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

Blatt 173 Sölden

Bericht 2007 zur lithologischen und strukturgeologischen Charakterisierung des Ötztal-Stubai-Kristallins in den Bereichen Obergurgl/Gurgler Schartl auf Blatt 173 Sölden und Bankeralm/Timmelsjoch auf Blatt 174 Timmelsjoch

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Lage des Arbeitsgebietes

Geographisch umfasst das Kartierungsgebiet eine geschlossene Fläche im Bereich der Bankeralm (SW des Timmelsjochs) auf dem ÖK-50-Kartenblatt 174 Timmelsjoch in 2500 bis 2700 m Seehöhe sowie die Verlängerung jenes Profilstreifens, der 2006 auf Blatt 173 Sölden kartiert wurde nach Nordwesten. Letzteres Gebiet erstreckt sich von Obergurgl („Am Beil") über den Soomsee bis zum Gurgler Schartl („Seiter Schartle") in einer Höhenlage von 1900 bis 3000 m Seehöhe.

Tektonisch befinden sich die bearbeiteten Gesteinseinheiten im Hangenden (NW) der Schneeberg-Monteneve-Einheit, etwa 1 km (Bankeralm) bzw. 2–4,5 km (Obergurgl – Gurgler Schartl) strukturell hangend der lithologisch-tektonischen Grenze zwischen dem Ötztal-Stubai-Komplex (OSC) und der Schneeberg-Monteneve-Einheit (SMC). Bezüglich der lateralen Ausdehnung der Schneeberg Normal Fault Zone SNFZ (SÖLVA et al., Tectonophysics, 401, 2005) liegt das Gebiet Obergurgl – Gurgler Schartl im Hangenden des Zentralbereiches der Hauptscherzone, während sich das Gebiet der Bankeralm im Bereich des NE lateralen Auslaufens der SNFZ befindet. Diese räumliche Position der beiden Gebiete bezüglich der SNFZ zeigt sich deutlich in der kretazischen Strukturprägung der bearbeiteten Gesteinseinheiten.

Lithologische (mesoskopische, mikroskopische und mineralchemische) Charakterisierung

Die Abkürzungen der Mineralnamen sowie die Gesteinsbezeichnungen folgen FETTES & DESMONS (Cambridge University Press, 2007).

Metasedimente

Grobknotiger Grt-Glimmerschiefer mit Ms-Pseudomorphosen

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Bt, Grt, Plagioklas, Chlorit, Ilmenit, Paragonit, +/-Chloritoid, +/-Turmalin

Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon, Allanit, Monazit, +/-Staurolith, +/-Karbonat, +/-Korund

Grt-Glimmerschiefer weisen eine mittelkörnige, von Ms und Qtz dominierte Gesteinsmatrix mit untergeordnetem Bt- und Plagioklasanteil auf. Vor allem Qtz bildet auffällig grobkörnige monomineralische Lagen. Charakteristisch sind weiters grobkörnige Grt-Klasten sowie Aggregate feinkörniger Hellglimmer. Letztere werden von Ms und/oder Paragonit repräsentiert und bilden Pseudomorphosen nach ehemals grobkörnigem Staurolith. Teilweise wurden Ms-Aggregate von grobkörnigen Plagioklas-Porphyroblasten und Paragonit ersetzt und übersprosst. In manchen Aufschlussbereichen der Bankeralm scheinen die ursprünglich idiomorphen Staurolith-Blasten ihrerseits bereits als Aggregate gesprosst zu sein, welche Kornformen einer grobkörnigen Mineralphase nachzeichnen.

Nebenbestandteile sind Bt, Chlorit, Plagioklas und Ilmenit, während Staurolith, Apatit, Rutil, Allanit, Monazit und Zirkon akzessorisch auftreten. Vorkommen von feinkörnigem Chloritoid, Staurolith, Rutil und Karbonat sind auf Einschluss-Domänen in Grt I beschränkt.

Granat der Grt-Glimmerschiefer ist im gesamten Bankeralmbereich charakteristischerweise mehrphasig kristallisiert. Die grobkörnigen Grt-Kernbereiche zeigen komplexe Deformationsmikrostrukturen anhand der Verteilung und Vorzugsorientierung der Einschlüsse. Der Grt-Kernbereich der ersten Grt-Wachstumsgeneration, welcher ein Mn- und Ca-Maximum sowie ein Mg-Minimum aufweist, besitzt Deformationsschatten von polygonalen Qtz-Aggregaten, die im Zuge der fortgesetzten Grt-Kristallisation übersprosst und eingeschlossen wurden. Mehrere Foliationen von feinkörnigem Rutil, Ilmenit und Chloritoid sind in verschiedenen Wachstumsstadien von Grt konserviert. Grt sprosste syntektonisch zur Faltung D2, deren Intensität vom Kern zum Rand von Grt I zunimmt. Die D2-Deformation überdauerte schließlich das Grt-I-Wachstum. Im Gegensatz zum komplexen mikrostrukturellen Interngefüge erscheint der Grt-Kernbereich mit einer kontinuierlichen chemischen Zonierung kristallisiert. Die Mn- und Ca-Gehalte nehmen vom Kern zum Rand ab, während der Mg-Gehalt und das XMg ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) zum Rand hin steigen. Diese Zonierung spricht für ein prograde Wachstum bezüglich der metamorphen T-Entwicklung während der ersten nachweisbaren prägenden Metamorphose. Der Grt-Kernbereich koexistierte mit Qtz, reinem Ms, Paragonit, Chloritoid und Rutil. Der Mg-reichere, Ca-, Mn-arme Grt-I-Rand enthält phengitische Ms-Einschlüsse und Rutil mit einem dünnen randlichen Ilmenit-Saum. Vereinzelt ist in den Chloritoid-Einschlüssen im Grt-I-Kern feinkörniger Staurolith zu beobachten, der idiomorphe Kornformen ausbilden kann. Möglicherweise wurde dieser im Zuge des prograden Grt-I-Rand-Wachstums auf Kosten von Chloritoid gebildet, da Grt I im Kontakt mit diesen Chloritoid+Paragonit+Staurolith-Einschlüssen eine diffusive Änderung der Hauptelementzusammensetzung zeigt. In der Matrix konnte kein Staurolith beobachtet werden, sodass die Staurolith-Bildung während der Grt-I-Rand-Kristallisation vermutet wird.

Die grobkörnige erste Grt-Wachstumsgeneration (Grt I) wurde noch vor dem Wachstum der zweiten Grt-Generation von Resorption und Kataklase erfasst. Grt-I-Bruchstücke bildeten teilweise Aggregate, die im Zuge der zweiten Grt-Wachstumsphase amalgamiert wurden und hypidiomorphe Anwachssäume erhielten. Sowohl als randlicher

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

Anwachssaum als auch entlang von Rissen und Resorptionszonen in Grt I sprosste die zweite, deutlich Ca-reichere Grt-Generation (Grt II), welche in der Literatur als kretazische Bildung interpretiert wurde (PURTSCHELLER et al., Deuticke, 1987; TROPPER & RECHEIS, Mitt. Österr. Geol. Ges., 94, 2003). Aufgrund langsamer Ca-Diffusion während der zweiten Grt-Wachstumsphase ist ein scharfer Ca-Hiatus an der Grt-I/II-Grenze ausgebildet. Im Gegensatz dazu erscheint ein sekundäres Mn-Maximum in diesem Bereich eine breitere Zone sowohl im Randbereich der ersten Grt-Generation, als auch in der initialen Wachstums-Domäne von Grt II zu umfassen. Hochauflösende chemische Elementverteilungsdaten zeigen, dass der Grt-I-Rand und Grt-II-„Kern" ein diffuses, aber deutliches Mn-Maximum aufweisen, während jedoch die unmittelbare Grenze zwischen Grt I und Grt II ein lokales Mn-Minimum aufweist. Das Mn-Maximum ist vermutlich auf die Grt-I-Resorptionsprozesse, Mn-Rückdiffusion in Grt I sowie Mn-Anreicherung in der Resorptionszone randlich um die Grt-I-Relikte noch vor der Grt-II-Blastese zurückzuführen. Auf jeden Fall erlauben die T-Bedingungen während des Grt-II-Wachstums keine signifikante Ca-Diffusion durch das Grt-Kristallgitter, während Mn eine deutliche intrakristalline Mobilität zeigt. Die Ca-reichere zweite Grt-Generation koexistierte mit schwach phengitischem bzw. reinem Ms der Matrix sowie mittelkörnigem Bt, Ilmenit und Qtz sowie Plagioklas, welcher von feinnadeligem Paragonit ohne Vorzugsorientierung begleitet wird. Während der schwach phengitische Ms feinkörnig mit straffer Vorzugsorientierung in der Hauptschieferung der Matrix vorliegt, erscheint reiner Ms ebenso wie Bt parallel zu Achsenebenen einer Faltung gesprosst, die eine zweite Matrixfoliation bilden.

