

Streifen Kössener Schichten in die Steinplattekalke eingeschuppt.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Kristallin nordwestlich Lavant verläuft im Graben südlich Weidezaunknick östlich Freundwiese. An der unteren Forststraße gegen Süden liegt diese Grenze südlich der Hangkuppe westlich Freundwiese.

Nördlich Kreithof sind schmale Linsen Bunter Kalke in die Steinplattekalke eingespießt. Weiters bedeckt eine Moränenstreu aus Kristallinblöcken diese Kuppe. Auf der Verebnung östlich Kreithof bei 1000m liegt ein kleiner Moränenrest.

Aus der Hohlkehle nördlich Auerlingköpfl erstreckt sich ein großflächiger Bergsturz über Schretiswiese, westlich Kreithof, östlich Ghf. Seewiese, Buchwiese bis Bad Jungbrunn.

Nördlich des Grabens bei der Schretiswiese sind noch Schrambach-, Biancone- und Allgäu-Formation aufgeschlossen.

Östlich der Lienzer-Dolomiten-Hütte fehlen nördlich der Steinplattekalke die bunten Kalke des unteren Lias, diese werden hier direkt von der Allgäu-Formation überlagert. Es lassen sich zwei Streifen mit Rotkalken auskartieren. Dies belegt eine enge Verfaltung oder eine kleinräumige Schuppung. Die Rotkalke unterhalb des Parkplatzes bei der Lienzer-Dolomitenhütte sind verkieselt. In der Kössen-Formation lassen sich mit unterschiedlicher Mächtigkeit Lithodendronkalke ausscheiden. Vereinzelt können mehrere Lagen mit Korallen kartiert werden. Der Hauptdolomit in Plattenkalkfazies zeigt sehr intensive Bioturbation.

Am Weg nördlich Heimwälder, bei der Abzweigung Richtung Tristach, liegen Eisrandstaukörper, westlich des Steiges von Tristach zum Tristacher See bei 800m Moränenstreu. Nordöstlich Blasbründl liegen mächtige Schuttkegel des Rauchkofels. Auf der Schulter südlich Blasbründl sind Reste einer Lokalmoräne aufgeschlossen.

Entlang der Straße zur Klammbrücke sind in einem breiten Kristallinspan zwischen 820 und 880 m östlich der Straße mehrere Linsen, bestehend aus Hauptdolomit, aufgeschlossen. Der Kristallinspan reicht bis knapp oberhalb der untersten Biegung des Lienzer Stadweges. Oberhalb von 880 m liegen Eisrandstaukörper.

Im Röttenbach kann sehr gut das steile Abtauchen der Schichtglieder nach Norden verfolgt werden. Bei 900m liegen die Rotkalke sehr flach. Westlich Röttenbach ziehen die Rotkalke wie auf der Ostseite weit den Hang hinauf. Nordwestlich Schwandhütte reichen die Rotkalke bis auf 840 m. Steinplattekalke liegen südlich der Hütte und unterhalb der oberen Forststraße.

Im Gamsbach ziehen die Steinplattekalke ca. 150 m südlich der Schottergrube ins Tal. Die Steinplattekalke lassen sich auf der Westseite ungefähr 100 m südlich der Schottergrube bis nördlich Öder-Freithof auf ungefähr 900 m weiterverfolgen. Somit verläuft im Graben eine dextrale Blattverschiebung. Am Steig von der Schottergrube zum Schwarzboden ist im unteren Hangbereich eine Brekzienlage in der Allgäu-Formation ausgebildet. Diese lässt sich ebenfalls westlich des Grabens bis nördlich Öder-Freithof weiterverfolgen. Auf der Ostseite des Grabens ist ungefähr 250 m südlich der Schottergrube Kristallinmaterial (Phyllite) aufgeschlossen. Ungefähr 250 m östlich Schottergrube bei Öder-Freithof bedeckt bei 900 m ein wenige Meter breiter Bereich Quellsinter den Hang.

Die Dolomite der Gedeindlspitz sind wahrscheinlich als Wettersteindolomite einzustufen. Es handelt sich um graubraune, zuckerkörnige, mäßig gebankte Dolomite. Da Algenlaminite und Messerstichdolomite ausgebildet sind, konnte kein Nachweis mit Dasycladaceen geführt werden.

Raibl-Gruppe und Plattendolomite setzen sich westlich der Kerschbaumeralm bis westlich Kühbodentörl fort.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Aufnahmegebiet umfasst den Bereich Kreuzlscharte – Schöngöbsee – Tresdorfer Wölla – Sandfeldkopf – Hochkreuz – Hochleitenkopf – Gursgenalm – Gürsgl)

Das Gebiet wird zum Großteil von siliziklastischen Metasedimenten aufgebaut, die geringmächtige Einschaltungen von sauren und basischen Orthogesteinen aufweisen. Vor allem im Kontaktbereich von Metabasiten und Metasedimenten treten weiters geringmächtige Kalksilikate auf, die sehr variable Ausbildung, Gesamtgesteinszusammensetzung und Mineralogie zeigen. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit der sauren Orthogneislagen zu Porphyroidgneisen des Thurntaler Komplexes wird ein genetischer Zusammenhang bzw. eine ebenfalls vulkanogene Bildung der hier bearbeiteten Orthogesteine vermutet. Die intensive Wechsellagerung von Ortho- und Paragesteinen im cm-Bereich und die gemeinsame metamorphe Prägung weisen auf einen primären sedimentären Zusammenhang der verschiedenen Lithologien hin. Die Gliederung der domi-

nierenden Paragesteine in phyllitische Granat-Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer erfolgte nach dem makroskopischen Erscheinungsbild des Hauptmineralbestandes, welches ein Produkt der Metamorphosebedingungen vor und während der Hauptdeformation D_2 darstellt.

