

Die Vorkommen des Unterlias-Rotkalkes sind an die Aufschlüsse des Rhätolias-Kalkes gebunden. Es handelt sich um einen rötlichen Flaserkalk, auf dessen welligen Schichtflächen häufig Ammoniten- und Nautiloideenreste erhalten sind. Die Mächtigkeit des Kalkes beschränkt sich auf höchstens 2 m.

Die Allgäuschichten treten am Osthang des Kaisertales und im Bereich der Blahdenmahd-Antiklinale auf. Sie entwickeln sich im nördlichen Gebiet an der Rhät/Lias-Wende aus den Kössener Schichten. Im südlichen Kartierungsgebiet wird die Grenze zum Unterlias-Rotkalk oder zum Rhätolias-Kalk innerhalb des Lias gezogen. Die Allgäuschichten stellen eine wechselhafte Abfolge von schmutzig-gelbgrau anwitternden Kalken und Mergeln dar. Die dunkelgrauen Kalke dominieren in den unteren und oberen Partien der Allgäuschichten. In den mittleren Allgäuschichten überwiegen dunkle Mergel und mergelige Kalke. Die Mächtigkeit der Allgäuschichten variiert zwischen 100 und 150 m.

Größere Vorkommen von Radiolarit befinden sich am Osthang des Kaisertales und an der Guflespitze. Im Almajurtal sowie am Stanskogel sind Aptychenkalkklippen zu finden, an die häufig kleinere Radiolaritaufschlüsse gebunden sind. Der Radiolarit ist ein feinkörniges, kieselsäure-reiches Gestein. Die ausgeprägte Bankung beruht auf feinen Tonzwischenlagen. Der geringe Karbonatanteil kann im Radiolarit lokal ansteigen, so dass Kieselkalke ausgebildet sind. Die oft beschriebene Farbabfolge schwarz-grün-rot ist vereinzelt zu beobachten. In den meisten Fällen fungierte der Radiolarit jedoch als Scherhorizont und wurde tektonisch reduziert. Die beobachtete Mächtigkeit schwankt zwischen 2 und 40 m.

Der Aptychenkalk baut die Gipfel von Muttekopf, Stanskogel und Hirschpleiskopf auf. Weiterhin steht der Aptychenkalk rund um die Blahdenmahd-Antiklinale an. Kleinere Klippen des Kalkes befinden sich in den Kreideschiefern des Almajurtales und an der Basis der Fallesin-Deckscholle. Der Aptychenkalk ist ein gebankter, hellgrau bis sahneweißer, mikritischer Kalk mit dunklen, feinen Tonzwischenlagen. Im Kartierungsgebiet ist das Gestein jedoch häufig zerschert und suturiert. Der Aptychenkalk wird bis 40 m mächtig.

Die Lechtaler Kreideschiefer sind das dominierende Gestein im Almajurtal und am Lechtaler Höhenweg zwischen Leutkircher Hütte und Kaiserjochhaus. Ein kleineres Vorkommen befindet sich nördlich der Guflespitze. Die monotone Abfolge wird aus hellgrauen bis schwarzen Ton- und Mergelschiefern aufgebaut. Eingeschaltete, ge-

ringmächtige Kalkarenitbänke führen vereinzelt Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen. Die Mächtigkeit der Einheit beläuft sich auf ca. 300 m. Die Kreideschiefer stellen die jüngsten Gesteine des Kartierungsgebietes dar. Die Einheit endet im Cenoman mit einem Hiatus.

Die quartären Bildungen wurden auf Grundlage der „Geogenetischen Definitionen quartärer Lockergesteine“ nach HINZE, JERZ, MENKE & STAUDE (1989) auskartiert. Die Einteilung erfolgte in pleistozäne Moränen und Abrisschollen sowie holozäne Hangschuttkegel, Hangschutt, Muren- und Bachschuttkegel, Blockschutt, Bergsturmassen, Terrassenschotter, postglaziale Erosionskanten und vernässstes Gelände.

Würmzeitliche Lokalmoränen sind in Resten in einigen Karen sowie im Kaisertal westlich der Kaiseralpe und um Kaisers zu beobachten. Mehrere große Hauptdolomit-Abrisschollen an den Hängen des Kaiser- und Almajurtales konnten abgegrenzt werden.

Tektonik

Die im gesamten Kartierungsgebiet beobachtete komplexe und polyphase Deformation äußert sich großräumig in Verfaltungen, Aufschiebungen und Brekzierungen der anstehenden Gesteine.

