

tallin eine höhere Peakmetamorphose als der Quarzphyllit erreichte.

Unstrittig ist nach dem Feldbefund verschiedener Autoren, dass Kristallinschuppen im Quarzphyllit schwimmen, z.B. bei Kosten. Gneislagen können als Flasergneise oder Porphyroidgneise ausgebildet sein. Eine zweifelsfreie Unterscheidung zwischen beiden Gesteinen ist oft nicht möglich. Amphibolite und Grünschiefer treten ebenfalls im Quarzphyllit auf, sogar extrem grobkörnig, in Form von Bänderamphiboliten. An einer Stelle fand sich sogar ein Granatamphibolit.

Diese Befunde sprechen eher dafür, dass weite Teile des so genannten „Quarzphyllites“ in Wirklichkeit retrograd zerschertes Altkristallin darstellen, dessen verformungs-härtere Relikte die retrograde Überprägung überdauert haben. Dieser Umstand ist insofern fatal, als nach klassischer Meinung die Grenze Mittelostalpin/Oberostalpin zwischen den beiden Gesteinseinheiten zu verlaufen hätte und außerdem beide Großeinheiten eine durchaus verschiedene tektonometamorphe Geschichte haben und auch hinsichtlich ihrer Edukte verschieden zu beurteilen sind.

Tektonischer Bau

Die Kristallinserien im Norden (Lerchknoten, Tullenkogel) stehen steil (senkrecht bis 60° fallend) und streichen mit etwa 60°. Sie sind straff geregelt. Bei Annäherung an den östlichen Blattrand gehen die Serien in vertikales Nord-Süd-Streichen über. Dies ist als steilachsige Faltung (Schlingenbau) zu interpretieren. Die Südabdachung des Gebietes (Hang oberhalb des Drautales) weist wesentlich flachere Raumlagen auf, die Abfolgen streichen im Mittel parallel zum Drautal und dokumentieren recht unsystematisch verteilte Raumlagen. Dies legt den Verdacht atektonischer Verstellungen nahe.

Sprödrübrüche finden sich in den Talverläufen (St. Justina, Warscherbach). Das morphologisch wirksame Bruchsystem mit 160°-Streichen wird als antitethisch-dextrales Riedelbruchsystem gewertet (Zweigstörung zur Drautalstörung), vorbehaltlich klarer kinematischer Aussagen aus zukünftigen Geländekampagnen.

Quartär, Massenbewegungen

Die Bearbeitung des Quartär erfolgt durch Koll. REITNER. Erwähnenswert sind hochliegende Eisstauterrassen, die die Verebnungsflächen der Weiler Vergein, Oberried, Bichl etc. erklären, sowie Blockgletscher in den Karen westlich des Tullenkogels.

Einzelne aktive Massenbewegungen (z.B. Schönkosten, Tscheider) wurden dargestellt. Im gesamten Hang zwischen Kosten, Koster Wälder und Assling häufen sich Hangstufen, die als Rückfallkuppen von inaktiven Massenbewegungen zu werten sind. Das Einrotieren der Folgen in flach gegen den Hang einfallende, hangparallele Lagen längs des Drautales, aber auch in Teilen des Krasteinbaches könnte insgesamt auf Massenbewegungen zurückzuführen sein. In den bisherigen Bearbeitungen war dies allerdings tektonisch erklärt worden. Ein endgültiges Urteil muss im Rahmen der abschließenden Diskussionen mit Fachkollegen gefunden werden.

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen und in der Granatspitzgruppe auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

In den südöstlichen Deferegger Alpen wurden im Iseltal die Gebiete um Schlaiten und Glanz hinauf bis zum Kamm Rotstein – Blößenegg kartiert. Zusätzlich konnte mit der

Kartierung um den Rotenkogel, als südlichsten Ausläufer der Granatspitzgruppe, die letzte Lücke in der Nordhälfte des Kartenblattes Lienz geschlossen werden.

Die Deferegger Alpen sind Teil des Ostalpinen Kristallins südlich vom Tauernfenster. Sehr einförmige Paragesteine charakterisieren den zentralen Teil der Deferegger Alpen. Sie treten im Untersuchungsgebiet zwischen Rotstein und Glanz in großer Mächtigkeit auf und schließen den Orthogneiskörper Schlaitener Kofel – Lavantegg ein. Im Liegenden dieser monotonen Lithologie streicht von südlich Göriach bis Plone ein Komplex aus Paragesteinen mit Einlagerungen aus Marmor, Pegmatit, Amphibolit und Orthogneis. Beide Kristallinkomplexe können variszische und auch permische amphibolitfaziale Metamorphoseprägung aufweisen.

Bei Schlaiten stößt dieses prä-alpidische Kristallin entlang einer steilstehenden Störungszone an ein frühalpidisch metamorphes Kristallin, das den Bereich Göriach – Schlaiten aufbaut. Verstreute Amphibolit- und Orthogneislagen charakterisieren dieses ebenfalls durch Paragesteine dominierte Kristallin. Andererseits wird der einförmige Paragesteinskomplex im S des Untersuchungsgebietes von einem Quarzphyllit-Komplex überlagert. Zahllose Metaporphyroid- und vereinzelt Metabasitlagen geben den Quarzphylliten im Kamm Böses Weibele – Blößenegg ein buntes Erscheinungsbild. Zu erwähnen bleiben noch verbreitete oligozäne Tonalitgänge.

Der Kamm Gorner – Rotenkogel – Kegelstein schließt ein N-S-Profil vom Südrand der Matreier Zone ins überlagernde Ostalpine Kristallin auf. Blassgrünliche Quarzite und Quarz-Serizit-Schiefer sind die typischen Gesteine der Matreier Zone südlich vom Kals-Matreier-Törl. Retrograd überprägtes Ostalpines Kristallin, bestehend aus Glimmerschiefer und Paragneis mit Orthogneis- und Amphibolitlagen, ist im Cimaroß und im Anstieg zum Gorner abgeschlossen. Vom Gorner bis zum Rotenkogel quert ein mächtiger Orthogesteinszug, an den sich gegen S einförmige Paragesteine mit einer Einschaltung aus Granat-Hellglimmerschiefern anschließen.

Der vorliegende Bericht gliedert sich in die Beschreibung typischer und besonderer Lithologien und signifikanter Strukturen der jeweiligen Gebiete sowie eine kurze Diskussion. Zusätzlich werden Massenbewegungen und quartäre Bedeckung erläutert.

Schlaiten

Aufgenommen wurde das Gebiet von der Isel bis hinauf zum NW-SE-Kamm zwischen Rotstein und Lavantspitzen beziehungsweise von der Linie Rotstein – Moschumandl – Göriach bis zum Krassbach. Als Grundinformation lagen Diplomkartierungen der RWTH Aachen (GOSSEL [1990], VOSS [1990]) unter der Leitung von SPAETH vor. Weitere Informationsquellen bildeten die quartär- und kristallineologischen Übersichtsskizzen der Deferegger Alpen von SENARCLENS-GRANCY (1942, 1965).

Lithologie Schlaiten

Die lithologische Charakterisierung beginnt mit dem frühalpidischen Kristallin im Gebiet Schlaiten – Göriach. Paragesteine in Form von gebankten Paragneisen und mittel bis grobkörnigen Glimmerschiefern dominieren das relativ einförmige lithologische Bild, aufgelockert durch wenige Amphibolit- und Orthogneislagen.

Die Paragneise sind feinkörnige, im frischen Bruch violettbraune Biotit-Plagioklas-Gneise, in Göriach mitunter quarzitisches und östlich von Gonzach Granat führend. Mittel- bis grobschuppiger Muskovit kennzeichnet die Zweiglimmerschiefer, wobei bei feldspatreichen Typen Korngröße und Modalanteil maximal erscheinen. Einerseits vermitteln Schiefergneise zwischen diesen Endgliedern der Paragneise und andererseits sind scharfe Wechsellagerungen in cm- bis dm-Dimension zu beobachten. Typisch

für alle Paragesteine ist ein plattig bis bankiger Habitus, wobei die grobkörnigen Feldspat-Hellglimmer-Schiefer besonders dickbankig und die quarzreichen Gesteine besonders scharfkantig plattig brechen. Eine leichte Vergrünung der Paragesteine infolge Chloritisierung von Biotit zeigt sich von Gantschach bis Göriach. Anzumerken bleiben noch größere (dm–1.5 m) kon- und diskordante Quarzmobilisate in Göriach.

Amphibolitlagen finden sich im Hang zwischen Iseltalboden und Gantschach sowie um das Gehöft Zischger gehäuft und sonst vereinzelt. Mit einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis wenigen Metern erweisen sie sich als feinkörnige und feingebänderte, von Amphibol dominierte Gesteine. Einzelne Lagen beziehungsweise Bänder sind reicher an Plagioklas und selten führen die Amphibolite Biotit.

Orthogneise sind nördlich von Schlaiten und im Göriachbachgraben an der Straße nach Göriach aufgeschlossen. Sie erscheinen meist als geringmächtige (wenige Meter) Lagen aus mittelkörnigem Orthoaugengneis mit mittel- bis grobschuppigen Glimmern, wobei Biotit überwiegt. Ein mehrere Meter mächtiger Zug aus teilweise grobkörnigem Augengneis bildet eine Felsstufe nordwestlich von Schlaiten. Eine hingegen enge Wechselfolge (dm–0.5 m) aus Orthogneisen und Paragneisen erscheint im Göriachbachgraben und an der Straße von Schlaiten zum Zajacher. Die einzelnen Orthogneislagen sind in Korngröße, Augentextur und Modalbestand homogen, insgesamt sind die Orthogneise aber recht variabel.

Das frühalpide Kristallin stößt entlang einer Störungszone (s. u.) an variszisches Kristallin, das den Großteil des Kristallinblocks Deferegger Alpen aufbaut. Aufgrund der SW-gerichteten beziehungsweise flachen Lagerung schließen die Hänge und Kare südwestlich von Göriach und Schlaiten ein lithologisches Profil quer zum regionalen Streichen auf. In diesem Profil lassen sich zwei Gesteinskomplexe unterscheiden. Im tektonisch Liegenden erstrecken sich vom südöstlichen Göriacher Wald bis zum Hangfuß südlich Plone Paragesteine mit Marmor-, Amphibolit-, Pegmatit- und Orthogneislagen. Überlagert wird diese Wechselfolge von einem einförmigen wie mächtigen Paragesteinskomplex, der das Gebiet Moschumandl – Mitterwald – Außerwald hinauf bis zum Kamm Rotstein – Lavantspitzen aufbaut.