Lithologie

Phyllitische Granatglimmerschiefer + Graphitquarzitlagen

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Chl, Qtz, Pl, Grt, Bt, Ilm, Gr, \pm Tur, \pm Ap

Dieser metapelitische Hauptgesteinstyp ist durch eine hellgraue phyllitische Hellglimmer-Chlorit-Matrix charakterisiert, die meist nur untergeordnet Biotit führt und lagenweise durch Graphitanreicherung dunkelgrau bis schwarz gefärbt ist. Graphitische Lagen enthalten sehr feinkörnige serizitische Hellglimmer, während Lagen mit geringerem Graphitgehalt auch feinschuppige Hellglimmerdomänen aufweisen können. Vor allem im unmittelbaren Kontaktbereich zu Qtz-Mobilisaten ist ebenfalls eine Kornvergrößerung der Hellglimmer zu beobachten. In den Metapeliten durchwegs vorhandene 2–5 mm große Granat-Blasten besitzen häufig idiomorphe Kornformen, sind jedoch teilweise chloritisiert. Granat übersprossete bereits einen verfalteten Lagenbau oder eine mylonitische Foliation, die

Hauptdeformation überdauerte jedoch großteils die Granatblastese. Grobkörnige Chl-Aggregate zeichnen die reliktschen Grt-Kornformen nach oder bilden Deformationsschatten um Grt. Feinkörnige, serizitische Glimmerdomänen enthalten ebenfalls feinkörnigen Chlorit. Die modalen Plagioklas- und Biotit-Gehalte sind meist gering, allerdings tritt lokal mittelkörniger Biotit in der Matrix auf, der Klasten in der S_2 -Schieferung bildet.

Sowohl helle quarzitisches Gneis-Lagen als auch Quarzmobilisat-Einschaltungen weisen ein mittelkörniges equigranulares Qtz-Gefüge auf, das nur in lokalisierten D_2 -Scherzonen dynamisch rekristallisierte. In D_3 - und D_4 -Faltenscheiteln unter bildete sich ein ungleichkörniges Qtz-Gefüge mit stark suturierten Korngrenzen sowie Deformationsbändern und -lamellen.

Die Phyllitischen Grt-Glimmerschiefer enthalten wenige cm bis mehrere m mächtige Einlagerungen von Qtz-Porphyröidgneisen, Graphitquarziten und Amphiboliten bzw Hornblende-Plagioklas-Gneis.

Granatglimmerschiefer + Quarzitisches Gneislagen + Graphitquarzitlagen

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Qtz, Bt, Pl, Grt, Chl, Ilm, \pm St, \pm Tur, \pm Aln, \pm Ep, \pm Gr, \pm Ap

Die Granatglimmerschiefer unterscheiden sich durch eine gröbere (fein- bis mittelkörnige), meist Bt-reichere Matrix von den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern. Vor allem Hellglimmer zeigen größere Korngrößen als in den phyllitischen Metapeliten, allerdings kann in Bereichen intensiver D_4 -Deformation eine Unterscheidung schwierig sein. In einer Probe aus dem Bereich der Tresdorfer Wölla konnte feinkörniger St in der Matrix beobachtet werden, während St in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern fehlt. Quarzitisches Gneislagen treten vermehrt auf und der Glimmergehalt ist generell niedriger, sodass sich diese Gesteine kompetenter als die phyllitischen Metapelite verhalten. Vor allem Strukturen der frühen Deformationsphasen sind in den Grt-Glimmerschiefern besser erhalten, als in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern.

Chlorit tritt feinkörnig in der Hellglimmer-Quarz-Matrix auf. Eine grobkörnige, durch Chloritisierung von Granat und Biotit entstandene Chloritgeneration sprossete ohne Vorzugsorientierung. Die ältesten vorhandenen Mineralphasen stellen Ilm, Qtz und Graphitpigment, sowie teilweise auch Klinozoisit oder Allanit dar, die das älteste Schieferungsgefüge als Einschlusszüge im Grt-Kern repräsentieren. Chlorit, Biotit und Hellglimmer der Matrix sind in der S_1 -Schieferung geregelt, welche von Granat eingeschlossen wurde. Während D_1 wurde Biotit teilweise chloritisiert, er sprossete jedoch neuerlich während der folgenden Hauptdeformation D_2 in den Achsialebenenschieferungsflächen SF_2 . Ältere Biotit-Klasten wurden während dieser Deformation zu Hellglimmer abgebaut. Proben, die Allanit-Einschlüsse in Granat aufweisen, enthalten Epidot in der Matrix.