Die Lechtal-Decke weist in der NE-Flanke des Kaisertales einen steilen, N-NW-vergerten Falten- und Schuppenbau auf. Dieser kann von N nach S in Rotschrofen-Schuppe, Blahdenmahd-Antiklinale, Gufle-, Aplespleis-, Vordeseespitze-, Kaisertal- und Griebkopf-Schuppe unterschieden werden. Die tektonischen Einheiten lassen sich in das östlich anschließende Gebiet um die Wetter Spitze weiterverfolgen. Im Kaisertal taucht der gesamte Komplex nach W bis SW ab. Diese tektonische Konstellation wird durch eine schräge Rampe im Untergrund hervorgerufen.

Die Fallesin-Deckscholle lagert im westlichen Abschnitt auf den Lechtaler Kreideschiefern der Lechtal-Decke. Der östliche Deckschollenrand ruht auf der ausgewalzten Muldenfüllung der Griebkopfschuppe. Der südliche Rand der Griebtaler Deckscholle wurde von den Lechtaler Kreideschiefern und Aptychenkalkresten eingewickelt.

Im Kartierungsgebiet ist die Fortsetzung der nördlich von Pettneu in unter- und mitteltriassischen Gesteinen beobachteten dextralen Blattverschiebung zu erkennen. Es handelt sich um eine steile, NW-SE-streichende Störung, die Gesteine der Lechtal-Decke und der Fallesin-Deckscholle versetzt.

Blatt 148 Brenner

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Unterostalpin im Raum Glungezer auf Blatt 148 Brenner

BERND KOLENPRAT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Folgende zwei tektonische Einheiten sind in dem zu kartierenden Bereich abtrennbar:

- Patscherkofel-Kristallin (Stubaikristallin)
- Innsbrucker-Quarzphyllit [i. A.].

Patscherkofel-Kristallin

Der dieses Kristallin beinhaltende Kartierungsbereich umfasst Hang- bzw. Karberegende südlich bzw. südwestlich des Glungezer Gipfels (2677 m) bis zur Tulfeinalm (2035 m), Kamberegende zwischen Sonnenspitze (2639 m) und Viggarspitze (2306 m) und das Auftreten im Bereich des Schartenkogels (2311 m).

Aufgrund meist nur geringmächtiger Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen, Wechsellagerung, kontinuierlicher Übergänge der Typen ineinander sowie einer intensiven isoklinalen Faltung, kann für weite Bereiche keine detaillierte Ausscheidung der unterschiedlichen Lithologie-

typen erfolgen. Das Kristallin wird daher zu einer Serie zusammengefasst. Mächtigere Vorkommen werden mit Übersignatur eingezeichnet. Amphibolite bzw. hornblendeführende Gesteine werden ausgeschieden.

Folgende Lithologietypen können differenziert werden:

- Staurolith-Glimmerschiefer bis Gneise mit und ohne Granat
- Glimmerschiefer mit und ohne Granat, mit wechselnden Glimmer-, Quarz- und Feldspatgehalten
- Biotitschiefer
- Quarzite (gebändert bis massive Typen)
- Gneise (Paragneise) bzw. Schiefergneise
- Amphibolite und hornblendeführende Gesteine

Gegenüber den Vorkommen am Patscherkofel zeigt sich in den östlichen Bereichen dieses Kristallins ein Zurücktreten der staurolithführenden Gesteine. Es dominieren Quarzite, Glimmerschiefer und Gneise. Staurolithführende Gesteine sind nur in geringmächtigen Lagen eingeschaltet. Ein weiterer Unterschied zum Patscherkofel wäre das verstärkte Auftreten von Amphiboliten und hornblendeführenden Gesteinen.

Das gesamte Bereich ist durch großdimensionale Massenbewegungen und Abschiebungen an teilweise vorgegebenen Bruchsystemen gekennzeichnet. Mächtige Auflagerungen von kristallinem Blockwerk überdecken überdies größere Gebiete des Innsbrucker Quarzphyllites.

Die Abgrenzung zum liegenden Innsbrucker Quarzphyllit gestaltet sich in manchen Bereichen (Bärenbader Jöchl) als einigermaßen schwierig. Einerseits ähneln staurolithfreie Glimmerschiefer den höher metamorphen glimmerschieferähnlichen Typen des Quarzphyllites und andererseits treten quarzreiche Gesteine und chloritreiche Schiefer (vermutlich stärker retrograde Gesteine) in beiden Kristallinbereichen gleichermaßen auf. Eine Abtrennung erfolgte erstens durch das Auftreten von Staurolith und zweitens durch größerflächige Betrachtung des Gebietes, wodurch sich aber wie beim Bärenbader Jöchl geometrische Probleme ergeben.

