

tallin von Kosten liegt also nicht als Decke auf dem Quarzphyllit, sondern es ist die unter den Quarzphyllit abtauchende Liegendeinheit. Die längs der Drautalstörung in früheren Darstellungen auskartierten Quarzphyllite existieren nicht.

Der Quarzphyllit weist eine recht straffe Regelung auf, u.a. abgebildet durch langanhaltende, steilstehende Porphyroidzüge. Im Nordteil des Kartiergebietes (Kristallin der Deferegger Alpen) kommt es jedoch auch zu flachen Raumlagen. Hier sind reliktsch Deformationsphasen erhalten, die älter sind als die schlingenartige Verfaltung des Gesamtpaketes. So findet sich zwischen Jakoberjoch und Pedretschers Kaser eine Synform, deren Scharnier etwa im Bereich des Grates zum Jakober Joch verläuft. Die Synform ist nordvergent mit gebogener Achsenfläche, geschuldet der späteren steilachsigen Überfaltung.

Flache hangparallel herausgekippte Partien am Abhang zum Drautal sind den Massenbewegungen geschuldet und haben nichts mit einer „Propellerfaltung“ zu tun.

Bedeutende, auch morphologisch wirksame Sprödbrüche finden sich bei St. Justina, im Platschbach, im Warscherbach, Wilferner Tal und Romenuurbach. Die Deutung als antithetische Riedelbruchsysteme (Zweigstörungen zur Drautalstörung mit 160°-Streichen) scheint plausibel. Am Platschbach endet das Kristallin von Kosten. Dies ist einerseits durch eine steilachsige Faltung erklärbar (s.o.), andererseits durch einen sinistralen Sprödversatz. Der Anteil dieses Versatzes am Verschwinden des Kristallins lässt sich nicht quantifizieren.

Der Sprödversatz der Grenze Quarzphyllit/Kristallin ist im Wilferner Tal auskartierbar (300 m sinistral), wird jedoch entlang der Zweigstörung im Romenuurbach weitgehend kompensiert (200 m dextral).

Quartär, Massenbewegungen

Die Bearbeitung des Quartärs erfolgte durch J. REITNER. Die Quartäraufnahme wurde in die Reinzeichnung integriert (Stand Juli 2003).

Einzelne Massenbewegungen im Wilferner Tal (Pedretschers Kaser) wurden dargestellt. Größere Hangpartieren zergleiten unterhalb des Bösen Weibele; im kartierten Bereich wurden nur die tieferen Teile dieser hoch ansetzenden Bewegungen erfasst. An den Flanken zum Drautal sind ebenfalls Massenbewegungen lokalisiert. Dies lässt sich auch aufgrund der tektonischen Daten belegen, die eine lokal begrenzte, unsystematische Rotation der Schieferung in flache hangparallele Raumlagen zeigen (Bereich unterhalb von Oberassling, oberhalb von Aue).

Bericht 2002 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Der Hochstein westlich von Lienz bildet mit unauffälliger Gipfelerhebung den südöstlichsten Ausläufer der Deferegger Alpen. Kartiert wurde dieser weitgespannte Berg Rücken im Iseltal zwischen Rötenbach und Lienz, im Pustertal zwischen Lienz und Burgfrieden, sowie dessen Südabdachung zwischen Hochstein und Böses Weibele.

Im Ostalpinen Kristallin sind zwei lithologische Komplexe zu unterscheiden: Äußerst einförmige Paragesteine, aufgeschlossen im Iseltalhang um den Blößenbach (Deferegger Komplex), phyllonitische Glimmerschiefer mit Metaporphyroiden, Metabasiten und Orthoaugengneisen, den Hauptteil des Bergrückens Böses Weibele – Hochstein aufbauend (Thurmtaler-Komplex), und ein Orthogneiskörper umgeben von einförmigen Paragesteinen zwischen Bannberg und Leisach-Gries (Deferegger Komplex).

Die Gesteine zeigen bei SW–NE- bis W–E-Streichen regional südöstliches bis südliches Einfallen, womit eine sukzessive Überlagerung der lithologischen Komplexe gegen S gegeben ist. Am Hangfuß bei Lienz deuten jedoch Faltenstrukturen in den phyllonitischen Glimmerschiefern des Thurmtaler-Komplexes auf eine Einfaltung in den umgebenden Deferegger Komplex.

Um eine Tonalitintrusion im Iseltal bildete sich ein ausgedehnter Kontakthof. Die phyllonitischen Glimmerschiefer wandelten sich zu kontaktmetamorphen Hornfels-Schiefern und Hornfels-Gneisen und am Kontakt zu kompakten Hornfelsen. Der Kontakt erweist sich zumeist als scharfe lithologische Grenze, gleichwohl durchtränkt Tonalit südwestlich der Intrusion gangförmig die Nebengesteine und auch im Tonalitkörper finden sich größere Xenolithe aus Hornfels.

Der Bericht gliedert sich in die Beschreibung von Lithologien und Strukturen der jeweiligen Gebiete sowie deren Diskussion. Kurz werden Massenbewegungen und quartäre Bedeckung erläutert.

Iseltal – Rötenbach bis Lienz

Kartiert wurde der gesamte Hang vom Talboden der Isel bis hinauf zum Kamm Blößenegg – Hochstein – Hochsteinhütte – Höhe 1990 m. Der Rötenbach grenzt das Gebiet gegen NW ab, gegen SE reicht es bis zur Linie Schloss Bruck – Venedigerwarte – Moosalm – Sternalm – Höhe 1990 m. Als Grundinformation lagen Diplomkartierungen der RWTH Aachen (SCHRÖDER, 1989; ROSENBAUM, 1991) vor. Eine weitere Informationsquelle bildeten die quartär- und kristallinegeologische Übersichtsskizzen der Deferegger Alpen von SENARCLENS-GRANCY (1942, 1965).