Die Paragesteine des liegenden Komplexes sind oft reich an Quarz, also als Muskovit-Quarz-Zweiglimmerschiefer, Quarzitschiefer und Quarzitgneise anzusprechen, wiewohl reine graue Quarzite die Ausnahme bilden. Unter den Glimmern dominiert Hellglimmer im liegenden und Biotit im hangenden Teil dieses Komplexes. Dabei lassen feinschuppige Hellglimmer auf den Schieferungsflächen und eine verbreitete blaugraüne Färbung der Gesteine eine dynamische Rekristallisation der Hellglimmer und Chloritisierung von Biotit erkennen. Chlorit kann als Aggregat oder fein verteilt auftreten, wobei die Chloritisierung von Biotit gegen hangend deutlich abnimmt. Eine typische Alteration zeigen die Paragesteine entlang der Störungszone (s. u.), die Klüfte sind mit Limonit gefüllt und besonders Hellglimmerschiefer wittern rötlich an.

Im Bereich südlich Gasser sind plagioklasreiche Paragneise aufgeschlossen, fein- bis mittelkörnig und metablastisch rekristallisiert sowie mit pegmatoiden Quarz-Feldspat-Mobilisaten. Der hangende Teil des Komplexes zeigt generell höheren Feldspatgehalt, so kommen im Göriachbachgraben und im unteren Mitterwald auch gebankte, von Biotit dominierte Paragneise häufig vor. Granat ist in den Paragesteinen insgesamt selten, wobei sich Granat führende Gesteine im Dünnschliff auch als reich an Sillimanit erweisen können.

Zwischen 1350 und 1450 m Seehöhe queren blendend weiße Marmorzüge den Göriachbachgraben. Die fein- bis

mittelkörnigen Marmore mit einer Mächtigkeit bis zu 10 m sind von quarzreichen Paragesteinen umgeben. Mitunter finden sich im Marmor Kalksilikatlagen (dm), die wie die umgebenden Paragesteine Magnet- und Kupferkies führen können.

Geringmächtige Amphibolit- und Pegmatitlagen sind im gesamten liegenden Komplex verteilt und können als Merkmal zu seiner Abgrenzung herangezogen werden. Die feinplattig brechenden Amphibolite bestehen aus Amphibol und Plagioklas in etwa gleichen Teilen, zusätzlicher Granat (Gonzach) oder Biotit bildet die Ausnahme. In größerer Mächtigkeit durchzieht den Rücken nördlich vom Gereitbachl ein im Streichen mehrere 100 m verfolgbare Amphibolizug und im unteren Mitterwald ist ein 7 m mächtiger Amphibolit aufgeschlossen. Die Pegmatitlagen erscheinen konkordant und schwach verschiefert, sind durchwegs von Quarz dominiert und arm an den typischen Pegmatitmineralen Turmalin und Muskovit. Mehrere Meter mächtige Einschaltungen sind südlich Gonzach und westlich Bacherdorf aufgeschlossen.

Eine Wechselfolge aus Orthogneis und Biotit-Quarzitgneis streicht aus dem Göriacher Wald kommend dem Gereitbachl entlang bis zum Göriacher Bach. Die mittelkörnigen Orthogneise bilden cm- bis dm-Lagen mit Augentextur. Mächtigere Lagen bilden Härtlinge in der Rundhöckermorphologie. Lithologisch sind helle Zweiglimmer-Orthogneise und Biotit-Orthogneise zu unterscheiden, wobei wie in den Paragesteinen dynamische Rekristallisation von Muskovit und Chloritisierung von Biotit zu beobachten sind.

Als besondere Lithologie sind Einschuppungen von mittel- bis dunkelgrauem Kalk anzuführen. Aufgeschlossen westlich Pedarnig (~4 m), südöstlich Bacherdorf im Einschnitt des Schlaitenbaches und südlich Gonzach (max. 10–15 m) reihen sich die Vorkommen in streichender Fortsetzung aneinander. Die Bereiche dazwischen sind weitgehend bedeckt und in Richtung Plone sind trotz guter Aufschlussverhältnisse nur mehr geringmächtige nicht anhaltende Kalke zu finden. Die mittel- bis dunkelgrauen gebankten Kalke sind von Calcitadern durchzogen. Stets begleitet werden die Kalkeinschuppungen von Pegmatitlagen.

Die Hänge nördlich Moschumandl und zwischen Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach werden vom monotonen Paragesteinskomplex aufgebaut. Quarzreiche Paragesteine dominieren die untersten 100 m im hangenden Komplex. Es handelt sich um graue Quarz-Zweiglimmerschiefer, helle muskovitbetonte Glimmerschiefer und hellgraugrünliche Muskovit-Quarzite. Südlich Innerkrass finden sich ausnahmsweise auch reine weiße Quarzite.

Ein deutlich höherer Gehalt an Biotit und Plagioklas zeichnet sich im Göriacher Bachgraben ab etwa 1600 m Seehöhe und im Schlaitenbachgraben ab etwa 1300 m Seehöhe ab. Dadurch treten vermehrt feinkörnige violettbraune Biotit-Plagioklas-Gneise und violettgraugüne Quarzitgneise auf. Weiter gegen hangend dominieren im Nordhang vom Moschumandl und im Mitterwald (um 1700 m Seehöhe) mittelkörnige Zweiglimmerparagneise. Biotit überwiegt und die massigen, oft plattig bis bankig brechenden Gneise weisen eine leicht metablastische Textur auf. Auch in dieser äußerst einförmigen Gneiszone sind wiederholt quarz- oder glimmerreichere Paragesteine anzutreffen.

Tonalitgänge durchsetzen die Paragesteine beiderseits des Göriachbachgrabens (1500 bis 1700 m Seehöhe) und den Hang vom Mitterwald in den Schlaitenbachgraben (1100 bis 1500 m Seehöhe). Die Mächtigkeit der massig brechenden, hellen Magmatite reicht von wenigen Metern bis über 50 Meter. Die Textur erscheint mittelkörnig porphyrisch, wobei sie am Kontakt zum Nebengestein weniger porphyrisch und insgesamt feinkörniger ist. Dies weist auf randliche Abkühlung der Tonalitgänge, im Aufschluss auch an der zunehmend grauen Färbung Richtung Kontakt

erkennbar. Auffällig sind Tonalite mit bis 1,5 cm, rundlichen Quarz-Einsprenglingen, sowie porphyrischem Plagioklas und idiomorphen Biotitpaketen. Granat, Pyroxen und Amphibol sind in diesen Typen akzessorisch. Gänge mit signifikantem Gehalt an Amphibol und Granat oder nicht porphyrische Gänge ohne Granat lassen eine gewisse Variation der Lithologie erkennen.

Am Hang zwischen Schlaiten- und Krassbach folgen über den erwähnten rund 100 m vorwiegend quarzreichen Paragesteinen mehrere hundert Meter dunkelgraue Zweiglimmerschiefer und Quarzitgneise. Ab etwa 1400 m Seehöhe (Gantschningfang – Krassnigalm – Petoggalm) werden silbrig-graue, granatreiche Zweiglimmerschiefer (bis 5 mm Granat) mit konkordanten Quarzmobilisaten auffällig. Charakteristisch für diese Gesteine sind feinschuppige Hellglimmerdomänen und eine teilweise Chloritisierung von Biotit. Dazu ist anzumerken, dass vergleichbare silbriggraue Glimmerschiefer, wenn auch ohne Granat, bereits nordwestlich des Schlaitenbaches ab etwa 1600 m Seehöhe vorkommen. Dort sind sie mit Zweiglimmergneisen und quarzitischen Gneisen vergesellschaftet, und entsprechende Paragesteine begleiten die Granat-Zweiglimmerschiefer auch zwischen Schlaiten- und Krassbach.

In dieser monotonen Paragesteinsabfolge konnte in zwei Aufschlüssen im Schlaitenbachgraben Andalusit festgestellt werden. In 1150 m Seehöhe ein Andalusit-Biotit-Muskovit-Gneis mit zusätzlich etwas Sillimanit und Korund und in 1602 m, ein Almweg quert den Bach, Granat-Zweiglimmerschiefer mit Andalusit führendem Quarzmobilisat. Die Ausnahme als Einlagerung von Orthogesteinen stellen je eine Lage Orthogneis (1200 m Seehöhe) und Amphibolit (1230 m Seehöhe) an der Forststraße Außerwald dar. Der mittelkörnige helle Muskovit-Orthogneis bricht ausgesprochen plattig und zeigt Wechsellagerung (dm) mit den Metapeliten. Der ebenfalls mittelkörnige Amphibolit mit plagioklasreichen Bändern besteht aus Amphibol und Plagioklas zu gleichen Teilen.

Zweiglimmerschiefer bis -schiefergneise umrahmen den Kessel, in dem sich der Göriacher Bach sammelt. Teilweise plattig oder bankig brechend, können sie reich an Quarz und Quarzmobilisaten sein. Ebenfalls sehr einförmige Zweiglimmerschiefergneise, begleitet von signifikanten Anteilen an Glimmerschiefern, grauen Quarziten und Quarzitgneisen, bauen die oberen Karböden und den Kamm Moschumandl – Rotstein auf. Im Rücken zum Schlaitenbach sind silbriggraue Glimmerschiefer mit Quarzmobilisaten typisch. Gegen hangend erscheinen sie zunehmend retrograd überprägt und dadurch mit feinstschuppig phyllitischem Charakter, und Schiefergneise, feinkörnige Para- und Quarzitgneise werden häufiger. Strahlige Chloritaggregate nach Biotit belegen eine intensive Rehydratisierung auch der Paragneise.

Etwas Granat mit dunklem Saum aus Biotit findet sich wiederholt in den glimmerbetonten Paragesteinen. Außergewöhnlich hohe Gehalte an Granat und zusätzlich Staurolith weisen Zweiglimmerschiefer am Kamm Moschumandl – Rotstein bei 2370 bis 2390 m Seehöhe auf. Granat-Staurolith-Glimmerschiefer mit schönen Durchkreuzungszwillingen von Staurolith sind auch im kleinen Karboden (2060 m Seehöhe) zwischen Göriachbach- und Schlaitenbachkar aufgeschlossen.

Amphibolitlagen sind in der Erhebung 2412 m nördlich Rotstein und in den oberen Karböden aufgeschlossen. Die durch Amphibol dominierten Gesteine sind gewöhnlich feingebändert, fein- bis mittelkörnig und plattig brechend. Sie wechsellagern mit plagioklasreichen Paragneisen und Glimmerschiefern, beide teilweise mit Granat. Am Weg östlich der Almhütte Schlaitener Tor führt auch eine Amphibolitlage etwas feinkörnigen Granat.

Geringmächtige, aber anhaltende Tonalitgänge intrudierten im Kamm südlich Schlaitener Tor und im Bereich

der Torwiesen. Bei diesen und auch bei den kleinen Gängen der östlichen oberen Karböden handelt es sich um helle Granat führende, mittelkörnig porphyrische Tonalite.