Die Plagioklas-Gehalte variieren stark. Im Kar SW des Hochkreuzes tritt mittel- bis grobkörniger Plagioklas auf, der syn- bis postkinematisch bezüglich der penetrativen Faltung D_2 kristallisiert ist.

Quarzitisches Gneise

Diese Quarz-reiche Lithologie bildet lagenweise Einschaltungen in den Granat-Glimmerschiefern. Sie zeigen eine hell- bis mittelgraue Färbung. Das Gestein wird von mittelkörnigem Quarz aufgebaut, während feinkörniger Hellglimmer, Chlorit und Biotit untergeordnet aber homogen verteilt auftreten. Granat zeigt poikiloblastische Ausbildung und sprossete bevorzugt parallel den S_1 -Schieferungsflächen, welche eingeschlossen wurden. Während D_2 wurde Granat rotiert.

Graphitquarzite

Feinkörnige, charakteristisch schwarz gefärbte, homogene Quarzite bilden mehrere cm mächtige Lagen in den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern und den Grt-Glimmerschiefern. Sie weisen meist ebenflächige Hauptschieferungsflächen und Kontakte zum metapelitischen Nebengestein auf. Nur S und E der Kreuzhöhe erreicht diese Lithologie 0,5–1m Mächtigkeit, sonst handelt es sich um geringmächtige Einschaltungen, die im Streichen nicht durchgehend zu verfolgen sind. Häufig enthalten die Graphitquarzite <1mm dünne, reine, helle Quarzlagen, die isoklinale oder intrafoliale Falten nachzeichnen. In diesen erscheint Qtz mittelkörnig rekristallisiert, während Qtz in den graphitischen Domänen sehr feinkörnig ausgebildet ist.

Qtz-Porphyröidgneise, Glimmerquarzit, Qtz-Fsp-Mylonite

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Qtz, Ms, Chl, \pm Bt, \pm Kfs, \pm Pl, \pm Ilm, \pm Grt, \pm Ap

Diese quarzreichen Gesteine zeigen eine Bänderung im mm-Bereich durch Variationen in den Hellglimmer- und Fsp-Gehalten, sowie eine Wechsellagerung mit den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern im cm- bis dm-Bereich. Sie bestehen v.a. aus <1mm dünnen Qtz-Lagen, die durch serizitische Ms-(\pm Chl-)Lagen getrennt sind. Selten ist auch feinkörniger Biotit zu beobachten. Nur in distinkten Lagen sind 0,5–1 mm große charakteristische Qtz- oder Kalifeldspat-Klasten zu beobachten. V.a. die Porphyröidzüge W der Kreuzscharte und E des Schöngöbsees zeigen die charakteristische Porphyröidstruktur. Mega- und makroskopisch ist dieses Gestein durch seine hellbraune Verwitterungsfarbe sowie plattigen Bruch aufgrund der ebenflächigen Hauptschieferungsflächen charakterisiert. Großteils ist das Gestein als feinlagig gebänderter quarzitischer Gneis oder Quarzitmylonit anzusprechen.

Amphibolite

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Hbl, Pl, Qtz, \pm Bt, \pm Chl, \pm Ep, \pm Zo

Amphiboliteinschaltungen in den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern werden großteils durch mittel-grobkörnige Hornblende-Plagioklas-Gneise repräsentiert. Hornblendebilden radialstrahlige bis zu cm-große Garben, die Fsp-Gehalte sind variabel. Die Hornblende-Plagioklas-Gneise haben lateral nur wenige Zehnermeter Ausdehnung und bilden Boudins im metapelitischen Nebengestein. Nur NW und NE der Kreuzhöhe treten massive Amphibolitkörper auf, die fast ausschließlich von feinkörniger Hornblende und nur untergeordnet von Plagioklas und Epidot aufgebaut werden. Während der D_4 -Deformation reagierten die Amphibolite spröde.

Als Einschaltungen in den Grt-Glimmerschiefern im Bereich der Tresdorfer Wölla treten mehrere Zehnermeter mächtige Amphibolitkörper auf, die von mittelkörniger Hornblende und Plagioklas aufgebaut werden.

Zoisitgneis

In Vergesellschaftung mit Amphiboliten treten lokal charakteristisch weiße Zoisitgneise auf; sie erreichen im Arbeitsgebiet jedoch nur dm-Mächtigkeit und sind nicht durchgehend zu verfolgen.