Zweiglimmer-Paragneis, Bt-Plagioklas-Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Qtz, Plagioklas, Bt, Ms, Ilmenit, Chlorit, Grt

Akzessorien: Apatit, Zirkon

Qtz, Plagioklas und Bt dominieren diese monotone Lithologie, die stets einen metamorphen Lagenbau von Fsp+Qtz- oder Bt-angereicherten Lagen im mehrere-cm-bis-dm-Bereich aufweist. Innerhalb dieser Lagen sind die Phasen jedoch gleichkörnig und homogen verteilt. Beide Glimmer sind fein- oder mittelkörnig ausgebildet. Hellglimmer bilden eine erste Generation mittelkörniger Klasten, die zu Glimmerfischen deformiert sind, sowie eine zweite feinkörnige Generation, die gemeinsam mit feinkörnigem Bt und Plagioklas die Gesteinsmatrix aufbaut. Die Lithologie führt feinkörnigen Grt, der stets zwei Wachstumsphasen aufweist. Grt I erscheint zerbrochen und resorbiert. Die reliktischen Bruchstücke sind je nach Intensität der Grt-I-überprägenden Deformation in Aggregaten oder Zeilen angeordnet. Die einzelnen Grt-I-Reliktkörner erhielten im Zuge der Grt-II-Blastese meist idiomorphe Ränder oder bildeten Kornverwachsungen mit mehreren Grt-I-Kernbereichen. Die unregelmäßig verlaufende Korngrenze zwischen Grt I und II ist mikrostrukturell anhand einer einschlussreichen Domäne stets deutlich erkennbar. Während Qtz großteils mittel- bis grobkörnig ausgebildet ist, erscheint Plagioklas feinkörnig und bevorzugt in Glimmer-Aggregaten vorliegend.

Lokale Subkornbildung in Qtz sowie dessen dynamische Rekristallisation durch GBM („grain boundary migration") sind auf D5 Scherzonen beschränkt. In diesen Bereichen wurde Grt zu Bt und Plagioklas abgebaut.

Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklas-Klasten

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Bt, Qtz, Ms, Grt, Ilmenit, Paragonit

Akzessorien: Apatit, Allanit, Zirkon

Bei dieser mesoskopisch sehr charakteristischen Lithologie handelt es sich um ein biotit- und plagioklasreiches Gestein, das einen metamorphen Lagenbau im dm-Bereich anhand des Bt- und Fsp-Gehaltes und deren Korngröße zeigt. Das Gestein stellt eine rheologisch sehr kompetente Lithologie dar, sodass verschiedene ältere Deformationsstadien recht gut erhalten sind. Plagioklas-Porphyroblasten weisen zahlreiche feinkörnige Einschlüsse von Bt, Ms und Grt auf, werden jedoch von einer mittel-grobkörnigen Bt+Qtz-Matrix umgeben. Im gesamten Bankeralmbereich wurden die Plagioklas-Porphyroblasten, die bereits eine ältere Foliation (S2) als Einschlussgefüge enthalten, im Zuge der Hauptschieferungsbildungen (D3 bzw. D4) zu Klasten deformiert. Reliktische Kern-Domänen der Plagioklas-Porphyroblasten besitzen Albitkerne, während Ränder und feinkörnige Rekristallisate mit Tripelkorngrenzen Oligoklas-Zusammensetzung zeigen. Charakteristischerweise enthalten die Plagioklas-Porphyroblasten Einschlüsse einer Mg-reichen, Ca-armen Grt-I-Generation, welche idiomorphe Ca-reiche Grt-II-Anwachsränder aufweisen. Die Grt-Vorkommen dieser Lithologie sind großteils auf Plagioklas-Klasten-Domänen beschränkt und dokumentieren die Reaktionsbeziehung zwischen Grt und Plagioklas im Zuge der verschiedenen Metamorphoseprägungen. Plagioklas-Porphyroblasten sprossten bereits auf Kosten der Grt-I-Generation, während die Bildung von Grt II auf die feinkörnigen Plagioklas-Rekristallisat-Domänen beschränkt ist. Die Bildung der Grt-II-Ränder steht dabei offensichtlich in Zusammenhang mit der dynamischen Rekristallisation von Oligoklas. In Korrelation mit einem kretazischen Alter der Grt-II-Bildung ist daher auch ein kretazisches Alter der feinkörnigen Plagioklas-Rekristallisation und damit der prägenden Hauptdeformation im Bereich der Bankeralm abzuleiten.

Ms-Plagioklas-Granofels, granoblastischer Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Qtz, Ms, Chlorit, Grt, Bt, Ilmenit, Klinozoisit

Akzessorien: Gr, Allanit, Rutil

Östlich des Gurgler Schartls wurden grobkristalline Paragneise kartiert, die von grobkörnigem porphyroblastisch gesprosstem Plagioklas und grobschuppigem Chlorit sowie Aggregaten mittel- bis grobkörniger Hellglimmer dominiert werden. Grobkörniger Qtz, grobschuppiger Ms und Bt, sowie stark resorbierte Relikte grobkörniger Grt-Porphyroblasten sind ebenso vorhanden. Bt erscheint allerdings intensiv zu grobschuppigem Chlorit abgebaut. Neben Verwachsungen mit Bt, die vermutlich auf Bt-Resorption zurückzuführen sind, bildet Chlorit auch grobkörnige Neusprossungen. Sämtliche Hauptmineralphasen dieses Gesteins sind grobkörnig ausgebildet. Lediglich Muskovit sprosste mit Vorzugsorientierung parallel zu D1, rekristallisierte allerdings während der Faltung D2 vollständig. Da diese Faltung im Gebiet unmittelbar SE des

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

Gurgler Schartls nicht penetrativ ausgebildet ist, besitzt diese Lithologie ein massiges Erscheinungsbild ohne ausgeprägte Bruchrichtung. Lediglich als Einschlussgefüge in grobkörnigem Plagioklas ist ein metamorpher Lagenbau anhand der Graphitverteilung und der Hellglimmerregelung zu erkennen. Vermutlich handelt es sich bei diesem Aufschlussbereich um einen D2-Faltenscheitelbereich, der jedoch nur unvollständig von Umschieferung erfasst wurde. Ein N-S-streichendes Li3-Intersektionslinear ist mesoskopisch als Verschnittlinear zwischen S2 und der überprägenden S3-Schieferung zu beobachten. Das Gestein wurde nach der letzten prägenden Deformation D2 von intensivem Mineralwachstum erfasst, welches zu grobkörniger Plagioklas-, Ms-, Bt-, Qtz- sowie Chlorit-Sprossung führte.

Grobschuppige Hellglimmer sind nicht nur in der Matrix, sondern auch in Hellglimmeraggregaten vorhanden. In Randbereichen dieser Aggregate sind Anhäufungen feinkörniger Klinozoisit-Nadeln zu beobachten, die teilweise Allanitrelikte radialstrahlig umwachsen. Auch in Abbauprodukten von Grt liegt Klinozoisit feinkörnig vor. Granat I war in dieser Lithologie mittel- bis grobkörnig vorhanden, wurde jedoch im Zuge der postdeformativen Blastese unter Ausbildung von grobkörnigem Plagioklas, Ms und Chlorit intensiv resorbiert. Häufig sind nur Grt-Kornrelikte, Pseudomorphosen nach Grt oder Atollgranatstrukturen zu beobachten, da die Plagioklas- und Ms-Bildung selektiv in den Grt-I-Kernbereichen stattfand. Die verbleibenden Grt-Relikte weisen häufig eine intensive Pigmentierung durch feinkörnige Opakphasen auf. Bemerkenswert ist auch die intensive Hellglimmer-Bildung in Grt-Kernbereichen.

Quarzitischer Gneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Qtz, Plagioklas, Ms, Chlorit, Ilmenit

Akzessorien: Turmalin

Ein Vorkommen von quarzitischem Gneis wurde unmittelbar SW des Soomsees kartiert. Das Gestein besitzt ein homogenes Gefüge ohne bevorzugte Bruchrichtung und ohne metamorphen Lagenbau. Das Fsp-Qtz-dominierte Gestein zeigt aufgrund der fehlenden Wechsellagerung keine Kompetenzkontraste. Lokal ist Turmalin-Anreicherung festzustellen. Auffällig sind zahlreiche sprödduktile Scherzonen, die in dieser Lithologie offensichtlich bevorzugt entwickelt sind, während eine hochtemperierte Faltung von intensiver Rekristallisation überprägt wurde.