Orthogneise bauen den Gipfel vom Rotstein sowie Schlaitner Kofel und Lavantegg auf. Lithologisch zeigen sich diese einen mehrere hundert Meter mächtigen Körper formenden Gesteine als mittelkörnige Augengneise und gebankte quarzreiche Orthogneise. muskovitreichere Orthogneise erscheinen textuell bisweilen Schiefergneisen und Glimmerschiefern ähnlich, dies umso mehr als sie im Zuge einer mylonitischen Deformation auch hydratisiert (Chloritisierung von Biotit) wurden. Der liegende Teil des Orthogneiskörpers und die unterlagernde Wechselfolge aus Paragesteinen und Orthogneisen mit seltenen Amphibolitlagen, erscheinen aufgrund der Mylonitisierung feinkörnig und -gebändert. Im hangenden Teil ist die grünschieferfazielle Überprägung geringer und die Variabilität der Orthogneise in Korngröße und Modalgehalt zeigt sich deutlicher: helle Orthoaugengneise mit grobschuppigem Muskovit, mittelkörnige Zweiglimmerortho(augen)gneise, feinkörnig quarzreiche Orthogneise mit mittelkörnigen Augen und feinkörnige biotitreiche Orthogneise.

Der Orthogneiskörper Schlaitner Kofel – Lavantegg streicht mit deutlich abnehmender Mächtigkeit ins Schlaitenbachkar. Die überlagernden Paragesteine sind lithologisch mit jenen im Liegenden der Orthogneise identisch. Charakteristisch sind graue Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus und Schiefergneise, beide mit Granat und Quarzmobilisaten, und dazu kommen feinkörnige Para- bis Quarzitgneise sowie graue Quarzite. Im kleinen Kar am Rücken südwestlich der Petoggalm erscheinen diese Gesteine deutlich vergrünt und am Rücken nördlich der Laschkitzehütte treten die Hellglimmer in allen Paragesteinen vorherrschend auf.

Die Laschkitze, wie die Karböden am Fuß von Schönbergspitze und Lavantspitzen bezeichnet werden, schließt die Gesteine weiter ins tektonisch Hangende auf. Die im Gesamteindruck jegliche Besonderheit missenden Paragesteine sind zwar lokal lithologisch variabel, eine lithostratigraphische Abfolge ist aber nicht zu verifizieren. Vom Krassbachgraben bis zur Höhe des Almweges sind vorwiegend Zweiglimmerschiefer und Schiefergneise, beide mit Quarzmobilisaten, anzutreffen.

In den Almböden der Laschkitze und am Fuß von Schönbergspitze und Lavantspitzen nehmen quarzreiche Schiefergneise, feinkörnige Paragneise, Quarzitgneise und mitunter reine Quarzitlagen bedeutend Anteil an den Paragesteinen und besonders die Glimmerschiefer können Granat führen. Ein gleiches lithologisches Spektrum baut den Kamm Schönbergspitze – Lavantspitzen sowie den Rücken von der Vorderen Lavantspitze zur Höhe 2185 m auf. Typisch sind monotone Zweiglimmerschiefer mit feinstblättrigem Hellglimmer, der die Schieferungsflächen zusammenhängend belegt, sowie mit mittelblättrigem Biotit und feinkörnigem Granat. Oft weisen die Glimmerschiefer auch ein phyllitisches Aussehen, feinstschuppig und silbriggrau, auf. Dazu kommen quarzreiche Einschaltungen in Form von Quarzitschiefern, -gneisen und mitunter relativ reinen Quarziten. Die lithologischen Ausnahmen der Laschkitze sind zwei Lagen aus mittelkörnigem Biotit-Amphibolit westlich der Laschkitzehütte und zwei Tonalitgängen am Rücken nördlich der Vorderen Lavantspitze. Die Tonalite mit Quarz-Einsprenglingen in grauer Matrix lassen als mafisches Mineral nur Biotit erkennen.

Anzuführen bleiben Schurfe im Göriacher Bachgraben, auf den Pedarnigwiesen und bei Plone. Sie sind sichtbare Zeugen einer Prospektion nach kiesigen Vererzungen in einem Gebiet, in dem im 15. und 16. Jahrhundert Bergbau betrieben wurde. Ein verstürzter Schurf findet sich im Göriacher Graben in 1420 m Seehöhe auf der orographisch rechten Seite, wenige Meter oberhalb des Baches. Er

befindet sich in verkiesten Quarziten und Quarzitgneisen, hangend der Wechselfolge mit weißen Kalkmarmoren. Weitere Verkiesungen zeigen sich in einem frischen Aufschluss am Forstweg auf der orographisch linken Seite (1500 m Seehöhe) in einer Wechselfolge aus Quarziten und Marmoren mit Kalksilikatlagen.

Bei den Pedarnigwiesen unterhalb der Krassnigalm sind in 1590 m Seehöhe zwei weitere Schurfe, wobei sich die Öffnungen wenige Meter im Wald, unterhalb eines verfallenen Stalles, befinden. Die Verkiesung befindet sich in eiförmigen Glimmerschiefern und Paragneisen und weist einen ausgeprägten „Eisernen Hut“ auf. Der noch zugängliche Schurf verzweigt sich und reicht 5 bis 7 m in den Untergrund. Bei Plone folgt in dem kleinen Graben westlich des Krassbaches ein Schurf einer eisenschüssigen Scherzone. Der Schurf liegt in 835 m Seehöhe und folgt 5 m geradlinig einer Störung mit etwa 25 cm Kataklastiten. Die saigeren Störungsflächen streichen WNW–ESE und sind parallel zur Göriach-Störung. Anzumerken ist hier, dass auch in den frischen Aufschlüssen bei der Wildbachsperre Krassbach die Glimmerschiefer stark kataklastisch beansprucht sind und reichlich Magnetkies führen.

Strukturen Schlaiten

Mittel bis steiles Einfallen in südliche Richtungen kennzeichnet das frühpaläidische Kristallin im Gebiet Schlaiten – Göriach. Von Göriach bis Gantschach streichen die Gesteine WNW–ESE und bei Schlaiten in E–W-Richtung. Das mittel bis steile Einfallen ist gegen SSW beziehungsweise S gerichtet. Zwischen Schlaiten und Plone stellt sich NW–SE-Streichen ein und NE-Fallen kommt hinzu, ebenfalls mittel bis steil. Als lokale duktile Strukturelemente treten beispielsweise eine offene Verfaltung einer Amphibolitlage (S Zischger) mit Faltenachse und Axialfläche mittelsteil gegen WSW und eine Streckungslineation in Orthoaugengneis (N Schlaiten) auf. Das Streckungslinear fällt mittelsteil gegen ESE und als Schersinn ist Top gegen WNW angezeigt. Als jüngere Deformation ist in Glimmerschiefer mitunter eine Feinfältelung ausgebildet, mit Achsen flach gegen SE und Axialflächen mittelsteil gegen NE. Und auch Knickfalten mit konjugierten Faltenachsen mittelsteil gegen WNW sind in Glimmerschiefern zu beobachten.

Das frühpaläidische Kristallin stößt entlang einer spröden Störungszone (Göriach-Störung) an das variszische Kristallin. Die Göriach-Störung streicht WNW–ESE vom Göriacher Wald kommend südlich an Göriach und Schlaiten vorbei in die Talung von Gonzach und erreicht östlich Plone die Iseltal-Störung. Die Hauptstörung wird von einer Parallelstörung im variszischen Kristallin begleitet. Der Abstand verringert sich kontinuierlich von 500 m westlich von Göriach zu 250 m südlich von Gantschach, sodass in weiterer Folge die beiden steilstehenden Störungen in Plone zusammenlaufen. Sie sind morphologisch an Hand von Steilstufen und Rinnen gut erkennbar, aber derzeit nicht unmittelbar aufgeschlossen. Ebenfalls nur morphologisch sichtbar sind zwei Störungsflächen im Gereitbachl und südlich vom Pedarnig, die spitzwinkelig in die Haupt- bzw. Parallelstörung einmünden. Das variszische Kristallin zwischen und südwestlich der Störungen erscheint in frischen Aufschlüssen wiederholt kataklastisch zerrüttet, wobei Scherzonen, Harnischflächen und Kluffflächen in typischer Weise von Eisenhydroxiden durchsetzt sind. Im Göriacherbachgraben erscheint diese Zerrüttung bis über 1500 m Seehöhe deutlich.

Einer morphologisch sehr deutlichen W–E-Störung folgt in seinem Unterlauf der Göriacher Bach (Göriachbach-Störung). Diese Störung zerschneidet das frühpaläidische Kristallin zwischen Göriach und Gantschach. In der Bachschlucht lassen sich an den zahlreichen mittel bis steil gegen SSE gerichteten Harnischflächen zwei Bewegungsphasen ablesen. Abrisskanten von mittelsteil gegen SE

gerichteten Quarzfasern weisen auf eine Abschiebung des Südblocks. Eine zweite Phase zeigen jene Harnische, die mit hell- bis schwarzgrauen Kataklastiten verbunden sind. Die Strömungen schwanken um die Horizontale, wobei die Abrisskanten bevorzugt sinistralen Bewegungssinn andeuten.

Der lithologisch abwechslungsreiche liegende Komplex des variszischen Kristallins streicht südwestlich der Göriach-Störung regional WNW–ESE in einem spitzen Winkel (~25°) an die Störung heran. Die Schieferungsflächen fallen mittelsteil gegen SSW ein, wobei Fallrichtungen und -werte deutlich streuen. Lokal lassen sich die duktile Verfaltung einer 60-cm-Marmorlage mit Quarzitgneis (Göriachbachgraben) und die relativ zur Hauptschieferung jüngere Feinfältelung von Glimmerschiefer mit flacher Faltenachse nach SE und Axialfläche mittelsteil nach NE (z.B. Gereitbachl) beobachten.

Auf ein weiteres, noch jüngeres Deformationselement weisen die Einschuppungen sehr schwach metamorpher Kalke westlich Pedarnig, südöstlich Bacherdorf und südlich Gonzach. Sie lagern konkordant zu den umgebenden Gesteinen, wobei sich am unmittelbaren Kontakt dm-Kataklastithorizonte und Harnischflächen zeigen, jeweils subparallel zur Schieferung (Wegaufschluss westlich Pedarnig, 1500 m Seehöhe). Insofern erscheinen die Kalke relativ kühl eingeschuppt. Dazu ist noch zu bemerken, dass sich die genannten Kalkvorkommen in streichender Fortsetzung anordnen und somit eine spröde tektonische Linie parallel zur regionalen Streichrichtung markieren.