Strukturinventar

Die polyphase Deformation führt aufgrund des unterschiedlichen rheologischen Verhaltens der Gesteinstypen zur verschiedenartigen und -starken Überprägung älterer Gefüge. So ist die älteste, makroskopisch gut erkennbare, Schieferung in den Gneisen und quarz- und feldspatreichen Glimmerschiefern durch eine intensive enge bis isoklinale Faltung überprägt. Die Faltenachsen liegen parallel bis subparallel zur Streckungslineation (ca. 260, vermutlich konstant top to W) der Scherverformung, welche vermutlich auch zur Ausbildung dieser Faltung führte. In mehr glimmerreichen Gesteinen bilden die Schenkel dieser Isoklinalfaltung die neue dominierende Schieferung aus. Es kommt somit zu Crenulation des alten planaren Gefüges. Die Achsenebenen der Isoklinalfaltung bzw. die Schieferungsflächen zeigen ein mittelsteiles Einfallen nach Nordwesten. Die Mikrofallenachse (crenulation cleavage) zu dieser Isoklinalfaltung liegt wiederum parallel zu mesoskopischen Faltenachsen und sub- bis parallel zur Streckungslineation. In reinen Quarziten schließlich wird die ältere Foliation vollständig überprägt und die neue penetrative Schieferung lässt sich eindeutig als eine mylonitische Foliation charakterisieren. Die genaue Altersstellung dieser Deformationsphase bedarf noch geochronologischer Untersuchungen. Diesem Deformationsereignis folgt vermutlich die Ausbildung eines NW-gerichteten Scherbandgefüges (SC'-Gefüge),

welches sich nur in offensichtlich retrograden chloritreichen Schiefertypen makroskopisch erkennen lässt. Gleichzeitig oder darauf folgend bildet sich eine offene Faltung mit Faltenachsen in SW-NE-Richtung (230-050) und meist senkrecht zur Foliation stehenden Achsenebenen aus. Diese Faltung lässt sich nur in Form einer Mikrofaltung fassen und dürfte zu keiner mesoskopischen Ausbildung führen. Es folgt eine Kinkfaltung mit um die Nordrichtung streuenden Faltenachsen. Die meisten Kinkfalten zeigen Übergänge zu gescherten Kinkfalten bzw. Schleppfalten mit kataklastischen Bewegungszonen. Diese könnten bereits im Zusammenhang mit der Brennerabschiebung stehen. Die sprödetektonische Entwicklung dieses Kristallins zeigt Bruchsysteme, die der Brennerabschiebung zuordenbar sind und welche im Zusammenhang mit der Inntalstörung und jüngeren Störungszonen stehen.

Innsbrucker Quarzphyllit

Hierzu wurden Bereiche um die Tulfeinalm (2035 m), das Kar südwestlich des Glungezers und nordwestlich der Kreuzspitze, die Kare und Hänge westlich des Voldertales sowie der Kammbereich bis zum Grünbergspitz bearbeitet.

Wiederum zeigt sich, dass eine kartenmäßige Ausscheidung der einzelnen Lithologietypen in manchen Bereichen aufgrund der engen Wechsellagerung und Übergänge der Typen ineinander nicht durchgeführt werden kann. Vielmehr bietet sich jedoch eine Ausscheidung von charakteristischen Serien an.

Differenzierbare Lithologietypen im „Innsbrucker Quarzphyllit“ wären:

- Monotone Phyllite mit unterschiedlichen Anteilen an Quarzmobilisatlagen
- Quarzreiche Phyllite mit Übergängen zu Quarziten
- Glimmerschiefer mit und ohne Biotit
- Granatglimmerschiefer
- Chloritreiche Schiefer
- Plattige Gneise mit und ohne Granat
- Grünschiefer
- Amphibolit
- Marmore