Kalksilikate

Kalksilikatische Einschaltungen mit lagenweise sehr variablem Mineralbestand sind in den Granat-Glimmerschiefern zu beobachten. Am W-Rand der Schwarzwände treten Plagioklas-Chloritschiefer auf, die grobkörnigen Granat, sowie untergeordnet Karbonat und Klinozoisit führen. Klinozoisit bildet vor allem Einschlüsse in Granat und ist in

der Matrix nur reliktsch vorhanden. Weiters bilden Kalksilikate die Kontaktzonen zwischen Orthogneis und Metapeliten unmittelbar westlich vom Hochkreuz. Hier treten Hornblendegarben in Granat, Klinozoisit und Biotit führenden quarzitischen Gneisen auf, die mit stark graphitisch pigmentierten, mittel- bis grobkörnigen Biotit-Plagioklasgneisen wechsellagern. Letztere führen ebenfalls grobkörnigen Granat sowie Klinozoisit, der allerdings großteils zu Pumpellyit abgebaut ist.

Orthogneis

Hellglimmer führender Orthogneis, bestehend aus mittelkörnigem Kfs, Pl und Qtz, ist auf ein größeres Vorkommen im Kar SW des Hochkreuzes sowie vereinzelte geringmächtige Einschaltungen in den Metapeliten beschränkt. Orthogneise sind mit Amp-Pl-Gneisen vergesellschaftet und isoklinal mit Kalksilikaten verfalltet, die den Kontaktbereich zwischen Orthogneis und Granat-Glimmerschiefer bilden. Teilweise ist die Unterscheidung von Kalifeldspat führenden Porphyroidgneisen schwierig. Möglicherweise stellen manche Orthogneisvorkommen höhermetamorphe Äquivalente der Porphyroidgneise dar.

Quarz-Mobilisate

Helle cm–dm-mächtige Qtz-Mobilisate sind als Einschaltungen in allen Lithologien zu beobachten. Sie wurden im Zuge der Hauptschieferungsbildung D_2 bereits verfalltet. Großteils sind die Qtz-Mobilisate weiß oder hellgrau gefärbt, in Bereichen, die von Sprödeformation erfasst wurden, besitzen sie (v.a. im Randbereich im Kontakt zum Nebengestein) schwarze Färbung.

Am Ostrand der Schwarzwände (Seehöhe 2461m) tritt Granat und Biotit führendes Qtz-Pl-Mobilisat in Grt-Glimmerschiefer auf, welches in bereits verfalltetes Umgebungsgestein intrudierte. Fein- bis mittelkörnige Granat-Aggregate aus idiomorphen Einzelkörnern sowie grobkörniger Biotit bildeten sich vor allem im Kontaktbereich zwischen dem Plagioklas-Quarz-Mobilisat und dem metapelitischen Nebengestein.

Tonalitische Ganggesteine

Feinkörnige, helle, feldspatdominierte Ganggesteine sind auf zwei Aufschlussbereiche beschränkt. S des Schöngöbsees treten sie an einer spröde-duktilen Störungszone diskordant zur Hauptschieferung des Nebengesteins auf. Die dm-mächtigen Gänge streichen NW–SE. Weiters wurde ein wenige Meter großer Tonalit-Körper am NW-Rand der Gursgenalm kartiert. Auch hier ist der Gang einer NW–SE-streichenden, steilstehenden Scherzone benachbart, die unter Temperaturbedingungen der untersten Grünschieferfazies gebildet wurde.

Räumliche Verbreitung der Lithologien

Phyllitische Grt-Glimmerschiefer mit Einschaltungen von cm- bis dm-mächtigen Graphitquarzit-, Qtz-Porphyroidgneis- und Qtz-Fsp-Mylonitlagen bauen v.a. den W-Teil des Arbeitsgebiets im Bereich Kreuzlscharte, Kreuzlhöhe, Gürsogl und Schöngöbsee auf und erstrecken sich über den gesamten Kammbereich von der Kreuzlhöhe bis zum Schwarzwandkopf. Weiters bilden sie den S-Rand des Gursgenalm-Kares im Bereich Kleines Hochkreuz – Hochleitenkopf. Die Grt-Glimmerschiefer mit Einschaltungen von quarzitischen Gneisen, Orthogneisen und Graphitquarziten treten liegend der phyllitischen Glimmerschiefer auf und bilden den Karbereich E der Gursgenalm bis zum Hochkreuz sowie das Arbeitsgebiet in der Tresdorfer Wölla einschließlich der Schwarzwände und des Sandfeldkopfes.

Ein 2–5 m mächtiger Qtz-Porphyroidgneiszug erstreckt sich von S der Kreuzlscharte bis zur Kreuzlhöhe. Ein weiterer Körper, der eventuell in Verbindung mit ersterem

steht, befindet sich im Tal zwischen Kreuzlhöhe und Schöngöbsee. Weitere Quarzitmylonitlagen treten E der Kreuzlhöhe im Kammbereich, am südlichen Wandfuß der Kreuzlhöhe, sowie S und westlich des Schöngöbsees auf, sie wurden jedoch teilweise von spröden NW–SE- und E–W-streichenden Störungen erfasst. Mylonitische Porphyroidgneislagen wurden weiters im Wandbereich E vom Gürsogl sowie im Tal W des Kleinen Hochkreuzes (zwischen 2360 und 2500m Seehöhe) aufgefunden. Ein schwach deformierter Porphyroidkörper mit charakteristischen Qtz-Augen befindet sich E des Schöngöbsees.