Der eiförmige hangende Paragesteinskomplex zeigt in den Hängen nördlich Moschumandl und zwischen Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach bei gleichförmiger regionaler Streichrichtung (WNW–ESE) eine gegen Hangend zunehmend flache Lagerung. Regional lässt sich diese Entwicklung verfolgen als mittelsteil gegen S bis SW in der Zone unterer Mitterwald – südlich Angerer – Innerkrass, dann mittelsteil bis flach gegen SE bis SW am Hang zwischen Schlaiten- und Krassbach (1000 bis 1400 m Seehöhe) und schließlich als flach gegen SE bis NE im Almgebiet Schlaitener Alm – Gantschniginfang – Krassnigalm – Petoggalm.

Die Tonalitgänge im unteren Mitterwald und am Kamm südlich Schlaitener Tor streichen bevorzugt in W–E-Richtung. Ein mächtiger Gang östlich des Göriacher Baches streicht N–S und im Göriachbachkar sind die Tonalitgänge teilweise subparallel zur Schieferung orientiert.

In den unteren Karböden von Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach sowie am Rücken südwestlich Schlaitener Almhütte und Petoggalm weisen die Gesteine einheitliche Lagerung, flach nach SE gerichtet, auf. Im oberen Göriachbach- und Schlaitenbachkar richtet sich die flache Lagerung gegen S bis SW und im Kamm Rotstein – Lavantegg schließlich wieder flach gegen Südosten. Ein offener Faltenbau steht hinter diesen schwankenden Fallrichtungen. Dieser ist einmal zu sehen im Kamm Schlaitener Tor – Rotstein, indem sich flaches SE-Fallen in Richtung Rotstein zusehends in SW-Fallen wendet und damit eine weitgespannte Antiform bildet. Im wiederum flachen SE-Fallen im Rotsteingipfel angedeutet und im Seitenkamm zwischen Schlaitenbachkar und Laschkitze sichtbar, folgt der Antiform gegen SW eine ebenfalls offene Synform. Damit zeigen sich für diese Großfaltung flach nach SE weisende Achsen mit saigeren Axialflächen. Weiter gegen SE beziehungsweise ins tektonische Hangende lässt sich diese Großfaltung nicht verfolgen. In den Karböden des Krassbaches, der Laschkitze und in ihrer Umrahmung herrscht flaches SE-Fallen vor.

Als weiteres auffälliges Strukturelement der Kar- und Kammregion zeigt sich eine deutliche Streckungslineation in Para- und Orthogesteinen. Flach nach SSE gerichtet streuen die Messwerte bis SSW und ESE mit horizontal bis

mittelsteilem Einfallen, wobei dieser Schwankungsbereich durch die jüngere Großfaltung und insgesamt flache Lagerung bedingt erscheint. Am Nordanstieg zum Rotstein weist ein deformiertes Quarz-Feldspat-Mobilisat den Schersinn der Streckung als Top gegen S aus. Zusätzlich zeigen sich vereinzelte Isoklinalfalten mit Achsen parallel der Streckungslineation und Axialflächen parallel zur Schieferung, also zugehörig der Hauptschieferung mit Streckungslineation.

Im Liegenden des Orthogneiskörpers Rotstein – Schlaitner Kofel – Lavantegg lässt sich eine wenige Meter mächtige Mylonitzone verfolgen. Weiß anwitternde Gneislagen in den Paragesteinen am Vorgipfel nördlich vom Rotstein und am Kamm nordöstlich vom Schlaitner Kofel weisen auf intensive Mylonitisierung eines sehr feldspatreichen Gneises. Die Mylonite streichen etwa in W–E-Richtung und sind im Kleinen Karboden (2200 m Seehöhe) am Rücken südwestlich der Petoggalm wiederum aufgeschlossen. Ins Hangende reicht die Mylonitisierung bis in den liegenden Teil des Orthogneiskörpers.

An spröden Strukturelementen sind kühle Abschiebungsstrukturen im Bereich der Basis des Orthogneiskörpers Schlaitner Kofel – Lavantegg und zahlreiche kleinere Störungen im Kambereich anzuführen. Die abschiebenden Scherflächen mit hell- bis schwarzgrauen Kataklasiten fallen mittelsteil gegen SSW ein, in der Richtung subparallel zur Schieferung aber deutlich steiler im Fallwert. Die zahlreichen kleinen Störungen sind im Kamm Schlaitener Tor – Rotstein – Lavantegg gut erkennbar. Die saigeren Bruchflächen streichen bevorzugt WSW–ENE und ihre Versetzungsbeträge, beispielsweise mit Abschiebung des Südblocks, erscheinen gering.

Metamorphose und Deformation Schlaiten

Die Bezeichnung der Kristallinblöcke als frühalpines beziehungsweise variszisches Kristallin bezieht sich auf das wahrscheinliche Alter der höchstgradigen Metamorphose. Die beiden Kristallinblöcke stoßen entlang der Göriach-Störung aneinander. Der nordöstliche Block zeigt sowohl in der Lithologie der Para- und Orthogesteine wie auch in der amphibolitfaziellen Metamorphose große Ähnlichkeit mit dem frühalpinen Kristallin der nördlichen Schobergruppe.

Der südwestliche Block, als östlichster Teil des Defereger Kristallin, besteht aus einem liegenden Paragesteinskomplex mit zahlreichen Einschaltungen von Orthogesteinen und Marmoren und einem hangenden mächtigen monotonen Paragesteinskomplex mit wenigen Orthogneiskörpern. Die Verbreitung von Sillimanit im liegenden Komplex weist auf temperaturbetonte Amphibolitfazies und die Funde von Andalusit im liegenden Anteil des hangenden Komplexes belegen eine Metamorphosephase mit relativ niedrigem Druck. Vorhandene Altersdaten weisen auf ein variszisches Alter der höchstgradigen Metamorphose. Inwieweit die beiden Aluminosilikate einem Metamorphosepfad angehören und ob Andalusit eine permische Überprägung anzeigt, bleibt zu klären.

Beiderseits der Göriach-Störung herrscht mittelsteiles Einfallen nach S bis SW vor. Paragenesen und dominierende Schieferung gehen auf die jeweils prägende Metamorphose zurück. In beiden Kristallinblöcken ist eine leichte retrograde Metamorphose als dynamische Rekristallisation und Hydratisierung deutlich. Diese Überprägung und die mitunter in Glimmerschiefern ausgebildete Feinfaltung kann der jungalpidischen Transpression (Oligozän) zwischen den beiden Kristallinblöcken am östlichen Ende der DAV-Linie (Deferegg – Antholz – Vals) zugeordnet werden. Mit dieser sinistralen Transpression kann auch die Einschuppung von Kalken entlang einer spröden tektonischen Linie im hangenden variszischen Block verknüpft sein.

Schließlich kann die Anlage der Göriach-Störungszone, als spröde Abschiebungszone der dextralen Bewegung an der DAV, der oligozänen Phase zugeordnet werden. Zusätzliche Störungsflächen südlich von Göriach und das Zusammenlaufen der Störungsflächen bis Plone lässt die Überprägung der Göriach-Störungszone durch synthetische Riedelscherflächen der Iseltal-Linie erkennen. Als relativ jüngste Störung ist noch die W–E-streichende Göriachbach-Störung zu erwähnen.

Die Kalkeinschuppungen im variszischen Kristallin können als ein Hinweis auf ein höheres Erosionsniveau gegen SE gedeutet werden. Vergleicht man ein Strukturprofil zwischen Gonzach und Petoggalm mit dem Profil Michelbachtal (Kartierungsbericht 2000), so ist keine spitzwinkelige Synform wie südlich der Göriacher Alm zu erkennen, sondern es geht die mittelsteile Lagerung (S bis SW) in flach ostgerichtete Lagerung über. Dies lässt sich als flaches SE-Fallen der Großstrukturen im Michelbachtal, der spitzwinkligen Synform und anschließenden weitgespannten Antiform, interpretieren. Diese offene regionale Faltung, mit Achsen flach nach SE, lässt sich noch weiter ins Hangende und nach S bis ins Schlaitenbachkar verfolgen. Sie zeigt die Ausdehnung der regionalen Verfaltung durch die jungalpidische Transpression an.

Quartär Schlaiten

Die Besprechung der quartären Bedeckung beginnt mit dem Rundhöckergebiet Göriach – Schlaiten, verweilt kurz bei der Moränenverkleidung der Hänge Mitterwald und Außerwald und führt zur Entwicklung der Kare von Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach.

Eine sanftwellige Morphologie mit Rundhöckern und Moränenbedeckung, wiederholt abgesetzt durch felsige Steilstufen, kennzeichnet das Gebiet Göriach – Schlaiten. In Göriach erscheint die Moränendecke relativ dünn und geht oft in Moränenstreu über. Zwischen Gantschach und Schlaiten zeigt sich mächtige Bedeckung, wobei an den Rändern zu den Felsstufen grobblockiges Material, als Hinweis auf fluviale Erosion an den Rändern der Moräne, auffällt. Richtung Gonzach wird die Moränendecke dünner und verliert sich in den Rundhöckern östlich davon. Als erratische Blöcke sind lediglich Prasinite eindeutig definierbar (z.B. westlich Zischger).

Überraschend war die Entdeckung von zwei Moränenwällen nahe dem Iseltalboden. Morphologisch gut erhalten ist ein Seitenmoränenwall beim Zischger und ein Endmoränenwall östlich Zajach, wobei Letzterer eine charakteristisch steile Innenseite und flache Außenseite aufweist. Sie belegen einen Stand des Iselgletschers, der in die bisher bekannte spätglaziale Entwicklung des Iseltales (VEIT, 1988) als äquivalent dem Steinach-Stadium einzureihen ist. Die gut gerundeten Geschiebe der Wälle sind polymikt und Prasinite stützen die Herkunft vom Iselgletscher.

An jüngerer Bedeckung sind nur die Schwemmfächer der Bäche bedeutend, die Schutthalden unter den Felsstufen sind rudimentär. Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach weisen im Talboden kleine flache Schwemmfächer mit geringem Schüttvolumen auf. Wahrscheinlich schon spätglazial bildeten sich zwei größere Schwemmkegel, die vom Schlaitenbach und aus den beiden Rinnen südwestlich Angerer geschüttet der Moränendecke südwestlich Schlaiten auflagern. Der Schlaitenbach hat sich in diesen Schwemmkegel wieder mehrere Meter eingetieft.

