen

Eine NE-SW-streichende, sinistrale Blattverschiebung nordöstlich des Gampenjochs versetzt die oben beschriebene Abschiebung um ca. 200 m. Diese dürfte im Zuge der tertiären Kompressionsphase gebildet worden sein.

Auch die ca. N-S-streichende Seitenverschiebung südwestlich des Gampenjochs, an der die subvertikale Deckengrenze um 15 bis 20 m sinistral versetzt ist, ist vermutlich im Zuge der tertiären Einengungsphase entstanden.

- Faltenstrukturen und Schergefüge

Wie bereits oben erwähnt, weisen im Gelände zahlreiche Faltenstrukturen und Schergefüge auf die tertiäre, N-S- bis NNE-SSW-gerichtete Einengungsphase hin und bereichsweise kann man auch die Überprägung älterer Strukturen an ihrer Verbiegung bzw. Steilstellung deutlich erkennen. Neben der Deformation der prä-gosauischen Faltenstrukturen zeigt sich die tertiäre Deformation auch in einer langwelligigen Verfaltung der kretazischen Abschiebungsflächen und der prä-gosauischen Deckengrenze. Im Bereich der Gartenspitze kann man deutlich sehen,

dass die Deckengrenze zweiphasig verfault ist. Während sie westlich unterhalb der Gartenspitze mit ca. 50° nach SE einfällt, ist sie nördlich der Gartenspitze nahezu horizontal. Der Grund ist eine Verbiegung der Fläche um eine E-W-bis NW-SE-streichende, im Zuge der tertiären Einengung entstandene Achse. Am Verlauf der Ausbissli-

nie nordöstlich bis östlich unterhalb der Gartenspitze ist zudem eine deutliche Verbiegung der Deckengrenze um bereits prä-gosauisch entstandene Faltenachsen festzustellen. Vereinzelt kann man im Gelände auch eine tertiäre Reaktivierung prä-gosauisch entstandener Scherflächen erkennen.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/ Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Problemstellung

Der Grenzziehung zwischen Nördlicher Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit kommt eine große Bedeutung zu, da es sich um die tektonisch hochrangige Grenze zwischen Unterostalpin und Oberostalpin handelt. Bedingt durch ähnliche Lithologien im Quarzphyllit (Serizit-Quarzite, Phyllite und diaphthoritische Quarzphyllite) und der Grauwackenzone (Wechselfolge von Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Phylliten) führte die feldgeologische Ansprache immer wieder zu Unstimmigkeiten. Vor allem an den Gebietsgrenzen zwischen verschiedenen Bearbeitern kam es zu „Blattrandverwerfungen“. Die prograde Metamorphose in der Grauwackenzone einerseits und die retrograde Metamorphose des Quarzphyllits andererseits führt zu einer lithologischen Konvergenz, die im Grenzbereich kulminiert. Die klassische Herangehensweise, die Grenzziehung längs eingeschalteter Augengneislinsen vorzunehmen, ist gescheitert. Die Kartierungen der letzten Jahre zeigen zweifelsfrei, dass Augengneise neben der Lage an der Grenze Unterostalpin/Oberostalpin sowohl innerhalb der Grauwackenzone als auch innerhalb des Quarzphyllits vorkommen können. Abschließende geochronologische Untersuchungen hierzu sind im Gange.

Um eine konsistente Kartendarstellung zu erhalten, wurden in den fraglichen Gebieten zahlreiche Dünnschliffe hergestellt und petrographisch bearbeitet. Die Ergebnisse sind in einer Neugestaltung der Manuskriptkarten 1:10.000 für einen Bereich von etwa 55 km² Größe niedergelegt.

Umgrenzung des Bereichs

Der strittige Bereich befindet sich vorwiegend im Windautal. Er beginnt im Norden auf Höhe Brunnachalm – Tagweidalm und endet südlich auf Höhe Baumgartenalm. Die Grenzziehung westlich der Windau, zwischen Gasthof Wegscheid (Kurzer Grund), Haldenstein und Unterfoischingalm wurde ebenfalls mituntersucht. Besondere Bedeutung kam dem Bereich zwischen Gerstinger Tretl und Miesenbachalm zu. Durch einen weitgehend senkrecht zum Streichen verlaufenden Güterweg, der zum Tagweid- und zur Miesenbachalm führt, war hier auch eine engräumige Probenahme möglich.

Insgesamt kommen acht Manuskriptblätter (Maßstab 1:10.000) als revidierte Fassung zur Abgabe, die je nach Fall vollständig oder in Teilen neu gezeichnet wurden. Dies entspricht einer Fläche von etwa 55 km².

Methodik und Ergebnis der Dünnschliffuntersuchungen

Unter Berücksichtigung der tektonischen Raumlage wurden senkrecht zum lithologischen Grenzverlauf Dünnschliff-Profile längs von Forstwegen gelegt (u.a. Windau-Haupttal, Weg zur Miesenbachalm). Diese wurden ergänzt durch weitere in der Fläche verteilte Proben. Insgesamt liegen 56 Dünnschliffe vor. Es war möglich, Qualifikanden in die Bearbeitung der Schliffe einzubeziehen. Hierbei ist insbesondere die Diplomarbeit KÖNIG (2009) mit der Bearbeitung von 37 Dünnschliffen zu erwähnen.

Folgende Methoden wurden angewandt:

- Qualitativer und quantitativer Mineralbestand
- Gefüge-Untersuchungen
- Klast-Matrix-Verhältnis
- Korngrößenstatistik pro Teilgefüge
- Elliptizitäten
- Glimmer-Geochemie an wenigen ausgewählten Proben.

Im ersten Ansatz zeigte sich, dass auch im mikroskopischen Bild die genaue Grenzziehung nicht trivial ist. Es gelang aber, die Abgrenzung einer Übergangszone von Bereichen mit eindeutigen sedimentären Reliktgefügen (Grauwackenzone) und eindeutig metamorphem Gefüge (Quarzphyllit). Beweise für die Zugehörigkeit zur Grauwackenzone bilden Relikte eines sedimentären Lagenbaus zwischen quarz- und albitreichen klastischen Lagen und siltig-tonigen Lagen, reliktsche Gradierungen, der Nachweis von größeren Quarz- oder Feldspatklasten sowie von Detritusglimmern. Beweise für die Zugehörigkeit zum Quarzphyllit bilden ein postkinematisches, metamorphes Quarz-Albit-Pflastergefüge mit 120°-Gleichgewichtskorngrenzen, die Stabilität grobscheitigen Biotits bzw. Pseudomorphosen von scheidigem Chlorit nach Biotit.

In der Übergangszone Quarzphyllit/Grauwackenzone ist auch im Dünnschliff-Maßstab ein kontinuierlicher Übergang von stark duktil deformiertem sedimentärem Lagenbau in feinkörniges, metamorphes Pflastergefüge festzustellen. Dies erklärt, warum eine rein feldgeologische Grenzziehung misslingen musste. Hierbei nimmt die Rekristallisations-Korngröße in der sedimentären Matrix der Grauwackenzone-Schliffe kontinuierlich zu.

Neben der Ausmessung mittlerer Korngrößen, getrennt für das Quarz/Albit- und das Glimmer-Teilgefüge wurden auch Kornformanalysen durchgeführt. Hieraus wurden zahlrei-