Graphitquarzite sind im gesamten Arbeitsgebiet als cm-mächtige Lagen sowohl in den Grt-Glimmerschiefern, als auch den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern verbreitet. Dezimeter- bis meter-mächtige Lagen finden sich am Rücken zwischen Kreuzlhöhe und Gürsogl sowie in dem Wandbereich östlich davon. Geringmächtige Lagen treten W vom Kleinen Hochkreuz, oberhalb der Schwarzwände und S der Kreuzlscharte auf.

Quarzitisches Gneislagen bilden dm–m-mächtige Einschaltungen in den Grt-Glimmerschiefern im Talbereich sowie an der W-Flanke der Tresdorfer Wölla (2250–2300m Seehöhe).

Amphiboliteinschaltungen finden sich auf dem Rücken SW der Kreuzlscharte (2400–2460m Seehöhe), WNW des Schöngöbsees, N und NE der Kreuzlhöhe unterhalb des Wanderweges von der Kreuzlscharte zum Hochkreuz, S des Hochkreuzes, im Bereich der Schwarzwände und in der Tresdorfer Wölla (2340–2400m). Geringmächtige Plagioklas-Hornblendegneis-Körper in Vergesellschaftung mit Kalksilikaten treten am N- und S-Rand des Gursgenalmkares sowie S des Hochkreuzes auf.

Ein mehrere Zehnermeter mächtiger Orthogneiskörper, der Isoklinalfaltung mit Kalksilikaten und Metapeliten zeigt, befindet sich W des Hochkreuzes (2500–2600m Seehöhe).

Strukturprägung

D₀: Die erste beobachtete Schieferung S_0 korreliert mit dem metamorphen Lagenbau und den lithologischen Grenzen. Sie ist makroskopisch anhand von Graphitquarzitlagen, quarzitischen Gneislagen, Qtz-Lagen in Metapeliten sowie mikroskopisch anhand der Regelung von mittelkörnigem Ilm und an Lagen mit Graphitpigmentanreicherung in der Serizit-Chloritmatrix zu erkennen.

D₁: Der metamorphe Lagenbau S_0 wurde von einer penetrativen Faltung erfasst, die mit einer Mylonitisierung verbunden ist. Als Einschlussgefüge in Grt sowie untergeordnet in Qtz-reichen Domänen der Matrix und in kompetenten Partien der Grt-Glimmerschiefer sind D_1 -Strukturen erhalten (z.B. Orthogneiskörper und Nebengestein W vom Hochkreuz; Tresdorfer Wölla unterhalb der Schwarzwände). Im Fall geradliniger Einschlusszüge in Granat konnte jedoch nicht festgestellt werden, ob die mylonitischen Flächen ein Produkt der D_0 - oder D_1 -Deformation darstellen. Neben Ilmenit ist untergeordnet auch Biotit in der S_1 -Foliation geregelt. Quarz zeigt in D_1 -Faltenscheiteln ein vollständig statisch rekristallisiertes Gefüge mit Tripelkorngrenzen. D_1 -Strukturen wurden von Grt postkinematisch übersprosst. D_1 -Faltenachsen besitzen eine NE–SW-Orientierung ähnlich den D_2 -Strukturen, sie wurden jedoch während der folgenden penetrativen Deformationsphase fast vollständig überprägt.

D₂: Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Diese penetrative Faltungsphase bildet die Hauptschieferungsflächen in der Matrix (SF_2) sowie parallel dazu orientierte mylonitische Foliationsflächen. Reliktische Interferenzen mit D_0 - oder D_1 -Strukturen sind nur an kompetenten Lithologien (z.B. in Bereichen mit quarzitischen Gneis-

lagen sowie Amphibolit- und Orthogneisführung) zu beobachten. Die Metamorphosebedingungen zeigen einen regionalen Gradienten.

In den phyllitischen Glimmerschiefern ist D_2 als intrafoliale oder isoklinale Faltung von Qtz-Mobilisatlagen zu erkennen. Chlorit (re)kristallisierte in der S_2 -Schieferung, Biotit und Granat wurden chloritisiert. Quarz zeigt dynamische Rekristallisation unter Ausbildung einer SPO (shape preferred orientation) und LPO (lattice preferred orientation). Hellglimmer rekristallisierte sehr feinkörnig in S_2 und dominiert das phyllitische Erscheinungsbild dieser Lithologie.

In den Granat-Glimmerschiefern lief diese Deformation unter signifikant höheren Temperaturbedingungen ab. In D_2 -Faltenscheiteln erfolgte mittel- bis grobkörnige Biotitblastese parallel zu S_2 , während fein- bis mittelkörnige Hellglimmer (re)kristallisierten. Grobkörnige Quarzlagen zeigen vollständige gleichkörnige Rekristallisation unter Ausbildung von Tripelkorngrenzen. In S_1 geregelte Biotit-Relikte, wurden in D_2 -Faltenscheiteln randlich zu feinkörnigem Hellglimmer abgebaut. Feinkörniger Chlorit rekristallisierte in Qtz-reichen Domänen. Die Chlorit-Stabilität wurde in den meisten Lithologien nicht überschritten.