Auch die untere Hangstufe (Pedarnig – Gasser – Angerer – Innerkrass) südwestlich des Rundhöckergebietes ist weitgehend von Moräne bedeckt. Dass die Bedeckung im unteren Hangbereich erosiv geformte Reste einer sehr mächtig entwickelten Moräne darstellt, zeigen die Moränenrücken beiderseits des schluchtartig eingesenkten Schlaitenbaches. Parallel zum Bach reichen sie bis über 1300 m Seehöhe hinauf. Die Hänge beiderseits zeigen ent-

sprechend Moräne auf Verflachungen und dazwischen felsige Steilstufen. Nahezu lückenlos bedeckt sind wiederum die Bereiche unterer Mitterwald und um Gantschningfang. Die teilweise erodierten Moränendecken der Hauptvergletscherung im Iseltal reichen also mindestens bis 1600 m Seehöhe. Ab dieser Höhe sind Moränenwälle spätglazialer Lokalgletscher erhalten und damit zunehmende Teile der Moränenbedeckung diesen zuzurechnen.

Moränenwälle der spätglazialen Lokalgletscher sind also im Oberlauf von Göriacher Bach, Schlaiten- und Krassbach vorhanden. Der am weitesten herabreichende Gletscher hat einen stirnnahen Moränenwall knapp westlich der Almhütte Gantschningfang hinterlassen. Dieser relativ älteste Wall könnte dem Gschnitz-Stand entsprechen. Markante Seitenmoränenwälle in den orographisch linken Hängen zwischen 1700 und 2000 m Seehöhe und ein Wall auf den Torwiesen können dem Daun-Stand zugeordnet werden. Und die vielen Seiten- und Endmoränenwälle der Karböden, die das Herabreichen der Gletscher bis an oder knapp über die Karschwellen (2000 bis 2200 m Seehöhe) anzeigen, erscheinen entsprechend der Abfolge dem Egesen-Stand äquivalent. Die allgemein flache Lagerung der Gesteine ermöglichte eine nur relativ schwache Ausbildung von Rundhöckern.

Zahlreiche Blockgletscher, gewöhnlich von Schutthalden beliefert, überlagern teilweise die Moränen der Karböden und sie zeigen auch intern sukzessive Überlagerung. Besonders gut entwickelt sind sie am Fuß der ausgedehnten Schutthalden Schlaitner Kofel – Lavantegg. Aus der Sackung des Nordhanges Hintere Lavantspitze hat sich unmittelbar ein Blockgletscher mit zwei undeutlichen Wülsten geformt. Andererseits lässt die blockgletscherartige Schuttdecke der Torwiesen keine Wallformen mehr erkennen. Schutthalden und Murenfächer, meist ineinander verzahnt, bilden die jüngste Umrahmung der Karböden und bedecken fortschreitend Blockgletscher und Moränen. Murenablagerungen finden sich wiederholt auch am Zusammenfluss von Bächen.

Massenbewegungen Schlaiten

Sackungen, Kippungen und Zerreißen lockern alle Hänge und Käme auf, sodass sich nur das Rundhöcker-Moränengebiet Göriach – Schlaiten völlig stabil darstellt. Die ins Iseltal ragenden breiten Rücken sowie die Hänge zwischen den Bächen sind von komplexen und ausgreifenden Sackungen erfasst und die Kammbereiche durch Zerreißen, kleine Sackungen und Kippungen aufgelockert.

Die Sackung Moschumandl gliedert sich in eine tiefgreifende Zerrstruktur (Sattel bei 2000 m Seehöhe) am Kamm südwestlich vom Gipfel, zwei morphologisch abgrenzbare Sackungskörper an der Stirn des Kammes zum Iseltal (Gipfel Moschumandl) und einen durchgreifend aufgelockerten Nordosthang. Dieser Kamm Richtung Rotstein wird durch eine weitere Sackung zerlegt. Sie reicht von der Höhe 2274 m über die Almhütte Schlaitener Tor hinunter zum Göriacher Bach und zeigt sich als Staffel dreier etwa gleich großer Sackungskörper.

Eine großflächige und zugleich vielgliedrig strukturierte Sackung bewegt sich vom Rücken westlich der Schlaitener Almhütte in den Schlaitenbachgraben. Von der Almhütte bis zur obersten Zerrung in 2000 m sind Abrisslinien deutlich, die sich durch die Moränenbedeckung durchpausen, und Richtung Graben versteilt sich der Hang bei zunehmender Auflockerung. Auch das Fehlen der sonst im Mitterwald sehr ausgedehnten Moräne weist auf Erosion der Sackungsstirn durch den Schlaitenbach.

Der Rücken beziehungsweise Hang zwischen Schlaiten- und Krassbach ist ebenfalls instabil mit weit gestreuten und weniger unmittelbar zusammenhängenden Strukturen. Am Rücken südwestlich oberhalb der Petoggalm offenbaren breite Zerrgräben eine tiefgründige Instabilität und zwi-

schen Petoggalm und Gantschningfang konnte sich eine Sackung mit geschlossen aufgelockertem Körper bilden. Zwischen 1500 und 1600 m Seehöhe zeigen sich weitere Abrisslinien und oberhalb der morphologischen Kante zum Iseltal markiert eine Reihe Antitheter kippende Hangbewegung. Südlich davon erscheint auch der Hang in den Krassbachgraben tiefgründig zerlegt.

Die Auflockerung der Bergkämme erfolgt gewöhnlich durch kleine Zerreißen, Sackungen und Kippungen. An größeren Strukturen sind die Kippung des nördlichen Gipfelbereiches Schönbergspitze in Richtung Laschkitze und die Sackung des gesamten Nordhanges der Hintere Lavantspitze erwähnenswert. Am Kamm zwischen diesen beiden Massenbewegungen interessiert eine geometrisch auffällige Struktur. Etwa rechtwinkelige zueinander stehende Absetzungsflächen zerteilen den Kamm und die Sackung richtet sich ebenfalls in die Laschkitze.

Glanz

Die Streusiedlung Glanz bildet das Zentrum des Iseltalanges zwischen Krassbach und Rötenbach. Kartiert wurde der gesamte Hang vom Rundhöcker-Moränengebiet um Glanz über den von Sackungen durchsetzten Wald- und Almgürtel bis zum Kamm Vordere Lavantspitze – Böses Weibele – Blößenegg. Als Grundinformation dienen Diplommkartierungen der RWTH Aachen (Voss, 1990; SCHRÖDER, 1989) und die quartär- und kristalline geologische Übersichtsskizzen der Deferegger Alpen von SENAR-CLENS-GRANCY (1942, 1965).

Lithologie Glanz

Die Lithologie wird vom Liegenden (Plone) zum Hangenden (Blößenegg) besprochen. Der hangende monotone Komplex des Deferegger Kristallins ist hier mit einer Mächtigkeit von knapp 1800 m aufgeschlossen. Bei Plone reicht der östlichste Ausläufer des liegenden Komplexes in den Glanzer Hang und im Kamm Böses Weibele – Blößenegg überlagert der lithologisch vielfältige Quarzphyllit-Komplex das Deferegger Kristallin.

Im Hangfuß zwischen Plone und Plonhof ist der östlichste Ausläufer des liegenden Komplexes aufgeschlossen. Die Paragesteine setzen sich aus quarzreichen Lithologien (Quarzitgneis, hellgrauer Quarzit) und chloritisierten Zweiglimmerschiefern zusammen. Eingelagert sind hier mitunter feinkörnige, feingebänderte Amphibolite.

Der überlagernde monotone Paragesteinskomplex des Deferegger Kristallins zeigt in den liegendsten 100 m eine ähnliche Assoziation von Paragesteinen, wobei der Anteil an quarzreichen Typen geringer ist. Charakteristisch sind Meter-Wechsellagerungen von Glimmerschiefern mit Quarzitgneisen bis Quarziten. Hinzu gesellen sich feldspatbetonte Schiefergneise und Paragneise. Quarzmobilisate finden sich bevorzugt in den silbriggrauen Glimmerschiefern, deren Chloritisierung gegen hangend abnimmt. Anzumerken bleibt ein konkordantes Quarz-Mobilisat mit cm-großem Andalusit nördlich Außerkrass.

Darüber folgen vom Ainetwald über Unterm Wald – Außerm Mühlbach bis Greinhof und Gruben überwiegend Glimmerschiefer. Es handelt sich um silbriggraue Zweiglimmerschiefer, dominiert von feinst- bis feinschuppigem Hellglimmer und etwas mittelschuppigem Biotit. Sind die Biotite teilweise chloritisiert, erscheinen die Glimmerschiefer graugrün und höherer Biotitgehalt kann einen violetten Farbton verursachen. Granatglimmerschiefer und untergeordnet Quarzglimmerschiefer werden gegen E häufiger und sind östlich von Glanz vorherrschend. Im Dünnschliff zeigen die Granatglimmerschiefer wiederholt auch Staurolith. Lagen mit höherem Quarz- (Quarzitgneis, -schiefer) oder Feldspatgehalt (Schiefergneis, Zweiglimmergneis) sind im Ainetwald noch verbreitet und werden gegen E rarer. Die einzigen Lagen aus plattig brechendem, feinkör-

nigen Amphibolit sind aus dem Ainetwald (1660 m Seehöhe) zu vermeiden.

Die typischen Lithologien der Paragesteine mit vorherrschenden Glimmerschiefern sind auch weiter gegen das Hangende zu verfolgen. Im Gemeinewald zeigen sich in den Zweiglimmerschiefern wechsellagernde Quarzitgneise und Schiefergneise mit höherem Plagioklasgehalt. Im Streichen gegen E nehmen auch hier silbriggraue, feinstschuppige Zweiglimmerschiefer überhand. Diese führen nur sporadisch Granat und erscheinen dynamisch rekristallisiert und teilweise rehydratisiert.

Der hangendste Abschnitt Deferegger Kristallin ist im Kamm Vordere Lavantspitze – Böses Weibele, den Oberen Wiesen und Glanzer Alm aufgeschlossen. Typisch sind von Hellglimmer dominierte Zweiglimmerschiefer und feinkörnige Schiefergneise. Dazu kommen etwas silbriggraue Granatglimmerschiefer, Quarzitschiefer und -gneise. Staurolith ist vereinzelt in den Granatglimmerschiefern zu finden. Im Streichen gegen E (Kochalm – Höfleralm) nehmen die Anteile an Schiefergneisen ab und die graugrünen Zweiglimmerschiefer bilden verstärkt eine dynamische Rekristallisation ab. Die Paragesteine zeigen im Vergleich zum überlagernden Quarzphyllit-Komplex generell einen signifikant höheren Plagioklasanteil.

Tonalitgänge intrudierten nördlich Böses Weibele und südwestlich Greinhof in Deferegger Kristallin. Die mattgraugrünen Tonalite sind fein- bis mittelkörnig, führen bis 1 cm porphyrischen Granat und sind sehr stark alteriert.