Grt-Plagioklas-Zweiglimmergneis mit Plagioklas-Porphyroblasten

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Plagioklas, Bt, Grt, Chlorit, Ilmenit, Klinozoisit

Akzessorien: Graphit, Allanit, Rutil

Das Gestein wird von einer grobschuppigen Ms-reichen Matrix und Qtz-angereicherten Lagen dominiert, welche grobkörnige Grt-I-Klasten umgeben. Charakteristisch für diese Lithologie ist die post-tektonische Blastese von Plagioklas-Porphyroblasten in der Matrix, welche ältere Strukturelemente und Mineralphasen einschließen. Plagioklas scheint in diesem Gestein nicht auf Kosten von Grt, sondern durch Reaktionen in der hellglimmerreichen Matrix gesprosst. Weiters bildet Plagioklas entweder grobkörnige Porphyroblasten als Einkristalle oder eine Verwachsung mehrerer mittelkörniger Einzelblasten mit unterschiedlicher kristallographischer Orientierung. Bereits im Handstück sind die grobkörnigen Plagioklase gut zu erkennen. Im Arbeitsgebiet tritt weiters eine signifikante grobkörnige Chlorit-Sprossung auf, die nicht nur auf lokale retrograde Fluideinwirkung zurückgeführt werden kann. Granat enthält in diesem Gestein zahlreiche Einschlüsse. Vor allem grobkörnige Ms-Einschlüsse scheinen in Reaktionsbeziehung zu dem umgebenden Grt-Wirtsmineral gestanden zu sein. Grt-Resorption erfolgte in dieser Lithologie bevorzugt in den Grt-I-Kernbereichen, sodass Atollgranat-Mikrostrukturen zu beobachten sind.

Graphitischer Ms-Chlorit-Schiefer

Haupt- und Nebenmineralbestand: Ms, Qtz, Ilmenit, Chlorit, Graphit, Klinozoisit, Grt, Plagioklas

Akzessorien: Turmalin, Titanit

Gleichkörnig feinkörniger graphitischer Ms-Schiefer besitzt einen Feinlagenbau aufgrund variabler Graphit- und Ilmenit-Gehalte. Auch feinkörniger Plagioklas und Klinozoisit sind lagenweise angereichert und treten mit feinkörnigem Grt vergesellschaftet auf. Hellglimmer sind feinkörnig ausgebildet und zeigen keine mikrostrukturellen Relikte einer ehemals gröberkörnigen Generation. Das gleichkörnige Qtz-Gefüge weist Tripelkorngrenzen sowie kornintern einheitliche Auslöschung als Hinweis auf ein gut rekristallisiertes Gefüge auf. Im Gegensatz zu sämtlichen anderen Metasedimenten ist Bt in dieser Lithologie abwesend. Es fehlen auch Hinweise auf eine mehrphasige Metamorphoseprägung. Lediglich eine penetrative Isoklinalfaltung der Qtz-Lagen sowie der Graphit- oder Ilmenit angereicherten Lagen ist zu beobachten.

Granat ist auf feinkörnige, in Zeilen angeordnete Bruchstücke beschränkt. Auch Feldspat wurde vermutlich durch Kataklase zu extrem feinkörnigen (5 bis 25 Mikrometer Korngröße) Aggregaten deformiert.

Das Vorkommen von Chlorit-Ms-Schiefer ist auf einen begrenzten Aufschlussbereich ESE des Gurgler Schartls beschränkt, welcher auch im Verband mit dem Nebengestein deformierte Diabasvorkommen zeigt.

Orthogneise

Zweiglimmer-Granitgneise

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Kfs, Qtz, Ms, Bt, Grt

Akzessorien: Epidot, Allanit, Klinozoisit

Die Granitgneise bestehen zum Großteil aus Albit/Plagioklas, Kfs und Qtz sowie mesoskopisch erkennbarem, meist feinkörnig (re)kristallisiertem Muskovit und Biotit. Letzterer kann intensiv chloritisiert sein. Grt ist in Form feinkörniger hypidiomorpher Blasten häufig vorhanden und lagenweise angereichert. Der magmatische Mineralbestand ist im Zuge der metamorphen Überprägung großteils rekristallisiert. Granat-Kernbereiche (Grtl) in den hypidiomorphen Grt-Blasten (Grt II) stellen Relikte einer älteren Grt-Generation dar, die möglicherweise ein Relikt des magmatischen Ereignisses repräsentiert.

Muskovit tritt im Bereich der Bankeralm in Form dreier mikrostrukturell und mineralchemisch unterscheidbarer Generationen auf. Mittelkörnige paragonitische Ms-

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

Klasten bilden Glimmerfische in der D3-Foliation. Sie scheinen noch vor der prägenden Hauptdeformation (D3) möglicherweise koexistierend mit der ersten Grt-Generation (Grt I) kristallisiert zu sein. Feinkörniger Matrix-Ms (Ms II), der die mylonitische Foliation S3 repräsentiert, weist phengitische Zusammensetzung auf und kristallisierte im Gleichgewicht mit Grt II und Ab syndeformativ zur Hauptschieferung D3. Im Zuge dessen bildete Albit Subkörner bzw. feinkörnige Rekristallisate. Während der fortgesetzten Deformation (D4) wurde Grt II rotiert und resorbiert. Gemeinsam mit Oligoklas bildeten Na-Mg-armer, Fe-führender Muskovit („intermediärer Ms") und Bt teilweise Pseudomorphosen nach Grt II. Oligoklas-Wachstum akkomodierte auch die fortgesetzte Matrixdeformation durch die Bildung von Anwachssäumen in feinkörnigen Albit-Aggregaten der Matrix.

Die beiden Grt-Generationen in den Granitgneisen zeigen für die tektonometamorphe Entwicklung des OSC im Bereich der Bankeralm bedeutende mineralchemische Charakteristika. Grt I (Almandin-Grossular-Granat mit 20 Mol-% Grossular-, 5–10 Mol-% Spessartin-, 3–5 Mol-% Pyrop-Komponente) bildet reliktische Kernbereiche. Im Zuge von Resorption und Kataklase erfuhren Grt-I-Relikte eine diffusive partielle Reequilibrierung mit steigendem XMg- und Mn-Gehalt sowie sinkendem Ca-Gehalt. Diese Diffusionsprozesse erfolgten offensichtlich noch vor der Grt-II-Blastese, da diese Generation deutlich höhere Ca-Gehalte, niedrigere Mg-Gehalte aufweist als die diffusiv beeinflussten Grt-I-Rand-Domänen.

Grt II bildet Ca-reichere (30 Mol-% Grossular-Komponente) hypidiomorphe Anwachsränder an Grt-I-Klasten und übersprosste bereits den metamorphen Lagenbau (D3) der Matrix (Qtz, Epidot). Unmittelbar randlich um Grt-I-Relikte treten unregelmäßig verteilte Mn-Maxima in Grt II auf. Diese zeigen, dass Grt-I-Resorption zu einer Mn-Anreicherung in den Grt-I-Relikte umgebenden Matrix-Domänen geführt hatte. Im Zuge initialer Grt-II-Blastese wurde Mn in Grt II fraktioniert, wodurch das Auftreten der lokalen Mn-Maxima in Grt II zu erklären ist. Aufgrund der inhomogenen Mn-Verteilung zu Beginn der Grt-II-Kristallisation ist daher nur mit lokaler Gleichgewichtseinstellung im initialen Grt-II-Wachstumsstadium zu rechnen. Die Grt-II-Kristallisation erfolgte syndeformativ relativ zur D3-Hauptschieferungsbildung im Gleichgewicht mit Ab und phengitischem Ms. D3-Schieferungsflächen wurden von Grt II eingeschlossen, die fortgesetzte Deformation überdauerte jedoch das Grt-II-Wachstum. Ähnlich Grt I zeigt auch Grt II eine prograde chemische Zonierung mit steigendem XMg vom Kern zum Rand. Im Grt-II-Randbereich nimmt der Ca-Gehalt geringfügig ab, während das XMg ansteigt. Teilweise ist im äußersten Randbereich ein dritter Mn-Anstieg im Bereich weniger Micrometer vom Grt-Rand zu beobachten. Dieser korreliert mit der beobachteten Grt-II-Resorptionsreaktion zugunsten von Oligoklas, Ms und Bt.

Granodioritgneis

Haupt- und Nebenmineralbestand: Plagioklas, Qtz, Bt, Amp, Epidot

Im Arbeitsgebiet wurde lediglich ein Vorkommen von Bt- und Amp-führendem Granodioritgneis am S-Rand des Arbeitsgebietes der Bankeralm aufgefunden. Das felsische Gestein wird von Plagioklas und Qtz dominiert und weist lagenweise Anreicherung von feinkörnigem Bt und Amp auf. Epidot ist als Nebengemengteil vorhanden.

Metabasite

Amphibolit

Haupt- und Nebenmineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Qtz, Titanit, Ilmenit

Die Amphibolitzüge der Bankeralm werden von Hornblende dominiert, welche in plagioklasreichen Lagen teilweise grobkörnige Hornblendegarben ausbildete. Teilweise ist ein Lagenbau von Fsp- und Hbl-Lagen mit jeweils mehreren cm Mächtigkeit zu beobachten.