Die S_2 -Achsisalenenschieferung in der Matrix ist durchwegs diskordant zu dem Interngefüge in Grt orientiert und um Grt gebogen.

D_2 -Faltenachsen und Streckungslineare streichen NE-SW, streuen jedoch stark von NNE-SSW bis ENE-WSW. Quarzreiche Domänen der phyllitischen Glimmerschiefer und quarzitisches Gneise zeigen eine grünschieferfaziale mylonitische Foliation mit NE-SW streichendem Streckungslinear. Quarz-Texturen und stair-stepping zeigen eine Top-SW-gerichtete Scherbewegung. Die S_2 -Flächen stellen großteils die penetrative Schieferung dar, wurden jedoch während D_4 großmaßstäblich verfaultet.

D₃: Untere Grünschieferfazies. Diese Deformation verursachte eine Crenulation der S_2 -Flächen. Hellglimmer wurden verbogen und löschen in D_3 -Faltenscheiteln undulös aus. Lokal kann beginnende, sehr feinkörnige Hellglimmerrekristallisation stattfinden, es war jedoch keine Hellglimmerneubildung in der D_3 -Achsisalebene zu beobachten. Quarz-Lagen zeigen dynamische Qtz-Rekristallisation (Subgrain Rotation) unter Ausbildung stark heterogener Qtz-Korngrößen und stark suturierter Korngrenzen.

Die D_3 -Crenulation weist N-S-streichende Achsen auf. D_3 -Achsisalenen sind in einem großen Winkel zu den S_2 -Flächen orientiert. Sie bildeten jedoch keine neue Achsisalenenschieferung (die Gesteine brechen durchwegs nach den S_2 -Flächen). D_3 fand unter geringfügig höheren Temperaturbedingungen als D_4 statt. Im Gegensatz zur D_4 -Deformation bildet D_3 keine Faltung im Aufschlussmaßstab aus, ist jedoch durchlaufend im gesamten Arbeitsgebiet als Crenulation in glimmerreichen Gesteinen zu beobachten.

D₄: (Unterste Grünschieferfazies bis Anchizone. D_4 bildet einen engen bis offenen Großfaltenbau, der Falten höherer Ordnung im Maßstab von einigen 10er Metern bis zu Zentimetern aufweist. In Schenkelbereichen der Falten erster Ordnung sind Parasitärfalten stark lokalisiert und teilweise als Kinkfaltung ausgebildet. Es wird keine Achsisalenenschieferung ausgebildet und in den Achsisalenen erfolgt keine Mineralneubildung. Diese Deformation läuft im Temperaturbereich der Quarz-Duktilitätsgrenze ab (ca. 300°C). Grobkörniger Quarz weist parallel zur Achsisalebene orientierte Deformationsbänder sowie Deformationslamellen auf. Sowohl grob-, als auch feinkörnige Qtz-Domänen zeigen undulöse Auslöschung.

D_4 -Faltenachsen streichen E-W bzw fallen W des Hochkreuzes flach nach W bis NW ein.

Die Großstruktur (Großfalten 1. Ordnung) wird im Arbeitsgebiet von subvertikal E-W-streichenden S_2 -Flächen mit mittelsteil N-fallenden D_4 -Achsisalenen (Kreuzhöhe, WNW von Schöngöbsee, SE vom Gürsogl, N- und E-Umrahmung des Gursgenalm-Kares, W vom Kl. Hochkreuz), sowie mäßig steil S, SW oder NW fallenden S_2 -Flächen mit steil N-fallenden D_4 -Achsisalenen (Kar S der Kreuzscharte, Rücken zwischen Gürsogl und Kreuzhöhe, Kammbereich zwischen Kreuzhöhe und Hochkreuz, Schwarzwände) dominiert. Besonders ausgeprägte Falten höherer Ordnung sind am Wandfuß WSW der Kreuzhöhe, im Hangbereich, der sich von der Gursgenalm nach N bis zur Höhenkote 2559 m erstreckt, sowie W des Kleinen Hochkreuzes zu beobachten. Durch die markante Steilstellung der Hauptschieferungsflächen im Bereich des Schöngöbsees, der S-Abhänge des Grates zwischen Kreuzhöhe und Hochkreuz sowie im Karbereich E der Gursgenalm bis zum Kleinen Hochkreuz wird die Morphologie der Arbeitsgebietes maßgeblich von der D_4 -Großstruktur geprägt.

Die D_4 -Großstruktur könnte den aufrechten Hangendschenkel einer N-vergenten Antiform darstellen. Die Fortsetzung der D_4 -Strukturen nach N in der Tresdorfer Wölla konnte noch nicht vollständig geklärt werden, da hier aufgrund der höheren Kompetenz der Grt-Glimmerschiefer die D_2 - und D_1 -Strukturen in den Vordergrund treten. Die S_2 -Flächen fallen in diesem Bereich mittelsteil nach N bzw NNE. Der D_4 -Großfaltenbau wird weiters durch die folgende Spröddeformation verkompliziert.