Der lithologisch abwechslungsreiche Quarzphyllit-Komplex baut den Kamm Böses Weibele – Blößenegg auf. Die Paragesteinsmatrix bilden silbriggraue Phyllite und Quarzphyllite mit Quarzmobilisat. Geradezu typisch sind Einschaltungen von graphitgrauen Quarziten, plattig brechend und mitunter feingebändert. Chlorit verleiht den Phylliten und Quarziten graugüne Farbtöne und auch Biotit ist verbreitet. Granat kann in den Phylliten bis zu 7 mm Korngröße erreichen.

Als Einlagerungen sind zahlreiche Porphyroidschiefer und -gneise, einige Amphibolite und wenige Marmore anzuführen. Die Orthogesteine sind außer am Rücken östlich Böses Weibele regional verteilt und die Marmore am Kamm zwischen Rastl und der Höhe 2225 m aufgeschlossen. Im frischen Querbruch graugrün und auf Anwitterungsflächen cremefarbig variieren die Metaporphyroide zwischen feinkörnig homogener Textur (plattig brechend), fein- bis mittelkörniger Augentextur (massig und kantig brechend) und glimmerreicher Augentextur mit mm-großen Porphyroklasten. Bis mehrere Meter mächtig können die Lagen im Streichen Zehnermeter bis einige hundert Meter anhalten. Die Amphibolitlagen stehen in Häufigkeit und Mächtigkeit den Metaporphyroiden deutlich nach. Zwei Typen sind zu unterscheiden: Biotit-Garbenamphibolit mit bis zu 1 cm Amphibolgarben auf den Schieferungsflächen und feinkörnige Epidot-Amphibolite mit feiner Bändertextur. Gröber weiß-grau gebändert sind die mittelkörnigen Kalkmarmore, die in dm- bis m-Wechsellagerung mit Quarzphyllit auftreten.

Strukturen Glanz

Die Gesteine streichen regional in E–W-Richtung und fallen flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Südost. Vom Liegenden zum Hangenden lässt sich dabei ein Trend erkennen, indem mittelsteiles Einfallen gegen SSW (WNW–ESE-Streichen) in SSE-Einfallen (WSW–ENE-Streichen) übergeht und die Lagerung ins Hangende zunehmend flacher wird.

Zwischen der Isel von Plone bis zum Greinhof und von südlich Außerkrass (1200 m Seehöhe) bis Glanz streichen die Paragesteine WNW–ESE und fallen dabei mittelsteil gegen SW bis S ein. Verbunden mit einer Faltung (mm- bis m-Falten) um Achsen mittelsteil gegen SE bis S (Axialflä-

chen mittel bis steil gegen S bis SW) tritt lokal mitunter mittel bis steiles NE- bis E-Fallen auf.

Mittelsteil südöstliches Einfallen stellt sich im Gebiet Ainetwald – Unterm Wald – Außerm Mühlbach – Gruben ein. Innerhalb dieser regionalen Lagerungsverhältnisse zeigt sich südwestlich Glanz (Unterm Wald – Außerm Mühlbach – westlich Gruben) signifikante Verfaltung (mm- bis m-Falten) mit Faltenachsen flach nach S und Axialflächen mittelsteil nach Westen. Damit verbunden ist die Lagerung flacher und auch gegen SW bis W gerichtet. Weiter ins Hangende des Deferegger Kristallins (Gemeinewald – Glanzer Alm – Obere Wiesen – Vordere Lavantspitze) wird die gegen SE bis S gerichtete Lagerung flacher. Dieser Trend setzt sich auch in den überlagernden Quarzphylliten, die den Kamm Böses Weibele – Blößenegg aufbauen, fort. Dabei weisen die Schieferungsflächen im Quarzphyllit-Komplex eine geringere Streuung als im Deferegger Kristallin auf.

Die Tonalite nördlich Böses Weibele und südwestlich Greinhof sind trotz Bedeckung und Sackung einige hundert Meter zu verfolgen. Sowohl Streichrichtung (WNW–ESE) wie Kontaktflächen (mittelsteil ESE) weisen sie als gangförmige Intrusionen subparallel zur Schieferung der Paragesteine aus.

Spröde Deformation, sichtbar in verbreiteten Harnischflächen, ist vor allem vom Talboden der Isel bis 1200 m Seehöhe deutlich. Am Hangfuß zwischen Plone und Plonhof zeigt kataklastische Zerrüttung mit Eisenhydroxid in den Klüften die Göriach-Störung an. Dem Hangfuß am Schwemmfächer Plone folgend streicht sie in den Talboden und damit in die Iseltal-Störung. Letztere ist für zahlreiche saigere Harnischflächen im unteren Hangbereich verantwortlich, die sich als synthetische Riedel (WNW–ESE) mit dextraler Striemung und als antithetische Riedel (NNE–SSW) mit sinistraler Striemung gruppieren. Die Striemungen sind flach bis horizontal orientiert. Als weiteres sprödes Strukturelement zeigen sich mittel bis steil gegen SW gerichtete Harnischflächen mit Striemungen (SW bis SE), die abschiebende Bewegung anzeigen. Zwischen Greinhof und Rötenbach kommen schließlich noch mittelsteil gegen SE fallende Störungsflächen ohne erkennbare Striemung hinzu.

Metamorphose und Deformation Glanz

Der Glanzer Hang bildet die streichende Fortsetzung des variszischen Deferegger Kristallins südwestlich Schlaiten. So zeigt sich südlich Plone noch die tektonische Zerrüttung durch die Göriach-Störung und die Faltung und retrograde Metamorphose der jungalpidischen Transpression. Die Gesteine fallen im Bereich dieser Transpression mittelsteil gegen SW bis S. Gegen hangend schwenkt die Lagerung Richtung SE und wird zunehmend flacher. Die Faltenachsen, im Bereich der Transpression gegen SE gerichtet, schwenken bei Glanz in Südrichtung, wobei sich die Axialflächen von SSW gegen W wenden. Damit zeigt die Verfaltung der Transpressionszone eine Änderung der Streichrichtung auf N–S. Hangendes Deferegger Kristallin und überlagernder Quarzphyllit-Komplex zeigen strukturelle Kontinuität und der Trend der flacher werdenden Lagerung setzt sich fort. Die zahlreichen Metaporphyroidlagen geben keinen Hinweis auf Wiederholung durch Isoklinalfaltung, vielmehr könnte mylonitische Deformation dazu beigetragen haben.

Im Deferegger Kristallin nimmt der Anteil an Glimmerschiefer im Streichen gegen E mehr zu als von liegend gegen hangend. Staurolith als amphibolitfazielles Indexmineral ist in den Granatglimmerschiefern im Liegenden verbreitet und tritt auch noch im hangenden Anteil auf. Die Phyllite im Quarzphyllit-Komplex enthalten generell Biotit, wiederholt auch Granat und die Amphibolite führen Biotit und Epidot. Daraus lässt sich Epidot-Amphibolitfazies

ableiten und ein annähernd kontinuierliches Metamorphoseprofil Deferegger Kristallin – Quarzphyllit-Komplex erkennen. Zusätzlich überprägt grünschieferfazielle Mylonitisation das Metamorphoseprofil beziehungsweise die lithologische Grenze. Deutlich im Quarzphyllit-Komplex reicht diese dynamische Rekristallisation und Rehydratisierung auch weit ins Deferegger Kristallin.

Quartär Glanz

In Bezug auf die Moränenbedeckung lassen sich drei Zonen unterscheiden. Ein Rundhöcker-Moränengebiet zwischen Isel und Glanz, zwei mächtige zusammenhängende Moränendecken bei Glanz und im Bereich der Glanzer Alm sowie Lokalmoräne mit kleinen Wällen in den Karen nördlich und östlich Böses Weibele.

Rundhöcker, moränenbedeckte Verflachungen und dazwischen Felsstufen erstrecken sich bis zur Höhe Außerkrass – Glanz – Gruben. Daran anschließend kennzeichnet eine mächtige Grundmoränendecke das Gebiet Glanz – Unterm Wald. Auf weiterer ausgedehnter Moränenbedeckung befinden sich die Glanzer Alm. Das Material wirkt unreif und schlecht sortiert und zahlreiche Rinnenstrukturen südlich des Gemeindewaldes weisen auf Umlagerung beziehungsweise Erosion dieser Moräne. Im Bereich zwischen diesen zwei Moränendecken (Ainetwald, Gemeindewald, Außerem Mühlbach) findet sich wiederholt kleinräumig und geringmächtig Moränenmaterial, das als Erosionsrest und umgelagertes Material zu deuten ist.

Moränenwälle weit ins Tal reichender spätglazialer Gletscher sind im Ainetwald (Laschkitze-Gletscher) und südlich Gruben (Rötenbach-Gletscher) erhalten. Mehrere kleine Moränenwälle belegen die spätglaziale Vergletscherung der Kare Obere Wiesen sowie nordöstlich und östlich Böses Weibele und es konnten sich auch ausgedehnte Blockgletscher entwickeln.

Für das Iseltal ungewöhnlich hat die Isel von Plonhof bis östlich Glanz ein felsiges Ufer. Ebenso auffällig sind Ausdehnung und Volumen des Schwemmfächers Rötenbach. Interessant ist die Verzahnung mit den Ablagerungen der Isel, sichtbar an einer Erosionskante im Stirnbereich des Schwemmfächers, die ihrerseits wieder vom Schwemmfächer überformt wurde.

Massenbewegungen Glanz

Als wirklich stabil kann nur das Rundhöckergebiet zwischen Plone und Glanz bezeichnet werden. Großräumige Sackungen und Kippungen bewegen den Glanzer Hang und im Kambereich tragen Zerreißen verstärkt zur Auflockerung bei.

Die Hauptabrisslinie der Sackung westlicher Gemeindewald liegt an der Waldgrenze (2000 bis 2100 m) und es zeigen sich außerhalb der Sackung zahlreiche Abriss- und Zerrstrukturen, die bis 2200 m hinaufreichen. Der Sackungskörper erscheint in sich schollenförmig aufgelöst und der Grad der Auflockerung nimmt talwärts allmählich ab. Weitere kleinere Sackungen und Bereiche mit tiefgründiger Auflockerung sind im östlichen Gemeindewald, im Ainetwald sowie Unterm Wald abzugrenzen. Westlich der Sackung Gemeindewald lässt eine Staffel Antitheter kippende Bewegung des Nordhanges zum Krassbach erkennen. Gleiches gilt für den Krassbachordhang in der Höhe des Ainetwaldes.

Als zweite ausgedehnte und stark auflockernde Sackung ist jene vom Rücken östlich Böses Weibele in die Glanzer Alm anzuführen. Treten die oberen Abrisslinien in 2200 m auf, so liegen die Bereiche der stärksten Auflockerung zwischen Hofer- und Kochalm. Talwärts deuten nördlich der Kalseralm Abrisslinien schwach entwickelte Sackungen an. Östlich der Kalseralm geht zwischen 1420 und 1200 m eine sehr aktive Sackung in den Rötenbachgraben, erkennbar am chaotischen Bild des Hochwaldes und den frischen Sackungsschollen. Im weiteren macht eine Staffel

Antitheter im steilen Hang zwischen Gruben – Greinhof und dem Hangfuß am Rötenbachfächer auf eine Kippung dieses Hangbereiches aufmerksam.