Diabas

Haupt- und Nebenmineralbestand: Amp, Plagioklas, Bt, Epidot, Grt, +/-Titanit, +/-Qtz, +/-Ilmenit, +/-Rutil, +/-Karbonat

Akzessorien: Zirkon, Mag, Apatit, Turmalin

Basaltische-andesitische Gesteine, deren lithologischer Kontakt Strukturelemente des metapelitischen/metapsammitischen Nebengesteins teilweise diskordant schneidet stellen eine bedeutende Lithologie für die relative Einordnung der tektonometamorphen Vorgänge im Ötztal-Stubai-Komplex dar. Deren Platznahme wurde in der Literatur als spät- bis postvariszisch (permisch) eingestuft und die Paragenesen der Metabasite als Indikator für die kretazische Metamorphosebedingungen herangezogen (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, TMPM, 29, 1982). In den beiden Arbeitsgebieten zeigen die Diabase eine deutliche metamorphe Prägung und Deformation. Eine klare zeitliche Zuordnung der Platznahme ist aufgrund fehlender Altersdaten bisher nicht möglich, ein spätvariszisches oder permisches Intrusionsalter erscheint jedoch möglich. Als Deformationsalter dieser Gesteine kommen daher nur permische oder kretazische tektonometamorphe Vorgänge in Frage.

Gurgler Schartl: Südlich des Gurgler Schartls tritt ein Diabasgang in Ms-Plagioklas-Granofels auf. Das Nebengestein zeigt dominierende D1- und D2-Deformationsstrukturen, die von intensiver post-tektonischer Mineralblastese überprägt wurden. In diesem Aufschlussbereich besitzt ein Diabasgang eine ebenflächige, subvertikal E-W-streichende Kontaktfläche mit dem Umgebungsgestein sowie eine randliche 2–3 mm mächtige Bleichungszone. Das Ganggestein ist sehr feinkörnig (0,1–0,2 mm), gleichkörnig ausgebildet und zeigt lediglich eine schwache Schieferung anhand der Vorzugsorientierung von feinkörnigem Amp und Bt. Das feinkörnige Gestein wird weiters von Plagioklas und Epidot aufgebaut und enthält Ilmenit, der einen Randsaum von feinkörnigen Titanit-Aggregaten aufweist. Lokal sind diskrete Scherzonen mit lokaler Faserminerabildung in Diabas zu beobachten. Gerichtetes Faserwachstum von feinkörnigem Amp, Qtz, Epidot und Bt erfolgte teils orthogonal zur Öffnungsrichtung von Veins (Gängchen), teils parallel zum Scherzonenrand. Dieser zeigt eine Anreicherung von feinkörnigem Bt mit Kornregelung parallel zur Scherfläche. Auf einer steil N-fallenden diskreten Scherfläche ist Amp-Faserwachstum in WNW-Richtung (L 300/49) zu beobachten.

ESE des Gurgler Schartls wurde ein weiteres Diabasvorkommen kartiert, welches jedoch im Verband mit dem un-

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

mittelbaren Umgebungsgestein (Zweiglimmer-Paragneis und graphitischer Ms-Chl-Schiefer) metamorph überprägt wurde. Sowohl Diabas als auch Nebengestein zeigen eine subvertikal bis mittelsteil WSW-fallende Schieferung mit einem mäßig steil NW-fallenden Streckungslinear. Die Strukturprägung dieser Scherzone wurde der D3-Deformationsphase zugerechnet.

Bankeralm: Im Bereich der Bankeralm sind zwei lithologisch zu unterscheidende Diabaskörper auszukartieren, die ihrerseits durch tektonische oder bereits primär magmatische Vorgänge mehrere Lagen bilden. Sämtliche Diabasvorkommen zeigen eine intensive metamorphe Prägung und Deformation. Die Intensität der Foliation in den Diabaskörpern ist jedoch inhomogen, da diese mit der Entfernung vom Nebengesteinskontakt abnimmt. Randbereiche zeigen eine intensive Mylonitisierung unter Ausbildung von Scherzonen parallel zur Kontaktfläche mit dem Nebengestein.

Der nördliche Diabaszug, welcher nördlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) nach Westen streicht, besitzt eine fein- bis mittelkörnige Matrix der Hauptphasen Amp, Plagioklas, Bt und Epidot. Grobkörnige Bt-Porphyroblasten übersprossten die Hauptschieferung, welche durch Amp- und Bt-Regelung sowie einen metamorphen Lagenbau von Plagioklas, Grt oder Epidot-Anreicherung repräsentiert wird. Als Nebengemengteil treten Rutil-Relikte auf, die von skelettartig gesprossten Ilmenit-Aggregaten umwachsen und eingeschlossen wurden.

Ein zweiter Diabaszug, der unmittelbar südlich der Kote c16 (etwa 200 m südlich des oben beschriebenen Diabaszuges) nach W streicht, enthält charakteristische Titanit-Aggregate, die Pseudomorphosen nach einer lepidoblastischen grobkörnigen Mineralphase (vermutlich Ilmenit) darstellen. Die Titanit-Aggregatzeilen sind teilweise in die Hauptschieferung eingeregelt. Grobkörnige Relikte von Magnesiohornblende sowie Ab mit sehr feinkörnigen Einschlüssen von Epidot und Ti-reichem Bt treten als Klasten in der mylonitischen Foliation auf. Beide Phasen zeigen randlich dynamische Rekristallisation. Albit rekristallisierte zu feinkörnigem Plagioklas mit Tripelkorngrenzen (20–30 Mol-% Anorthit-Komponente). Magnesiohornblende besitzt breite randliche Anwachssäume von (Fe-)Tschermakit. Dies ist auch die Zusammensetzung idiomorpher mittelkörniger Amp-Blasten, die mit straffer Vorzugsregelung in der mylonitischen Foliation gesprosst sind. Als reliktische Einschlüsse in Magnesiohornblende sind Bt (Mg-ärmer als in der Matrix), Epidot (Fe-reicher als in der Matrix), Titanit, Zirkon, Apatit und Qtz zu finden.

Almandin-Grossular-Grt (25–30 Mol-% Grossular-, 10 Mol-% Spessartin-Komponente) sprosste feinkörnig idiomorph in der Matrix bzw. bildete Aggregate im Randbereich von Ab-Klasten. Grt-Blastese erfolgte im Gleichgewicht mit Oligoklas, dessen Ca-Gehalt im Kontaktbereich zu Grt und Bt zunimmt.

Mittelkörniger Epidot der Matrix zeigt Fe-reichere Relikte im Kernbereich, sowie Fe-ärmere idiomorphe Randbereiche, die mit Tschermakit, Grt, Oligoklas und Bt koexistierten.

Post-tektonisches Bt-Wachstum erfolgte auf Kosten von Magnesiohornblende-Klasten sowie porphyroblastisch in der fein- bis mittelkörnigen Matrix. Grobkörnige Bt-Blasten übersprossten die Hauptschieferungsflächen, wurden jedoch von der fortgesetzten Deformation erfasst und rotiert. Der Hauptanteil mittel- bis feinkörniger Matrixbiotite kristallisierte jedoch mit einer Vorzugsorientierung parallel zur mylonitischen Foliation.

Der unterschiedliche Mineralinhalt bezüglich der Ti-Phasen sowie die unterschiedliche mikrostrukturelle Prägung sind vermutlich auf primäre Zusammensetzungsunterschiede der beiden Diabas-Züge zurückzuführen, da die Unterschiede der verschiedenen Diabaskörper im Streichen vom E- zum W-Rand des Arbeitsgebietes zu verfolgen sind.

Strukturprägung

Aufgrund der unterschiedlichen Prägung wird die duktile Strukturentwicklung für die beiden Arbeitsgebiete getrennt beschrieben. Die Strukturabfolge wird mit charakteristischen Kristallisations- und Mineralreaktionsvorgängen in relativen zeitlichen Zusammenhang gebracht.

Deformationsphase D1

D1 Bankeralm

Das älteste zu beobachtende Strukturelement stellt ein metamorpher Lagenbau von Graphit-Anreicherung sowie die parallel dazu geregelten Chloritoid-Blasten mit SPO („shape preferred orientation“) in Metapeliten dar. Weiters sind in Grt-I-Kernbereichen Qtz-Deformationsschatten zu beobachten, die ein frühes Deformationsstadium nach der beginnenden Grt-I-Blastese nachzeichnen. Diese S1-Foliation liegt bereits verfaltet als Einschlussgefüge in Grt I vor. In der Matrix sind diese Strukturelemente nicht mehr aufzufinden.

In einem Aufschlussbereich etwa 100 m südlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) treten Boudins von Paragneis und Amphibolit in der Hauptschieferung D3 der Zweiglimmer-Paragneise auf. Die Boudins zeigen einen ptygmatisch verfalteten Lagenbau, welcher ebenfalls zur ältesten zu beobachtenden, reliktisch erhaltenen Verformung gezählt wird. Die D1-Deformation erfolgte daher vor der Bildung der metamorph gebildeten Hauptmineralphasen in den metasedimentären Gesteinen.