D₅: Diskordant zu lithologischen Kontakten und Schieferungen treten lokalisierte Scherzonen auf, die mit oligozänen Tonalitvorkommen im dm- bis m-Maßstab vergesellschaftet sind. Helle Fsp-reiche Intrusiva \pm Amp intrudierten in duktile Scherzonen der untersten Grünschieferfazies, und wurden weiters von darauffolgender Spröddeformation erfasst. Tonalit führende Scherzonen fallen mittelsteil bis steil nach NE oder NW ein. Sie wurden von subvertikalen N-S-streichenden spröden Störungen überprägt. Tonalit führende Scherzonen wurden im Graben N der Kreuzhöhe (2490 m Seehöhe) sowie am NW-Rand (Wandfuß) der Gursgenalm (2270 m Seehöhe) kartiert. Nach NE fallende Flächen zeigen sinistrale (Top NW), nach NW fallende Flächen dextrale (Top NNE) Bewegung an Harnischflächen.

D₆: Subvertikale WNW-ESE-streichende Störungszonen bilden 0,5 bis 1m mächtige Kataklastizonen sowie <1mm mächtige Ultraklastiziten-Lagen. Dieses Hauptstörungssystem erfasste v.a. Bereiche, in denen eine Steilstellung der S_2 -Flächen durch die D_4 -Faltung erfolgte. Häufig wurden S_2 -Flächen reaktiviert, teilweise schneiden die Störungen jedoch diskordant zu den subvertikalen S_2 -Flächen (z.B Karbereich NW des Hochleitenskopfes).

Harnischlineare zeigen einerseits dextralen Versatz, es dominieren jedoch steil SW und NE fallende Harnischlineare. Diese zeigen eine signifikante Vertikal-komponente der Bewegung (SSW-Block up, NNE-Block down) zumindest als Reaktivierung der k_6 -Flächen.

Diese Störungszonen sind v.a. W des Kleinen Hochkreuzes bzw. des Hochkreuzes zu beobachten und im Streichen nach WNW am N-Rand des Gursgenalm-Kares bis NE der Kreuzhöhe zu verfolgen. Morphologisch bilden sie fault scarps, die im Abstand von wenigen 10er-Metern parallele Gräben im E-Bereich des Gursgenalmkares ausbilden. NW der Gursgenalm ist

der Vertikalversatz an diesem Störungssystem für die südliche Position der Grt-Glimmerschiefer relativ zu den phyllitischen Grt-Glimmerschiefern im Wandbereich nördlich der Gursgenalm verantwortlich.

Eine weitere Schar NNW–SSE- bis N–S-streichender subvertikaler Störungszonen, die sinistralen Versatz zeigen, werden als antithetische Flächen zu den dextralen Hauptstörungszonen interpretiert.

Das System WNW–ESE- und NNW–SSE-streichender Störungszonen wird mit der dextralen Bewegung an der oligozänen Mölltalstörung korreliert.

D₇: Subhorizontale Kataklasitzonen zeigen die spröde Reaktivierung teils der D₄-Achsielenen in Bereichen der S₂-Steilstellung, teils der S₂-Flächen in Bereichen flacher S₂-Lagerung (v.a. in Bereichen des Umbiegens der S₂-Flächen in subhorizontale Lagerung durch die D₄-Faltung). An Harnischflächen indizieren Qtz-Fasern Top S-Bewegungen an den k₇-Flächen. Vereinzelt wurden dazu antithetische, steil S-fallende Aufschiebungen beobachtet.

Quartär

Die Karbereiche S der Kreuzlscharte, am E-Rand der Gursgenalm und in der Tresdorfer Wölla werden von einer Rundhöckerlandschaft dominiert, die Grundmoränenmaterial und Vernässungszonen aufweist. Am Karboden W des Gürsogl befindet sich ein Moor. Grundmoräne tritt weiters im Bereich des Schöngoßsees sowie im Karbereich SE der Kreuzlhöhe (NW der Gursgenalm) auf. Seitenmoränenwälle wurden im Bereich der Gursgenalm sowie am Wandfuß W des Schöngoßsees kartiert.

Blockgletscher mit charakteristischen ein- oder mehrfachen Wallbildungen finden sich im gesamten Arbeitsgebiet. Größere Blockgletscher treten vor allem in jenen Gebieten auf, in denen Sackungen zu vermehrter Schuttlieferung führen (z.B. N und NW der Kreuzlscharte, E des Gürsogl). Ein weiterer sehr großer Blockgletscher mit mehrfachen Wallbildungen befindet sich W vom Hochkreuz.

Besonders große Sackungen, die Grobblockmaterial, sowie im Verband rotierte Zehnermeter große Blöcke enthalten, treten im Kar N der Kreuzlscharte, am Grat zwischen Kreuzlscharte und Rotem Beil, sowie NE des Gürsogl auf. Im Bereich der Kreuzlscharte und am Rücken SW der Kreuzlscharte sowie am Rücken WNW des Schöngoßsees dominieren massive Bergzerreibungen mit vorwiegend E–W-streichenden meterbreiten Spalten- und Grabenbildungen die Morphologie. WNW des Schöngoßsees sind diese besonders ausgeprägt, da die Hauptschieferungsflächen subvertikal stehen.