Von der Vorderen Lavantspitze bis Böses Weibele erfolgt Doppelkammbildung durch Zerreißen und besonders der weitere Verlauf zum Blöbenegg erscheint, begünstigt durch die Quarzphyllite, außergewöhnlich stark zerlegt. Vom Gipfel Böses Weibele bis zum Rastl verursachen Zerreißen und Antitheter eine äußerst unruhige und breite Morphologie. Und weiter bis zum Blöbenegg, dem Musterbeispiel für Gipfelbildung durch Kippung, durchsetzen Antitheterflächen den breiten Rücken. Der Rücken zum Wetterkreuz ist schließlich durch Sackung tiefgründig aufgelockert.

Rotenkogel

Der Rotenkogel bildet zusammen mit Gorner und Kegelstein den südlichsten Ausläufer der Granatspitzgruppe, der in die Nordwestecke von ÖK 179 Lienz reicht. Aufgenommen wurde das Gebiet vom Kamm bis unter die Waldgrenze beziehungsweise bis zum Blattschnitt und bei Haslach der gesamte Hang hinunter bis zum Kalser Bach. Vorgelegt sind Kartierungen der Arbeitsgruppe SPAETH (GERRESSEN, 1994; HOUBEN, 1994) sowie Übersichtskarte und Profil von SENARCLENS-GRANCY (1965).

Lithologie Rotenkogel

Die Gesteine der Matreier Zone und die Lithologien im Ostalpinen Kristallin werden dem Kamm folgend vom Kals-Matreier-Törl nach S zum Cimaröß – Gorner – Rotenkogel – Kegelstein und damit quer zur Streichrichtung beschrieben.

Südlich vom Kals-Matreier-Törl sind in der Matreier Zone zwei Quarzitzüge morphologisch markant. Die meist reinen, plattig brechenden Quarzite zeigen einen typisch blassgrünlichen Farbton. Zwischen den Quarzitzügen dominieren Chlorit-Serizit-Schiefer und Quarzitschiefer. Vereinzelt sind auch Feldspat führende Quarzitschiefer anzutreffen.

Im Ostalpinen Kristallin lassen sich lithologisch vier Bereiche charakterisieren: Retrograd überprägte Paragesteine mit Orthogneis- und Amphibolitlagen (Goldriedkar – Cimaröß – Gornalmkar); Saure bis basische Orthogesteine (Gorner – Rotenkogel); Einförmige Paragesteine (Schöberlen – Kegelstein – Haslach); Granat-Hellglimmerschiefer (Schöberlen – Kegelstein).

Glimmerschiefer und Paragneise bauen das Cimaröß sowie den Anstieg zum Gorner auf und umrahmen Gornalm- und Goldriedkar. Granat führende Glimmerschiefer überwiegen im nördlichen und Biotit-Plagioklas-Gneise im südlichen Abschnitt. Dabei gibt es im gesamten Bereich sowohl Schiefergneise als Zwischenglieder als auch scharfe Wechsellagerungen zwischen den Endgliedern. Eine intensive dynamische Rekristallisation prägt das Erscheinungsbild der Paragesteine. Die Hellglimmer der Glimmerschiefer zeigen sich als feinstschuppig-silbriggraue Beläge und die Plagioklase der Paragneise sind weiß getrübt, im Weiteren bewirkt Chloritisierung von Biotit eine deutliche Vergrünung.

Orthogneise treten als konkordante Lagen mit einigen Metern Mächtigkeit und mehreren Zehnermetern Erstreckung auf, gewöhnlich als helle mittelkörnige Orthoaugneise. Die dynamische Rekristallisation ist an serizitischen Muskoviten auf den Schieferungsflächen erkennbar. Mitunter sind die Orthogneise auch gebändert, gleichkörnig oder mit beiden Glimmern anzutreffen. Geringmächtige Amphibolitlagen sind im Anstieg zum Gorner eingeschaltet. Mittelkörnig und von Amphibol dominiert, markieren sie deutlich eine dynamische Rekristallisation mit Porphyroklasen aus Amphibol sowie Hellglimmer und Chlorit auf den Schieferungsflächen. Die seltenen plagioklasreichen

Amphibolite, mittelkörnig und massig, lassen Resistenz gegen die retrograde Überprägung erkennen.

Der 2000 bis 3000 m mächtige Orthogesteinszug Rotenkogel reicht vom Gipfel Gerner bis zur Lacke am Schöberlen. Er setzt sich zusammen aus Amphiboliten bis Plagioklas-Amphibol-Gneisen, Orthoaugengneisen und wenigen Paragesteinen. Mit Amphibolit, intermediärem Amphibol-Plagioklas-Gneis und leukokrater Plagioklas-Amphibol-Gneis bieten sich kontinuierliche Variationen im Modalverhältnis Amphibol und Plagioklas dar. Eine Bänderung beziehungsweise Wechsellagerung (mm bis m) ist typisch, wobei insgesamt die plagioklasreichen Lithologien überwiegen. Bisweilen finden sich auch mittel- bis grobkörnige Granat-Amphibol-Gneise mit bis 5 mm Granat. Eine dynamische Rekristallisation mit Amphibolporphyroklasten kann am Nordrand des Orthogesteinszuges beobachtet werden, eine variable Vergrünung ist überall gegenwärtig.

Ein mächtiger Zug saurer Orthogneise (500 m) streicht vom Holzschnitzbach über den Kamm zwischen Rotenkogel und Gerner, verliert gegen W rasch an Mächtigkeit und keilt westlich vom Rotenkogel aus. Südlich davon setzt wiederum ein Orthogneiszug ein und streicht in den Mellitzgraben hinunter. Ein weiterer Orthogneiszug, 100 bis 200 m mächtig, beschließt den Orthogesteinszug nach Süden, von der Jansalm über das Schöberlen in den Mellitzkessel streichend. Verbreitet sind mittelkörnige Zweiglimmer-Augengneise mit unterschiedlichem Anteil an Biotit, hinzu kommen gebänderte Orthogneise mit Augentextur nur in einzelnen Lagen und quarzreiche, massige Orthogneise. Retrograd überprägte Orthogneise, mit Serizit und chloritisiertem Biotit auf den Schieferungsflächen, erscheinen heller. Lagen und Züge aus Glimmerschiefer und Schiefergneise, beide deutlich dynamisch rekristallisiert, treten in den sauren wie basischen Orthogesteinen auf und im Mellitzkessel kommen vergrünte Paragneislagen dazu.

Insgesamt sehr einförmige Paragesteine sind im Rücken südlich vom Orthogesteinszug aufgeschlossen. Zweiglimmerschiefer, Quarz-Schiefergneise bis Zweiglimmer-Paragneise, feinkörnige Paragneise bis Quarzgneise und unreine Quarzite bilden das lithologische Spektrum. Glimmerreiche Typen führen bis zu 5 mm Granat und die Hellglimmer können feinschuppige Beläge auf den Schieferungsflächen bilden. Auch diese Paragesteine erscheinen wiederholt deutlich vergrünt. Seltene Einschaltungen amphiboldominierter Amphibolite sind im Kegelstein-Südhang aufgeschlossen. Eine durch Granat-Hellglimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer charakterisierte Einschaltung bildet am Kamm nördlich vom Gipfel Kegelstein eine steilstehende Synform in den sonst durchwegs feldspatreicheren Paragesteinen.

Strukturen Rotenkogel

Die Gesteine streichen regional E–W, womit das kartierte Gebiet ein strukturelles Profil vom Südrand der Matreier Zone bis weit ins tektonisch überlagernde Ostalpine Kristallin ergibt. Dieses Profil wird von N nach S beschrieben.

Die Quarzite und Schiefer der Matreier Zone fallen im Nordhang westlich des Kals-Matreier-Törl mittelsteil nach SSW. Die Glimmerschiefer und Paragneise des Ostalpinen Kristallins fallen ebenfalls mittelsteil in südliche Richtung (SW–SE), wodurch strukturelle Konkordanz angezeigt ist. Der unmittelbare Grenzbereich Matreier Zone/Ostalpinen Kristallin kann wie im Bereich Kals-Matreier-Törl durch eine Staffel WNW–ESE-streichender Brüche gestört sein.

Im Goldriedkar vorwiegend gegen SW gerichtet wendet sich die Fallrichtung im Kristallin gegen E zunehmend nach Südosten. Dies gilt auch für den mächtigen Orthogesteinszug Rotenkogel, dessen Schieferungsflächen insgesamt etwas steiler einfallen und weniger streuen. Streckungslineare der Orthogesteine weisen mittelsteil gegen E bis

Südwesten. Neben gelegentlichen älteren duktilen Falten mit Achsen flach gegen SW ist eine jüngere Faltung in den Paragesteinen um Cimaroß (Feinfältelung) und im nördlichen Teil des Orthogesteinszuges Rotenkogel (offenspitzwinkelige Falten) deutlich. Diese jüngeren Falten sind durch mittelsteile Achsen gegen S und saigere Axialflächen gekennzeichnet.

In den einförmigen Paragesteinen des Gebietes Schöberlen – Kegelstein erweist sich die lithologische Einschaltung der Granat-Hellglimmerschiefer als saigere und spitzwinkelige Synform. Vom Schöberlen bis hinunter nach Haslach fallen die Paragesteine, gleich wie die nördlich angrenzenden Orthogneise, mittel bis steil gegen S und vom Kegelstein Richtung Peischlachberg fallen sie mit stärkerer Streuung steil bis mittel gegen Norden.

Am Schöberlen sind zwei Störungen signifikant. Östlich und subparallel zum Kamm streicht eine Störung vom Schöberlen in den Anstieg zum Rotenkogel. Die Versetzung des Orthogneiszuges weist auf maßgebliche dextrale Bewegung. Anzumerken ist das Ausgreifen der Kegelsteinsackung auf das Schöberlen entlang dieser Störung. Eine zweite Störung mit schwarzen Kataklasten streicht normal zum Kamm vom Schöberlen hinunter zum Mellitzbach.

Metamorphose und Deformation Rotenkogel

Strukturen und Metamorphosegrad stellen wie die Lithologien die streichende Fortsetzung des Ostalpinen Kristallins im Gebiet Lesachtal – Staniska – Hochschober dar.