D1 Obergurgl – Gurgler Schartl

Ein verfalteter Lagenbau wird von grobkörnig rekristallisierten Ms- und Bt-Blasten in granoblastischem Plagioklas-Gneis nachgezeichnet. Ebenso ist eine graphitische Pigmentierung in Hellglimmer- und grobkörnigen Plagioklas-Lagen zu erkennen. Muskovit-Lagen mit graphitischer Pigmentierung zeigen stets eine wesentlich straffere Vorzugsorientierung der Glimmer als graphitfreie Lagen. Die räumliche Orientierung der S1-Foliation konnte nur an vereinzelten Aufschlüssen festgestellt werden. Eine reliktische Foliation in Fsp-Qtz-reichen Lagen von Zweiglimmer-Paragneis SE des Gurgler Schartls fällt mittelsteil nach S (200/57), während das Intersektionslinear von S1- und S2-Flächen unter anderem nach W einfallen kann.

Deformationsphase D2

D2 Bankeralm

Syntektonisch zur Grt-I-Blastese in Metapeliten erfolgte eine Verfaltung der S1-Foliation. Diese ist im Bankeralmbereich als Interngefüge in Grt I vorhanden und wird von feinkörnigen Chloritoid, Rutil- und Ilmenit-Einschlüssen sowie

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

Graphit-Pigment repräsentiert. Im Grt-I-Randbereich wird diese Deformation penetrativ und führt zu einer vollständigen Umschieferung der Matrix. Das D2-Deformationsstadium überdauerte die Grt-I-Blastese, sodass Grt-I-Blasten rotiert und Deformationsschatten aus grobkörnigem Qtz, Hellglimmer und Bt um Grt I ausgebildet wurden.

Anhand mineralchemischer Charakteristika und der stabilen Mineralparagenesen ist das Grt-I-Wachstum entlang eines prograden Pfades (bezüglich der T-Entwicklung) abzuleiten. Während der Grt-Kern eine Gleichgewichtsparagenese mit Chloritoid, Ms, Paragonit und Rutil bildete, koexistierte der Grt-Rand mit Staurolith, Ab, phengitischem Hellglimmer und vermutlich Bt (diese Bt-Generation ist jedoch nicht in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten).

D2-Strukturen wurden im Bankeralmbereich von einer penetrativen Faltung D3 überprägt, sodass Erstere nur reliktisch in Boudins erhalten sind. Etwa 100 m südlich der Kote c16 sind ptygmatische D2-Falten in einem Boudin erhalten, welche eine N-S-streichende Lf2-Faltenachse aufweisen.

D2 Obergurgl – Gurgler Schartl

Syntektonisch zu der Grt-I-Blastese erfolgte eine Faltung der S1-Foliation. Die Achsenebenenschieferung S3 fällt steil nach W–NW ein oder streicht subvertikal N–S. Das Intersektionslinear von S1- und S2-Flächen fällt mittelsteil nach W–NW. Im Aufschlussbereich S und SE des Gurgler Schartls ist die D2-Faltung nicht penetrativ ausgebildet. Es treten Interferenzmuster sowohl mit D1-Strukturen als auch einer in diesem Bereich großteils schwachen S3-Schieferung auf. Grobkörnige Ms-Blasten besitzen eine gut rekristallisierte Parkettstruktur, die von grobkörnigem Plagioklas post-tektonisch eingeschlossen wurde. Durch das Fehlen eines dominierenden Strukturelementes sowie aufgrund der Tatsache, dass D2-Strukturen durch eine intensive post-tektonische Mineralblastese und -rekristallisation überprägt wurden, ist in diesem Gebiet keine durchgreifende Schieferung ausgebildet. Das Gestein besitzt ein massiges Erscheinungsbild und wurde daher als Granofels angesprochen.

Post-D2-Mineralblastese

Als durchgreifendes Kristallisationsereignis ist die post-D2-Mineralblastese im gesamten Arbeitsgebiet ausgeprägt. Die post-D2 gesprossten Paragenesen und Mineralreaktionen in verschiedenen Lithologien sind hier kurz zusammengefasst:

- Die Sprossung von post-tektonischen Plagioklas-Porphyroblasten im Gleichgewicht mit reinem Ms und Bt erfolgte sowohl in der Matrix als auch auf Kosten von Grt in Zweiglimmer-Paragneis. Im Profil Obergurgl – Gurgler Schartl sind gut erhaltene Plagioklas-Porphyroblasten mit D1- und D2-Mikrostrukturen als Interngefüge in Paragneisen ab 2300 m Seehöhe zu beobachten.
- Grt I wird unter hochtemperierten Metamorphosebedingungen resobiert, da die Mn-Rückdiffusion in Resorptionszonen mit den maximalen XMg-Gehalten von chemisch zoniertem Grt I korreliert. Dies wurde sowohl an Zweiglimmer-Granitgneisen als auch an Grt-Glimmerschiefern und Bt-Plagioklas-Gneisen mit grobknotigen Plagioklas-Klasten der Bankeralm festgestellt.
- Eine charakteristische Lithologie für post-D2-Blastese stellen Plagioklas-Pophyroblastengneise sowie Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklas-Klasten dar. Plagioklas-Blastese erfolgte einerseits poikiloblastisch in der glimmerreichen Matrix der Paragneise oder gemeinsam mit Bt auf Kosten von phengitischem Ms, Grt I und Ab. In Bereichen intensiver D3-Deformation wurden die Plagioklas-Porphyroblasten schließlich unter dynamischer Rekristallisation zu Klasten deformiert.

Platznahme der Diabase

Die Diabaskörper sind an heute subvertikal E-W-streichenden Flächen diskordant zu D2-Strukturen intrudiert. In einem Aufschluss SSE des Gurgler Schartls ist dieser lithologische Kontakt ohne intensive deformative Überprägung erhalten. Lediglich eine schwache Schieferung ist in der feinkörnigen Amp-Bt-Epidot-Plagioklas-Matrix ausgebildet, während distinkte D3-Scherzonen im mm-Bereich eine höhere Verformungsintensität zeigen. Sämtliche anderen Diabasvorkommen sowohl SE des Gurgler Schartls als auch im Bankeralm-Gebiet wurden in die intensive kretazische Scherdeformation D3/D4 einbezogen.

Deformationsphase D3

D3 Bankeralm

Im gesamten Bankeralmbereich bilden D3-Strukturen die penetrative Strukturprägung. Im Zuge der Faltung um mittelsteil WNW-NW-fallende Achsen wurde der metamorphe Lagenbau sowie der lithologische Kontakt von Amphiboliten, Orthogneisen und Metasedimenten unter Ausbildung einer mittelsteil NW-fallenden penetrativen Schieferung verfaltet und parallel zu dieser einrotiert. Die penetrative Faltung wurde von Scherung an Achsenebenenflächen parallel zur Faltenachse und der Ausbildung eines ebenso NW-fallenden Streckungslinears von Plagioklas und Qtz in Metapeliten und Granitgneisen begleitet. Amphibolitlagen wurden verfaltet und boudiniert. In Metapeliten zerbrach Grt I und Bruchstücke wurden in der S3-Foliation rotiert. Grob- bis mittelkörniger Plagioklas zeigt dynamische Rekristallisation zu einem gleichkörnig feinkörnigen Polygonalgefüge, welches auf SR („subgrain rotation“) als dominanten Verformungsmechanismus hinweist, während Quarz durch GBM mittelkörnig dynamisch rekristallisiert ist. Qtz zeigt unter dem Mikroskop keine korninternen Gitterdefekte, besitzt jedoch teilweise eine ausgeprägte CPO („crystal preferred orientation“). Die Qtz-Texturen von mittelkörnigen, gut rekristallisierten Gefügen lassen auf eine wechselnde Kinematik der D3-Scherdeformation schließen. Hinweise auf Top-SE- aufschiebende Scherrichtung dominieren, während untergeordnet Qtz Texturen Top-NW-abschiebende Kinematik anzeigen. Wechselnde Scherrichtungen sind möglicherweise auf die gleichzeitige Faltung um Achsen parallel der Scherrichtung zurückzuführen, wodurch ältere Qtz-Gefüge rotiert werden und deren Kinematik invertiert wird. Ebenso kann die SE-gerichtete Bewegung ein Versenkungsstadium der kretazische Subduktion repräsentieren. An der Hangendgrenze der Extrusionszone ist zu erwarten, dass Subduktionsvorgänge eine entgegengesetzte Kinematik zu den auf die Exhumation bezogenen Scherbewegungen aufweisen.

In Zweiglimmer-Granitgneisen erfolgte im Zuge der D3-Deformationsphase Subkornbildung von Albit-Klasten, wel-

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

che ein feinkörniges gleichkörniges Polygonalgefüge ausbildeten. Feldspat rekristallisierte im Gleichgewicht mit Grt II, welcher syn-tektonisch bezüglich D3 neu sprosste. Grt II bildete hypidiomorphe Blasten, welche die mylonitische D3-Foliation (Qtz- und Epidotlagen) bereits einschließen. Durch die fortgesetzte Scherbewegung D4 wurden sie jedoch in der Hauptschieferung rotiert.

Bt-Plagioklas-Gneise der Bankeralm zeigen durchwegs vollständige feinkörnige dynamische Rekristallisation der grobkörnigen Feldspäte. Lokal können Albitkerne (mit phengitschen Hellglimmer-Einschlüssen) reliktisch vorhanden sein, diese sind jedoch großteils zu Oligoklas rekristallisiert. Rekristallisierte Plagioklas-Domänen stellen bevorzugte Nukleations- und Wachstums-Domänen für Grt II dar, sodass rekristallisierte Plagioklas-Klasten Aggregate idiomorpher Grt-II-Blasten führen.