Sämtliche Wandfußbereiche im Arbeitsgebiet sind von mächtigen Schutthalde bedeckt. Östlich der Kreuzlhöhe und am W-Hang des Grabens Kreuzlhöhe – Bilitzhütte bildeten sich Schuttströme mit mächtigen Schuttrinnen. Sehr grobblockiges Material wird W und E des Gürsogl, NE der Kreuzlscharte, N des Hochleitenkopfes und am E-Rand der Schwarzwände geschüttet.

Zusammenfassung und Interpretation

Die Kristallinserien des Arbeitsgebietes zeigen eine mehrphasige Metamorphose- und Strukturprägung. Der erste zumindest mittelgradig metamorphe Lagenbau, der anhand der lithologischen Grenzen zwischen Metapeliten, Metapsammiten, Porphyroid-, Orthogneisen und Amphiboliten auszukartieren ist, wurde von mindestens vier Faltungsereignissen überprägt, wobei die erste Faltung (D₁) vor, alle weiteren Faltungen (D₂, D₃, D₄) nach der Granatblastese stattfanden.

In den Metapeliten ist generell eine grobkörnige Granatgeneration zu beobachten, deren Kristallisation möglicherweise zu demselben tektonometamorphen Ereignis zu

zählen ist, das auch die Bildung des metamorphen Lagenbaus und die D₁-Deformation umfasst.

Die zeitliche Differenz zwischen Granat-Blastese und D₂ ist noch unklar. Unter Annahme einer variszischen Granat-Bildung ist für D₂ ein spätvariszisches oder permisches Alter anzunehmen. Die D₂-Faltung ist mit einer Scherdeformation verbunden, die eine Top-SW-Bewegungsrichtung (in derzeitiger Lage) indiziert, allerdings müssen mögliche spätere (v.a. kretazische und tertiäre) Rotationen berücksichtigt werden. Die SW-gerichtete Bewegung kann zu Relativbewegungen zwischen den unterschiedenen Einheiten geführt haben, diese sind jedoch nicht auf den Kontaktbereich beschränkt und bilden daher keine distinkten Scherzonen. Die Temperaturbedingungen vor und während der D₂-Deformation zeigen einen regionalen Metamorphosegradienten, da sie zum Liegenden (nach N und E) zunehmen. Während in den phyllitischen Glimmerschiefern die Grünschieferfazies vermutlich nicht überschritten wurde, erreichten die Granat-Glimmerschiefer amphibolitfazielle Bedingungen, die zum Auftreten von Stauroolith sowie zu mittelkörniger Biotit- und Muskowit-Blastese führten. Die D₂-Strukturen stellen die letzte penetrative deformative Prägung dar. Obwohl die lithologischen Grenzen großteils parallel zu S₂ einrotiert wurden, ist festzuhalten, dass die lithologischen Grenzen nicht mit den S₂-Hauptschieferungsflächen übereinstimmen und die Lithologien daher nicht im Streichen der S₂-Flächen zu verfolgen sind.

Die D₃- und D₄-Deformationen fanden unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies statt und waren nicht von signifikanter Mineralneubildung begleitet. Während die D₃-Crenulation mit N–S-streichenden Achsen im gesamten Arbeitsgebiet vertreten ist, jedoch den Millimeter-Maßstab nicht überschreitet, bilden D₄-Strukturen einen Großfaltenbau um E–W-streichende Faltenachsen. Dieser kann als Produkt des kretazischen tektonometamorphen Ereignisses interpretiert werden.

Vorwiegend steil stehende, NW–SE- und W–E-streichende, tertiäre, spröde Störungszonen verkomplizieren das Kartenbild. Störungsflächen wurden mehrfach reaktiviert, da subhorizontale von subvertikalen (S-Block up) Harnischlinearen überprägt wurden. Untergeordnet treten auch jüngere subhorizontale Störungsflächen auf, die S-gerichtete Bewegungen anzeigen. Eine Korrelation der Sprödstrukturen mit den großen tertiären Störungssystemen im N und S (Defferegg–Antholz–Vals-Linie, Mölltal-Störung, Periadriatisches Lineament) erfordert eine großräumige Bearbeitung über die Grenzen des Arbeitsgebietes hinaus.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2004 wurde mit Aufnahmen in der westlichen Kreuzeckgruppe begonnen. Das bearbeitete Gebiet schließt östlich an den Iselsberg oberhalb Lienz an. Die Südgrenze markieren die Orte Gödnach und Lengberg im Drautal; der Nordrahmen wird durch den Grat Ederplan – Loneskopf gebildet.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Es handelt sich überwiegend um monotone metamorphe Serien aus quarzreichen Paragneisen, Glimmerschiefern und Quarziten. Nach dem Geländeeindruck wechseln höhergradig metamorphe Serien, die gut sichtbar mm-körnigen Hellglimmer, Biotit und Granat enthalten, mit niedri-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: [145](#)

Autor(en)/Author(s): Habler Gerlinde

Artikel/Article: [Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern 354](#)