Als prägende Metamorphoseereignisse sind frühalpide Amphibolitfazies und eine dynamische Rekristallisation (Grünschieferfazies) in jungalpidischer Zeit anzunehmen. Bis zum Orthogesteinszug Rotenkogel ist die Überprägung besonders deutlich. Die Gesteine der Matreier Zone lassen lediglich jungalpidische Grünschieferfazies erkennen. Hinzuweisen bleibt einerseits noch auf die steile Synform mit Granat-Hellglimmerschiefern im Bereich Schöberlen – Kegelstein, die in Lithologie und Struktur ebenfalls der östlichen Fortsetzung im Gebiet der Staniskaalme entspricht. Andererseits zeigt sich in der Orientierung der jüngeren Verfaltung ein Unterschied. Während im nördlichen Schoberkristallin die Achsen verbreitet E–W streichen, sind im Gebiet nördlich vom Rotenkogel Faltenachsen mittelsteil gegen S typisch.

Quartär Rotenkogel

Ausgedehnte und teilweise mächtige Moränen spätglazialer Lokalglatscher bedecken die beiden verzweigten Kare Goldried und Gornalm. Zahlreiche Seitenmoränenwälle belegen verschiedene Gletscherstände. In den Karen östlich Gerner und Rotenkogel sind ebenfalls Wälle erhalten, die Ausdehnung der Moränen ist aber deutlich geringer. Blockgletscher haben sich in allen Karen nur kleinräumig entwickelt und durch Muren überformte Schutthalde umrahmen jeweils die Karböden.

Eine mächtige Moränenablagerung, die dem Gletscher nordöstlich Rotenkogel entstammt, zieht sich mit Wallform den Rücken südlich vom Holzschnitzbach hinunter. Die teilweise Erosion dieser Moränenschüttung könnte zum mächtigen spätglazialen Schwemmfächer von Arnig beigetragen haben.

Sehr mächtige Moräne in Form von zwei Wällen nimmt auch den Hangfuß bei Haslach ein. Die Wälle stehen annähernd normal zum Kalser Bach und repräsentieren die bislang unbekannt, talaufwärts liegenden Endmoränen des Staniskagletschers, der im Gschnitz bis zum Kalser Bach herabreichte.

Massenbewegungen Rotenkogel

Westlich vom Blattschnitt liegt im Iseltal bei Klausen ein Bergsturz. Der Abrissbereich erstreckt sich auf ÖK 179 Lienz, in das Gebiet westlich vom Kamm Kegelstein – Rotenkogel – Bunköpfel. In diesen von Murenrinnen durch-

zogenen Felsschroffen sind nur kleine Sackungen und Zerreißen sichtbar. Deutlich nachgesackt sind Teile des Kammes zwischen Rotenkogel und Kegelstein. Als Hauptabsetzungsfläche wurde die Störung östlich des Kammes benutzt, wodurch sich am Schöberlen ein Doppelkamm bildete. Weiter entwickelt haben sich die Sackung in den Orthogneisen südwestlich vom Gipfel Rotenkogel und die tiefgründige Sackung Kegelstein. Der Gipfelbereich Kegelstein ist durch zwei normal zueinander stehende Absetzungsflächen markant zerlegt und in Richtung Mellitzkessel leicht abgesackt.

Abgesehen von diesen Bewegungen in den Mellitzkessel betreffen weitere Sackungen den Kamm vom Kegelstein Richtung Peischlachberg, wobei jene gegen W ausgedehnter und gereifter sind. Die sehr steilen Rücken östlich Rotenkogel – Gornier lockern kleine Zerreißen und stufenförmige Absetzungen auf. Größere Sackungen führen wiederum zum Zergleiten der Rücken östlich Gornalm und nördlich Goldried. Im Nordhang westlich vom Kalsmatreier-Törl markiert eine Staffel Antitheter kippende Hangbewegung.

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

RALF SCHUSTER & KARIN SCHUSTER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 umfasst einen Profilstreifen in der südlichen Kreuzeckgruppe zwischen den Netzteilern N181/E438 und N188/E441. Sie stellt die Fortsetzung der Kartierung von SCHUSTER & SCHMIDT (2000) dar und reicht vom Drautal im Süden bis zum E–W-streichenden Hauptkamm der Gebirgsgruppe im Norden. Das bearbeitete Gebiet ist auch in der Kartierung im Maßstab 1 : 25.000 der Arbeitsgruppe PUTIS et al. (1997) enthalten, wobei unterschiedliche Auffassungen im Hinblick auf die tektonische und lithologische Gliederung bestehen.

Die Kreuzeckgruppe wird aus den Gesteinen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Es umfasst die höheren Anteile des Strieden-Komplexes und eine kristalline Einheit, die hier als Gaugen-Komplex bezeichnet wird. Letzterer überlagert tektonisch den Strieden-Komplex und unterscheidet sich im Hinblick auf seine lithologische Zusammensetzung und Metamorphosegeschichte. Im Bereich des Gnoppnitztörls ist ein steil stehender Span aus vermutlich permischen Metasedimenten eingeklemmt.

Strieden-Komplex

Der im Arbeitsgebiet angetroffene hangende Teil des polymetamorphen Strieden-Komplexes wird aus Granat-Hellglimmerschiefern und Amphiboliten aufgebaut. An der Straße von Greifenburg nach Gnoppnitz befindet sich auf Seehöhe 910 m ein wenige Meter mächtiger Marmorzug.

Im Gelände zeichnen sich die Granat-Hellglimmerschiefer (Typ Kleines Hochkreuz; SCHUSTER & SCHMIDT, 2000) durch bis zu 15 mm große Granatporphyroblasten aus, die in einer feinfilzigen Hellglimmermatrix eingebettet sind. Die feinkörnige Hellglimmermatrix ist der Grund dafür, dass die Gesteine vormals als Granatphyllite (ERTL, 1986a, 1986b; ERTL, 1987; SCHUSTER & SCHMIDT, 2000) bezeichnet wurden. Im Gelände fallen zahlreiche Quarzmobilisatlagen und eine grobblockige Verwitterung auf.

Unter dem Mikroskop zeigen die Granat-Hellglimmerschiefer idiomorphe Granatporphyroblasten mit Druckschatten aus Chlorit. Eine interne Schieferung (Si) wird im Wesentlichen durch etwa 1 mm große, opake Erzblättchen (Ilmenit) nachgezeichnet. Letztere sind auch in der vor allem aus Hellglimmer aufgebauten Matrix vorhanden und

sind dort in der Hauptschieferung (Sx) eingeregelt. Die Matrix besteht weiters aus Chlorit und Quarz, Letzterer ist aber vor allem in diskreten Mobilisatlagen zu finden. Stark untergeordnet ist Biotit und Plagioklas vorhanden. In einigen Gesteinen überwachsen Biotitporphyroblasten Sx, sind gebleicht und zeigen Erzausscheidungen. Sx wird durch eine Faltung (Fx+1), eine dazugehörige Crenulation und eine lokal vorhandene crenulation cleavage (Sx+1) überprägt. Die Granatporphyroblasten werden in Lx und Lx+1 rotiert. Albitblasten und eine späte Hellglimmergeneration überwachsen das Gefüge.

Amphibolite finden sich als wenige Dezimeter bis zu über 100 m mächtige Lagen in den Granat-Hellglimmerschiefern eingelagert. Der mächtigste Zug zieht vom Dechant (ERTL, 1986a, 1986b; KRÄINER, 1984; SCHUSTER & SCHMIDT, 2000) über die Seebachhöhe zum Stawipfel. Hier baut er den NW–SE-gerichteten Kamm auf, wobei die Amphibolite steil nach Süden einfallen (Sx 180/60) und eine Mächtigkeit von über 100 m erreichen. Zum Teil zeigen sie metagabbroide Texturen. Der Amphibolitzug zieht weiter zum Schanitzentörl und ist im hangendsten Teil des Strieden-Komplexes unter der Grenze zum Gaugen-Komplex verfolgbar. Im Bereich Hintere Häuser sind mehrere geringmächtige Amphibolitzüge vorhanden, während sie bei Gnoppnitz wieder etliche Zehnermeter erreichen.

Die Amphibolite zeigen eine variable mineralogische Zusammensetzung. Häufig sind dunkle feinkörnige Typen, die makroskopisch Hornblende und nur sehr untergeordnet Plagioklas erkennen lassen. Lagenweise sind metagabbroide Texturen mit bis zu 1 cm großen Hornblendeaggregaten zu beobachten, daneben gibt es feinkörnige gebänderte Typen mit plagioklasreichen Lagen. Makroskopisch granatführende Amphibolite sind im kartierten Teil nicht vorhanden. Die Hornblendekristalle sind in ein etwa N–S-orientiertes Streckungslinear (Lx) eingeregelt. Faltenachsen (Fx+1) liegen mehr oder weniger parallel zu Lx.

Im Dünnschliff zeigen die Amphibolite einen Mineralbestand aus grüner Hornblende + Plagioklas + Epidot/Klinozoisit + Rutil + Titanit + Quarz + opakem Erz. Die Hornblende ist in die Hauptschieferung (Sx) und in den straff geschieferten Typen auch in die Streckungslineation (Lx) eingeregelt. Plagioklas und Epidot sind in einzelnen Lagen angereichert. Plagioklas ist oft getrübt und feine Hellglimmer wachsen von den Korngrenzen her ein. Quarz findet sich selten in plagioklasreichen Lagen. Als Titanphase tritt entweder Rutil oder Titanit auf. Parallel zu Sx konnte ein Kataklastehorizont beobachtet werden. Dieser wurde, ebenso wie die Hauptschieferung (Sx) und Lx, durch eine zentimeterweite Knickfaltung (Fx+3) und durch konjugierte kink bands deformiert. Letztere wurden bei maximal grünschieferfaziellen Bedingungen gebildet. Hornblende zerbricht spröde, in den Faltscheiteln wächst Epidot und Plagioklas oder es bilden sich offene Klüfte.

Nach den vorhandenen Daten ist die prägende Metamorphose des Strieden-Komplexes, welche auch zur Bildung der Granatporphyroblasten führte, variszischen Alters (SCHUSTER & SCHMIDT, 2000). Die eoalpidische Überprägung erreichte Bedingungen der untersten Grünschieferfazies.

Gaugen-Komplex

Der Gaugen-Komplex überlagert tektonisch den Strieden-Komplex im Bereich zwischen Schanitzentörl und Gaugenschutzhäuser. Die Grenze der Einheiten ist im kartierten Gebiet nicht direkt aufgeschlossen. Im Bereich des Gnoppnitztörls wird er durch die unten beschriebene flower structure durchgeschnitten.

Der Gaugen-Komplex wird im Norden von grobschuppigen Glimmerschiefern dominiert, die nur selten makroskopisch erkennbaren Granat enthalten. Im südlichen Teil sind diese untergeordnet und es finden sich vor allem Biotit-Plagioklasgneise und quarzitisches Gneise mit Quarzitla-