D3 Obergurgl – Gurgler Schartl

Die Deformationsintensität und die syntektonischen Metamorphosebedingungen von D3 nehmen entlang des Profils von NW nach SE zu. Dies ist vor allem anhand des Verformungsverhaltens der post D2 gesprossten Plagioklas-Porphyroblasten zu erkennen.

SE des Gurgler Schartls dominieren Interferenzmuster von D2- und D1-Strukturen, während D3 lediglich eine schwache Schieferung von mittelsteil W-fallenden Flächen ausbildet. Subvertikale N-S-streichende D2-Flächen zeigen ein subhorizontal N-S-streichendes Intersektionslinear durch den Verschnitt der S2- und S3-Flächen. Lokal tritt SE des Gurgler Schartls eine ca. 80 m mächtige mittelsteil bis steil WSW-SW-fallende Scherzone mit WNW-fallendem Streckungslinear von Qtz, Ms und Chlorit in Graphit-Ms-Schiefer auf, welche eine durchgreifende grünschieferfazielle metamorphe Überprägung anzeigen. Diese Scherzone erfasste Zweiglimmer-Paragneise und Diabas-Einschaltungen im Verband.

In der Fortsetzung des Arbeitsgebietes nach E–SE stellen steil N-S-streichende, bzw. steil W-fallende S2-Flächen das dominierende Strukturelement dar, während lediglich untergeordnet die flacher nach W einfallende S3-Schieferung ausgebildet ist. Im Profilabschnitt zwischen Gurgler Schartl und Soomsee sind D3-Strukturen mit Ausnahme lokaler Scherzonen auf diese zweite Schieferungsbildung beschränkt, welche ein N-S-streichendes Intersektionslinear mit S2 bildet. Die charakteristischen post D2 gesprossten Fsp-Porphyroblasten sind in Metapeliten grobkörnig erhalten. Lokal tritt im Aufschlussbereich unmittelbar westlich des Itlsees eine D3-Scherzone auf. D3-Falten werden hier lokal penetrativ, während Scherung parallel zu den Achsenebenen und Faltenachsen zur Bildung eines mittelsteil W-NW-fallenden Streckungslinears führen. Ebenso treten Falten mit Achsen parallel zur Hauptstreckungsrichtung auf, welche eine steil N-fallende Achsenebenenschieferung aufweisen. Charkteristisch für die D3-Deformation im Profil Obergurgl – Gurglerschartl ist der Wechsel zwischen N-S-streichenden und W-fallenden Faltenachsen in Abhängigkeit der Verformungsintensität. Bereiche mit geringer Verformung werden von N-S-streichenden Faltenachsen senkrecht zur Bewegungsrichtung dominiert, während Bereiche intensiver Scherdeformation mit W-fallenden Streckungslinearen auch W-fallende Achsen parallel zur Scherrichtung zeigen.

Die Aufschlussbereiche NW von Obergurgl in 2300 bis 2600 m Seehöhe zeigen bereits beginnende Plagioklas-Rekristallisation durch Bulging in stark lokalisierten Scherzonen und Faltenscheiteln enger D3-Falten. Das Qtz-Glimmergefüge erscheint grobkörnig rekristallisiert. Nach SE nimmt die Intensität der D3-Faltung zu, sodass hier enge Falten mit N-S-streichenden Faltenachsen auftreten. Die Vergenz der D3-Falten („S"-Strukturen in Blickrichtung parallel zur Faltenachse nach N) ist im gesamten Gebiet NW von Obergurgl gleich.

Unmittelbar NW von Obergurgl (Am Beil) weist die Plagioklas-Qtz-Bt-Matrix des Zweiglimmer-Paragneises ein gut rekristallisiertes polygonales gleichkörniges Gefüge auf. Plagioklas ist dynamisch rekristallisiert und bildet Tripelkorngrenzen der Rekristallisate, welche eine Oligoklaszusammensetzung aufweisen und mit idiomorph gesprosstem Grt II im Gleichgewicht stehen. In diesem Profilabschnitt dominieren mittelsteil W-fallende S3-Schieferungsflächen, während S2-Foliationsflächen nur reliktisch in Scheitelbereichen der D3-Faltung erhalten sind. Das subhorizontal N-S-(NNE-SSW-)streichende Intersektionslinear Li3 wird von einem WNW-NW-fallenden Streckungslinear Ls3 abgelöst.

Dieses Strukturinventar im Raum Obergurgl (Am Beil), welches von einer penetrativen Faltung um N-S-Faltenachsen (Lf3) mit einer flacher W-fallenden Achsenebenenschieferung (Sf3) als die verfaltete Foliation (Sf2) sowie durch Scherdeformation mit WNW-ESE-Streckungsrichtung charakterisiert ist, gleicht den Strukturen des äußeren Ferwalltales SE von Obergurgl.

Deformationsphase D4

D4 Bankeralm

Als dominierende mylonitische Foliation in Diabas der Bankeralm (vor allem im Randbereich der Metabasite im lithologischen Kontaktbereich zum metapelitischen/metapsammitischen Nebengestein) treten steil N-fallende mylonitische Foliationsflächen mit mäßig steil W-fallendem Streckungslinear von Amp, Bt und Plagioklas auf, welche durchwegs sinistrale Seitenverschiebung mit Abschiebungskomponente Top nach W anzeigen. Dynamische Rekristallisation von Ab mit Oligoklas-Zusammensetzung erfolgte im Gleichgewicht mit der Blastese von feinkörnigem Grt. Ebenfalls mit dieser Verformung in Zusammenhang gebracht wird die Sprossung von Tschermakit-Amphibol, Bt und Klinozoisit.

Im gesamten Bankeralmbereich ist mehr oder weniger intensiv ausgeprägt eine die S3-Foliation überprägende Schieferung S4 zu beobachten. Diese bildet jedoch meist keine Faltenstrukturen im Aufschlussmaßstab aus.

In Bt-Plagioklas-Gneisen mit grobknotigen Plagioklas-Klasten ist sowohl unmittelbar südlich als auch etwa 80 m nördlich der Kote c14 eine mehrere Meter breite, N-fallende D4-Scherzone auszukartieren, deren Verlauf nach E und W zu verfolgen ist. Das Streckungslinear fällt flach nach W ein und zeigt Top W-gerichtete sinistrale Bewegung anhand von Grt-σ- und -δ-Klasten sowie Bt-Fischen und dem Qtz-Gefüge. Grt wurde in diesen Scherzonen zu Bt und Plagioklas abgebaut, während die Qtz-Gefüge unregelmäßige Korngrenzen durch GBM-Rekristallisation sowie Subkornbildung zeigen. Im Gegensatz zu den wesentlich besser rekristallisierten Qtz-Gefügen der D3-Strukturen ereignete sich die D4-Verformung unter abneh-

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

menden Metamorphosebedingungen nach der kretazischen Grt-Blastese.

In Zweiglimmer-Granitgneis ist ein Reaktivierung der S3-Flächen zu beobachten, welche von Grt- und Bt-Abbau zu Oligoklas + Ms begleitet wurde.

Im Gegensatz zu der wechselnden Top-SE- und Top-NW-Kinematik der D3-Scherbewegung zeigen die D4-Strukturen durchwegs eine W-gerichtete abschiebende Seitenverschiebung. Sinistrale D4-Seitenverschiebungen im Bereich der Bankeralm korrelieren und interferieren vermutlich bereits mit der abschiebenden D3-Scherdeformation.

Das Arbeitsgebiet der Bankeralm befindet sich im Bereich des nordöstlichen lateralen Auslaufens der Extrusionszone des Texel Komplexes. Abschiebungen im Zentralbereich der SNFZ, die den Hauptvertikalversatz und somit die kretazische Exhumation der Hochdruckgesteine bewerkstelligen (SÖLVA et al., Tectonophysics, 401, 2005; HABLER et al., Min. and Petrol., 88, 2006), könnten an deren lateraler Begrenzung von Seitenverschiebungen kompensiert worden sein.

D4 Obergurgl – Gurgler Schartl

Im Aufschlussbereich unmittelbar SW des Itlsees sind sprödduktile subvertikal E-W-streichende Scherzonen zu beobachten, die mittelsteil W-fallende Streckungslineare aufweisen und eine sinistrale Bewegung mit Vertikalkomponente anzeigen. Eine ähnliche spröd-duktile Charakteristik zeigen wenige cm mächtige Scherzonen mit steil NW-fallenden Scherflächen und W-fallendem Streckungslinear, welche ebenso in diesem Aufschlussbereich kartiert wurden. D4-Scherzonen im Bereich des Itlsees sind bis in das spröde Verformungsregime aktiv bzw. wurden möglicherweise spröd reaktiviert. Aufgrund der zumindest zu Beginn duktilen Verformung in diesen Zonen wurden diese zum D4-Verformungsstadium gezählt, welches mit den kretazischen Exhumations- und Abkühlvorgängen in der Extrusionszone korreliert.