Schematisches Profil

über Glungezer – Gamslahnerspitze – Kreuzspitze – Rosenjoch – Grünbergspitze

Direkt am Gipfel des Glungezers (2677 m) setzen im Liegenden des Patscherkofel-Kristallins quarzmobilisatreiche Phyllite ein. Diese Typen können in die Serie der mehr oder weniger monotonen Phyllite gestellt werden, welche vor allem auch die dominante Serie nördlich des Kristallins darstellt. In diesen Phylliten finden sich im Liegenden Einschaltungen von hellen Marmoren, die offenbar in Form von stratiformen Linsen vorliegen. Anschließend folgt im Liegenden eine Serie, welche durch enge Wechsellagerungen von Grünschiefern und Phylliten charakterisiert ist. Othogneis mit blauen Quarzen unterlagert diese Serie. Gegen Süden zeigt sich ein Anstieg der Metamorphosebedingungen. Die Phyllite gehen innerhalb von Zehnermächtigkeitsmetern in Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer über. In diesen Glimmerschiefern findet sich im Bereich vom Gamslahner (2681 m) bis zur Kreuzspitze Einschaltungen von teilweise mächtigen plattigen Gneisen, quarzreichen Schiefen, reinen Quarziten, Amphiboliten und Chloritschiefern. Der makroskopische Befund lässt annehmen, dass es sich bei den Chloritschiefern um stärker retrograde bzw. in jüngerer Zeit stärker deformierte Gesteine handelt. Sie sind immer

wieder als geringmächtige Lagen in den verschiedenen Lithologietypen eingeschaltet und zeigen ein deutlich ausgeprägtes penetratives Scherbandgefüge (SC'-Gefüge). Südlich der Kreuzspitze (2746 m) scheint die Metamorphose wieder abzunehmen. So treten im Bereich zwischen Kreuzspitze und Rosenjoch (2796 m) vor allem Glimmerschiefer mit Einschaltungen von Grünschiefern und untergeordnet quarzreiche Typen auf. Südlich des Rosenjochs endet diese Glimmerschiefer-Grünschiefer-Serie und geht wiederum in die monotone Phyllitserie mit vereinzelt Marmoreinschaltungen über.

Die Metamorphoseverteilung bzw. der symmetrische Bau dieses Gebietes legen einen mehr oder weniger isoklinalen Faltenbau mit einer mittelsteil nach NW einfallenden Achsenebene nahe. Indizien, in Form von Parazitärfalten 2. und 3. Ordnung oder einer Achsenebenenschieferung, welche sich ausbilden sollten, konnten nicht gefunden werden. Über die fragliche Geometrie einer etwaigen Großstruktur kann derzeit nur spekuliert werden. Es könnte sich hierbei auch um das Produkt von Überschiebungen und Imbrikationen handeln.

Strukturinventar

Im Vergleich zum Patscherkofel-Kristallin zeigen sich einige Parallelen. Die älteste in manchen Lithologien des Patscherkofel-Kristallins gut erhaltene Schieferung wird in den glimmerreichen Typen des Innsbrucker Quarzphyllites vollständig von der jüngeren, hier dominierenden, Schieferung überprägt und findet sich nur mehr relikttisch in Form von isoklinal verfalteten Quarzmobilisatlagen. Diese Quarzmobilisatlagen zeigen auch zweifach gefaltete Isoklinalfalten, was somit auf das Vorhandensein einer noch älteren Foliation schließen lässt. Die plattigen Gneise bzw. quarzreichen Schiefer bis Schiefergneise zeigen ebenfalls eine Isoklinalfaltung mit parallel zueinander liegenden Faltschenkeln, welche somit die jüngere dominierende Schieferung bilden. Die Faltnachsen dieser Isoklinalfalten liegen wiederum parallel zur Streckungslineation (ca. 260) einer Scherverformung. Die Deutlichkeit der Ausbildung der Streckungslineation ist in den zentralen höhermetamorphen Anteilen am stärksten. Dieser Scherverformung dürfte die Ausbildung von top to NW-gerichteten Scherbändern (SC'-Gefüge) und einer chevronartigen offenen bis engen Faltung (Faltenachse 230-050) folgen. Die Achsenebenen der jüngeren Faltung stehen wiederum senkrecht zur Foliation. Über die genaue Abfolge oder einer Gleichzeitigkeit von Scherbändern und Faltung besteht derzeit noch Unklarheit. Jedoch zeigt sich, dass sich in glimmerreichen Typen eher ein SC'-Gefüge ausbildet, in den quarzreichen Lithologien hingegen eher die Chevronfaltung. Die Ausbildung des Scherbandgefüges lief unter retrograden Bedingungen ab und führte zur Chloritisierung weiter Bereiche. Dieser Phase oder Phasen folgen wie im Patscherkofel-Kristallin die Bildung einer Kinkfaltung. Die sprödetektonische Beeinflussung zeigt wiederum Hinweise auf die Brennerabschiebung und auf jüngere Störungssysteme.