Deformationsphase D5

D5 Bankeralm/Timmelsjoch

Im Bankeralmbereich wurden grünschieferfazielle steil N-fallende D4-Scherzonen unter abnehmenden Metamorphosebedingungen bis in den spröd-duktilen Übergangsbereich reaktiviert. Lokal treten distinkte, wenige cm breite Scherzonen auf, welche mittelsteil nach NW einfallen und eine W-NW-abschiebende Kinematik aufweisen.

D5 Obergurgl – Gurgler Schartl

Unter D4 beschriebene NW-fallende sprödduktile Scherzonen, die im Bereich Itlsee maximal dm-Mächtigkeit erreichen und unter Ausbildung von Ultrakataklasitflächen spröd reaktiviert wurden, könnten auch mit den D5-Deformationsstrukturen im Ferwalltal (siehe Kartierungsbericht HABLER, Min. and Petrol., 88, 2006) in Zusammenhang stehen, welche (mittel)steil NW-fallende sprödduktile Scherzonen mit bis zu 1 m Mächtigkeiten etwa 50 bis 100 m hangend der lithologischen Grenze von Ötztal-Stubai-Komplex und Schneeberg-Monteneve-Einheit bilden. Diese sind bis in den spröden Verformungsbereich unter Ausbildung von Ultrakataklasiten und Pseudotachyliten mit W-abschiebender Kinematik aktiv. Die WSW-fallende D3-Scherzone SE des Gurgler Schartls wurde von spröder D5-Deformation unter Ausbildung von Harnischflächen reaktiviert. NW-fallende Harnischlineare und Abrisskanten auf diesen Flächen zeigen ebenfalls NW-gerichtete Abschiebung, welche im spröden Verformungsregime andauerte.

Deformationsphase D6

Vor allem im Bankeralmgebiet treten subvertikal E-W-streichende Störungszonen und spröde Scherzonen mit Ultrakataklasitlagen auf, welche eine eindeutig sinistrale subhorizontale Seitenverschiebungskomponente aufweisen. Untergeordnet sind auch konjugierte NE-SW-streichende Flächen mit dextralen Lateralversatz zu finden. Obwohl keine eindeutigen Überschneidungskriterien vorliegen, wird diese Phase als das letzte Ausklingen der D4-Deformationsphase unter spröden Verformungsbedingungen interpretiert. Allerdings ist im Gegensatz zu den duktilen Anteilen der Deformation in diesem Stadium keine Vertikalbewegungskomponente zu erkennen.

Deformationsphase D7

Vor allem im Bereich der Bankeralm sind in Zusammenhang mit spröden Flächen untergeordnet flanking-folds sowie Kinks („Knickfalten“) mit flach N-S- bzw. NNE-SSW-streichenden Kinkachsen zu beobachten.

Deformationsphase D8

Weite Verbreitung finden subvertikal NNE-SSW- bis N-S-streichende sinistrale Störungszonen, Kataklasit- und Ultrakataklasitflächen mit SSW- bis S-fallenden Harnischlinearen. Sie besitzen durchwegs sinistral abschiebende Kinematik. Untergeordnet wurden auch NW-SE-streichende konjugierte Kataklasitflächen aufgefunden. Die Deformation D8 und die im Kartierungsbericht HABLER (Min. and Petrol., 88, 2006) als D7 beschriebenen sinistralen Blattverschiebungen werden in Zusammenhang mit der sprödduktil bis spröden tektonischen Aktivität an der Jaufen- und Passeierlinie gesehen.

Deformationsphase D9

Subvertikal E-W-streichende Kataklasit- und Ultrakataklasitflächen mit dextralem Schersinn, sowie konjugierte NW-SE-streichende Flächen sind selten zu beobachten. Diese Deformationsphase wurde im Arbeitsbericht 2006 als D8-Deformationsphase beschrieben. Im Bereich Obergurgl – Gurgler Schartl ist die Unterscheidung von spröden D4-Strukturen nur in Bereichen mit eindeutigen Schersinnindikatoren möglich. Häufig wurden die D8-Flächen von vertikalen Relativbewegungen unter Ausbildung steilstehender Harnischlineare überprägt.

Deformationsphase D10

Nicht relativ zeitlich eingeordnet werden konnten 30 bis 40° nach Norden einfallende spröde Scherzonen und Harnischflächen mit N-fallendem Harnischlinear. Diese zeigen durchwegs eine S-überschiebende Kinematik. Im Profil Obergurgl – Gurgler Schartl wurde auf Seehöhe 2290 m eine etwa 30 cm mächtige Top-süd-gerichtete D10-Scherzone mit syn- und antithetischen Scherflächen kartiert. Aufgrund der bescheidenen Aufschlussverhältnisse in diesem Bereich des Arbeitsgebietes besteht die Möglichkeit, dass weitere und ausgedehntere S-gerichtete Be-

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

wegungszonen unter den glazialen/glazigenen Sedimenten begraben sind.

Pleistozäne und holozäne Ablagerungen

Glaziale Ablagerungen werden im Gebiet Obergurgl – Gurgler Schartl von der Interaktion zwischen dem Hauptgletscher im Gurgler Tal sowie Nebengletschern im Lobkar und jenem Kar, welches vom Gurgler Schartl nach Osten zieht, dominiert. Die Sonnbergalm auf 2500 bis 2600 m Seehöhe bildet eine markante Altfläche (Trogschulter), auf welcher vermutlich Eisrandsedimente abgelagert wurden. Der Steilhang NW von Obergurgl in einer Seehöhe von 2100 bis 2500 m wird von mächtigen Schottern und Kiesen aufgebaut, welche als Eisrandsedimente interpretiert wurden. Möglicherweise handelt es sich auch um mächtige Seitenmoränen des Gurgler Gletschers. Die grobklastischen Sedimente bewirken eine ausgeprägte Hanginstabilität im Steilhangbereich NW von Obergurgl in 2000 bis 2500 m Seehöhe. Hier treten riesige Sackungen auf, die sich teilweise von der Talsohle des Gurgler Tales bis an die Abrisskante unterhalb der Altfläche der Sonnbergalm erstrecken. Bachläufe zeigen in diesem Bereich die aktive Erosion anhand der fehlenden Vegetation. Die Sonnbergalm selbst ist von Vernässungszonen im Bereich der Grundmoränenablagerungen sowie von Endmoränenwällen der letzten Gletscherrückzugsstadien in 2540 bis 2600 m Seehöhe geprägt. Östlich des Gurgler Schartls treten Blockgletscher sowohl auf der Nord- als auch der Südseite des Kares auf. Der Talboden des Gurgler Tales wird von Grundmoräne oder Alluvialsedimenten bedeckt. Letztere bilden teilweise Terrassen, die von markanten Geländekanten gesäumt sind.

Die glaziale Formung des Bankeralm-Gebietes beschränkt sich auf Grundmoränenablagerungen, die jedoch großteils von Hangschutt bedeckt sind. Am W-Rand der Bankeralm treten massive Schuttfächer und Schuttströme auf.

Räumliche Verbreitung der Gesteinstypen

Der Bereich Bankeralm/Timmelsjoch ist lithologisch sehr heterogen aufgebaut und kleinräumig gegliedert. Die lithologischen Grenzen der Metasedimente und Orthogneise streichen großteils SW–NE und fallen mittelsteil nach NW ein. Mit Ausnahme weniger Faltenscheitelbereiche sind die lithologischen Grenzen parallel zur Achsenebene der penetrativen Faltung D3-orientiert. Unmittelbar W des Baches (H 2500 bis 2630 m) und am N-Rand des Arbeitsgebietes Bankeralm/Timmelsjoch dominieren Grt-Glimmerschiefer mit grobknotigem Grt sowie charakteristischen Hellglimmerpseudomorphosen in einer Ms- und Qtz-reichen Matrix. Teilweise ist eine Wechsellagerung der Glimmerschiefer mit Zweiglimmer-Paragneisen bzw. Bt-Plagioklas-Gneisen zu beobachten. Nördlich und südlich der Höhenkote c16 (H 2566 m) an der Landesgrenze zwischen Österreich und Italien treten Bt-Plagioklas-Gneise mit grobknotigen Plagioklasen auf, welche rekristallisierte Plagioklas-Klasten in der Hauptschieferung darstellen. Diese Bt-Plagioklas-reichen Gneise bilden eine rheologisch relativ kompetente Gesteinseinheit.