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Schmirntal

Den oberen Teil des Schmirntals (oberhalb von Rohrach) bildet ein breiter, postglazialer Trog. Die unteren

Teile der Abhänge sind mit Seitenmoränen bedeckt. Oberhalb von Schmirn kommen sie an beiden Abhängen vor, unterhalb nur am linken Abhang. Sie bilden eine deutliche Verflachung auf der Höhe von 60–100 m über dem Talboden. In der Holzebensiedlung bildet die Seitenmoräne einen gut erhaltenen Wall.

Die Moränen sind mit zahlreichen postglazialen Schwemmfächern und Schuttkegeln bedeckt. Der größte von ihnen fällt von dem unter der Schafseitenspitze gelegenen Kessel in Richtung Toldern ab.

Unterhalb von Rohrach, am linken Talabhang, hat sich ein Fragment der Endmoräne erhalten (1360–1480 m ü.d.M.). Diese Moräne und die beschriebenen Seitenmoränen entstanden anscheinend im Gschnitzstadium.

Die Endmoränen der jüngeren Stadien haben sich in den Tälern erhalten, die von der Hohen Warte nach Nordwesten abfallen, auf der Höhe von 1550–1600, 1750–1800, 1850 und 1950–2100 m ü.d.M. Die Abhänge unter diesen Moränen sind mit ausgedehnten fluvioglazialen Schemmfächern bedeckt. Ein ziemlich ausgedehnter Boden dieses Teils des Tals ist mit Alluvien bedeckt, die zwei Terrassen bilden.

Unterhalb von Rohrach wird das Schmirntal eng und tief. Dieser Abschnitt des Tals wurde wahrscheinlich durch die Schmelzwässer aus dem Gletscher des Gschnitzstadiums und die aus den jüngeren Gletschern vertieft. Dort kommen keine Moränen vor. Die Seitenmoräne erscheint erst am rechten Abhang, in der Nähe der Stelle, wo das Tal ins Valsertal mündet (Unterleite). Das ist vermutlich die Moräne des Steinachstadiums.

Große Teile der Talabhänge sind durch Bergstürze beschädigt. Diese Bergstürze sind zur Zeit nicht aktiv. Der größte von ihnen kommt am linken Abhang über Oberleite vor. Ein großer Teil des Abhanges oberhalb von Toldern (Kalte Herberge) wurde wahrscheinlich auch durch Bergstürze beschädigt.

Ein großer Kalziumkarbonatgehalt im Grundwasser des Talbereichs begünstigt die Entstehung von Quelltuff. Größere Flächen kommen an Stellen vor, wo kleinere Bäche ins Tal münden, in der Nähe von Schmirn, Rohrach und Oberleite.

Valsertal

Im Valsertal kann man – ähnlich wie in Schmirntal – zwei Teile unterscheiden. Den oberen Teil des Tals bilden die Überreste der Endmoräne, die in der Nähe von Kolb (1260–1340 m ü.d.M.) vorkommen. Das ist wahrscheinlich die Moräne des Gschnitzstadiums. Dieser Teil des Tals ist ziemlich breit. Der rechte Abhang ist mit Schwemmfächern, Schotter, Seitenmoränen (unterhalb der Sillalm) und fluvioglazialen Fächern (Innervals) bedeckt. Der Boden ist mit Alluvien bedeckt.

Die Moränen der jüngeren Stadien als Gschnitzstadium haben sich in den Tälern erhalten, die vom Sumpfschartl nach Nordwesten abfallen, und befinden sich auf der Höhe von 1550–1600, 1700–1800, 1900–2000, 2050–2100, 2200–2280 und etwa 2500 m ü.d.M.

Der untere Teil des Valsertals, unterhalb von Kolb, ist enger, tiefer und steiler als der obere Teil. Der Boden und die unteren Teile der Abhänge sind mit Moräne bedeckt. An der Stelle, wo das Valsertal mit dem Schmirntal zusammenläuft (St. Jodok), hat sich ein hoher Wall der Mittelmoräne erhalten, am Fuß der Staflecher Wand dagegen ein kleines Fragment der Kamesterrasse. Obwohl in dem Tal die Endmoräne nicht vorkommt, scheinen die Ablagerungen im Steinachstadium entstanden zu sein.