Die Metapelite und Metapsammite führen mehrere Meter mächtige Amphiboliteinschaltungen. Drei Amphibolitzüge befinden sich am N-Rand des Arbeitsgebietes nördlich der kleinen Seen NW der Kote c16 (Landesgrenze A/I). Ihre Fortsetzung finden die Amphibolitzüge unmittelbar W des Bachlaufs auf 2460 m Seehöhe sowie westlich des Baches am N-Rand des Aufschlussbereiches auf 2540 bis 2600 m Seehöhe. Aufgrund der intensiven D3-Verfaltung mit dem metapelitischen Nebengestein und der Ausdünnung der Lagen im Zuge der Scherdeformationen D3 und D4 sind die Amphibolitzüge nur geringmächtig ausgebildet und teilweise nicht direkt im Streichen zu verfolgen. Nur untergeordnet treten in Wechsellagerung mit Amphiboliten Bt- und teilweise Amp-führende Orthogneise auf, die meist zu geringmächtig sind, um im Kartenmaßstab getrennt ausgeschieden zu werden. Im Gegensatz dazu erreichen Grt-führende Zweiglimmer-Granitgneis-Körper in den metapsammitischen Zweiglimmergneisen trotz kleinräumiger Mächtigkeitsvariationen teilweise mehrere Zehnermeter-Mächtigkeit. Zwei Granitgneiszüge im Liegenden der Amphibolitvorkommen erstrecken sich südlich der Kote c16 (Landesgrenze A/I) nach W. Deren NE-SW-verlaufende Fortsetzung westlich des Baches ist am Fuß des Felsrückens in einer Seehöhe von 2520 bis 2600 m zu verfolgen.

In beiden Arbeitsgebieten treten Diabase auf, deren lithologische Begrenzungen teils diskordant zum metamorphen Lagenbau der Metapelite/-psammite, Orthogneise und Amphibolite verlaufen. Im Bereich der Bankeralm streichen Diabaszüge unmittelbar S der Kote c16 (A/I Landesgrenze) sowie im Bereich der kleinen Seen nördlich der Kote c16 steilstehend E–W. Auch im Felswandbereich am W-Rand der Bankeralm wurden drei subvertikal E-W-streichende Diabasvorkommen kartiert, welche die unmittelbare Forsetzung der Züge am E-Rand des Arbeitsgebietes darstellen.

Das Arbeitsgebiet von Obergurgl (Am Beil) über die Sonnbergalm bis zum Itlsee wird großteils von grobknotigen Zweiglimmergneisen aufgebaut. Im unteren Teil des Profils („Am Beil“) weisen Bt-Plagioklas-Gneise ähnlich den Vorkommen der Bankeralm und des äußeren Ferwalltals ein fein-mittelkörniges, gut rekristallisiertes gleichkörniges Gefüge auf. Aufgrund der Bedeckung der steilen Abhänge NW von Obergurgl mit mächtign glazialen Sedimenten ist hier keine lückenlose Kartierung der Gesteintypen und Strukturen möglich. Erst ca. 200 m unterhalb der Geländekante der Altfläche (Sonnbergalm) treten stark chloritisierte Grt-Plagioklas-Zweiglimmergneise mit Plagioklas-Porphyroblasten auf. Diese sowie die ersten anstehenden Aufschlüsse oberhalb der Altfläche im Bereich des Zirmeggenkars weisen eine deutlich geringere D3-Deformationsprägung auf als die Gesteine unmittelbar NW von Obergurgl. Die Hauptstrukturprägung wurde hier von intensiver Plagioklas- und Chlorit-Blastese überdauert.

Ein geringmächtiger und stark chloritisierter Zweiglimmer-Orthogneis ist auf H 2630 m SE des Itlsees aufgeschlossen. Unmittelbar W des Sees treten homogene feinkörnige quarzreiche Gneise ohne deutlichen metamorphen Lagenbau auf. Diese wurden als quarzitische Gneise angesprochen. Monotone Bt-Plagioklas-Gneise mit Plagioklas-Porphyroblasten setzen sich WNW des Itlsees bis etwa 2820 m Seehöhe fort, wo sie durch Grt-führenden Plagioklas-Zweiglimmer-Granofels überlagert werden. Diese sind nach W bis zum Gurgler Schartl aufgeschlossen. ESE und S der Scharte treten mehrere Diabaskörper auf. Während der Diabaszug ESE der Scharte mittelkörnigen Bt, Amp und Plagioklas führt und eine deutliche Foliation aufweist, sind die Diabaszüge S und SE der Scharte sehr feinkörnig

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

und lediglich schwach deformiert. Der Kontakt zum Nebengestein wird von einer ebenflächigen subvertikal E-W-streichenden Kontaktzone dargestellt, welche keine intensive deformative Überprägung erfahren hat.

Tektonische Interpretation und Zusammenfassung

Neben der lithologischen Charakterisierung sind die Verbreitung, Intensität und Strukturentwicklung während der D3-, D4- und D5-Deformationsphasen entscheidend für die Interpretation der dominierenden Strukturelemente der beiden Arbeitsgebiete und auch für die Klärung der kretazischen tektonometamorphen Entwicklung. Während die Bankeralm von durchwegs penetrativen kretazischen D3-Strukturen geprägt ist, zeigt das Arbeitsgebiet NW von Obergurgl die räumliche strukturelle Entwicklung der vorkretazischen Strukturen im Zuge der überprägenden Metamorphose und der Exhumation der Hochdruckgesteine im Südosten.

Besondere Bedeutung ist der Deformationsphase D3 zuzuschreiben, welche je nach Intensität der Scherdeformation variable Strukturelemente ausbildete. In Bereichen schwacher D3-Scherdeformation formierten sich Scherfalten mit Achsen senkrecht auf die Bewegungsrichtung (N-S-streichend), während Bereiche intensiver D3-Scherdeformation Faltenachsen parallel eines W-WNW-fallenden Streckungslinears zeigen. Diese Änderung des Strukturinventars mit der Verformungsintensität ist auch charakteristisch für die kretazische Strukturentwicklung des eklogitfaziellen Texel-Komplexes (Sölva et al., Tectonophysics, 401, 2005). Während das Gebiet im Hangenden des Zentralbereiches der SNFZ vor allem von W-WNW-gerichteten Über- bzw. Abschiebungen an NW-fallenden mylonitischen Foliationsflächen dominiert wird, treten im Bankeralmbereich – am NE-Rand der Hauptscherzone – Seitenverschiebungen an subvertikal E-W-streichenden Scherzonen in den Vordergrund. Dies ist vermutlich in Zusammenhang mit der lateralen räumlichen Erstreckung der Hochdruckgesteinseinheit zu sehen.

Ganz entscheidend für die relative Zuordnung der Strukturelemente erscheint das Verformungsverhalten von Plagioklas zu sein, welcher post-tektonisch bezüglich der variszischen Deformation kristallisiert ist. Während im höchsten Profilabschnitt des Arbeitsgebietes keine Fsp-Rekristallisation zu beobachten ist, liegt Plagioklas in Bereichen intensiver D3-Deformation in Form gut rekristallisierter feinkörniger Polygonalgefüge vor. Der tatsächliche tektonische Grenzbereich zwischen vorwiegend vor-kretazisch und vorwiegend kretazisch geprägten Aufschlussbereichen konnte jedoch aufgrund der massiven glazialen Sedimente im Gurgler Tal und den damit verbundenen Massenbewegungen NW von Obergurgl nicht exakt geklärt werden. Aufgrund der kontinuierlichen Zunahme der D3-Verformungsintensität im Arbeitsgebiet von NW nach SE (bzw. W nach E) kann von einem kohärenten Kristallinkomplex NW des Schneeberger Zuges ausgegangen werden, wobei jedoch Teile des OSC im Zuge der kretazischen Metamorphose von Versenkung, metamorpher Mineralbildung und Deformation erfasst wurden.

Blatt 174 Timmelsjoch

Siehe Bericht zu Blatt 173 Sölden von Gerlinde Habler

Blatt 176 Mühlbach

Siehe Bericht zu Blatt 149 Lanersbach von Jerzy Zasadni

Blatt 179 Lienz

Bericht 2009 über petrologische und geochronologische Untersuchungen an Metapeliten des Michelbach-Komplexes auf Blatt 179 Lienz

Magdalena Steidl
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Fortführend zu den bisherigen petrographischen und mineralchemischen Untersuchungen im Bereich des Michelbach-Komplexes auf Blatt 179 Lienz wurden an 10 ausgewählten Metapelitproben detaillierte mineralchemische, thermobarometrische und geochronologische Analysen durchgeführt.

Im Wesentlichen werden in diesem Bericht die Proben ML00-11 und ML00-78 aus der Sillimanit-Zone sowie die Probe RS30/01 aus der Andalusit-Zone behandelt. Ergänzend werden auch die Ergebnisse aus einigen weiteren Metapelitproben des Michelbach-Komplexes für die Geothermobarometrie und die Interpretationen berücksichtigt.

Mineralchemische Untersuchungen

Die Messungen von quantitativen Mineralzusammensetzungen erfolgten mittels der Elektronenstrahlmikroson-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2011

Band/Volume: 151

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

Artikel/Article: Bericht 2007 zur lithologischen und strukturgeologischen Charakterisierung des Ötztal-Stubai-Kristallins in den Bereichen Obergurgl/Gurgler Schartl auf Blatt 173 Sölden und Bankeralm/Timmelsjoch auf Blatt 174 Timmelsjoch 148