Lithologie Iseltal

Die lithologische Beschreibung beginnt im Blößenbachgebiet mit der Charakterisierung der Paragesteine des Deferegger Komplexes und setzt mit den sie überlagernden phyllonitischen Glimmerschiefern des Thurmtaler-Komplexes fort. Diese führen im Kamm Blößenegg – Hochstein – Hochsteinhütte Metaporphyroide, Metabasite und Orthoaugengneise. Östlich vom Hochstein wird der Iseltalhang weitgehend von der Tonalitintrusion Edenwald eingenommen und um den Tonalitkörper sind die phyllonitischen Glimmerschiefer bis hin zu Hornfelsen kontaktmetamorph überprägt. Zwischen Wolfesbach und Schloss Bruck klingt die Kontaktmetamorphose gegen E aus und es stellt sich wiederum eine dem Hochsteingebiet vergleichbare Lithologie ein.

Vom Ansatz der Schwemmfächer Röten-, Blößen- und Urschenbach erstreckt sich ein hangender Teil Deferegger Komplex, ein monotones Gemenge aus Glimmerschiefer und Schiefergneis, den Hang bis über 1600 m (Rötenbach) beziehungsweise 1300 m (Blößen- und Urschenbach) hinauf. Am Hang östlich vom Urschenbach nimmt die aufgeschlossene Mächtigkeit weiter rasch ab und nordwestlich der untersten Kehre vom neuen Oberlienzer Forstweg reicht dieser Gesteinskomplex nur mehr 200 Höhenmeter den Hang hinauf. Zwischen dieser Kehre und dem Hangfuß wird der Deferegger Komplex noch vom Kontakthof der Tonalitintrusion erfasst.

Die Zweiglimmerschiefer sind, je nach Anteil an dominierendem Hellglimmer, teilweise chloritisiertem Biotit und grafitischem Pigment, silbriggrau bis graugrünlich und führen deutlich sichtbare Glimmerblättchen. Wiederholt zeigt sich fein- bis mittelkörniger Granat und mitunter auch Staurolith. Von hellgrauen Domänen netzförmig durchsetzte Quarzmobilisate zeigen eine kühle Deformation an. Typisch ist die Vergesellschaftung der Glimmerschiefer mit Schiefergneisen, charakterisiert durch feinkörnigen Plagioklas. Höherer Quarzgehalt vermittelt über Quarz-Glimmerschiefer und Quarz-Schiefergneis zu Quarzitschiefer beziehungsweise Quarzitzgneis, vereinzelt treten auch

reine Quarzitlagen auf. Je nach Grad der Chloritisierung von Biotit erscheinen die quarzreichen Paragesteine grau-violett bis graugrünlich. Am Hang östlich vom Urschenbach treten sie häufiger auf und enthalten gelegentlich etwas Magnetkies. Im Kontakthof der Intrusion werden die Glimmerschiefer und Schiefergneise zu violettbraunen Hornfels-Schiefern bis -Gneisen, wobei größerer Glimmer und deutlicher Plagioklasgehalt erkennbar bleiben.

Silbrig bis dunkelgraue, phyllonitische Glimmerschiefer kennzeichnen die Paragesteine des Thurntaler-Komplexes. Die Färbung dieser feinplattig brechenden Gesteine geht auch ins Graugrün und erscheint oft fleckig verteilt. Wenn Granat vorkommt, so handelt es sich meist um idiomorphe bis 3 mm große Körner. Feinkörnige Blasten aus Plagioklas treten als feine Noppen auf den Bruchflächen hervor und Biotit kann den phyllonitischen Glimmerschiefern in größerer Menge beigemischt sein, ein Gutteil davon chloritisiert. Eine Ausnahme bilden quarzreiche Schiefer, wo die schuppigen Biotitblättchen kaum chloritisiert sind. Am Kamm östlich vom Hochstein sind die Paragesteine reich an Chlorit, und Blasten aus Plagioklas häufig. Grau bis graugrünliche Quarzite wechsellagern mit den phyllonitischen Glimmerschiefern verbreitet als mm- bis cm-Lagen, wobei die Hellglimmer in Quarzitlagen weniger feinschuppig als in Glimmerschiefern sind. Wiederholt finden sich auch Dezimeter- bis 0,5-m-Lagen Quarzit, die plattig bis bankig brechen. Quarzmobilisate können nicht nur von grauen Domänen durchsetzt sein, östlich von Wetterkreuz und Blößenegg finden sich bisweilen durchgehend dunkelgrau bis schwarze Mobilisate.

Die Häufigkeit der Einlagerungen von Orthogesteinen nehmen im Thurntaler-Komplex ins tektonisch Hangende zu, so sind Porphyroidgneise und Amphibolite von Blößenegg – Wetterkreuz bis zur Kramerhütte und im Kamm östlich Hochstein aufgeschlossen. Der frische Querbruch der Porphyroidgneise ist grünlich, angewittert zeigen sie sich beige und dann sind die typischen Porphyroklasten aus Quarz und Plagioklas gut erkennbar. Zwischen Lackenboden und Kramerhütte sind die Metaporphyroide quarzreich und infolge kühler mylonitischer Deformation fein gebändert. Amphibolitlagen sind weniger und geringmächtiger als die sauren Orthogesteine. Amphibol dominiert diese feinkörnigen und feingebänderten Gesteine.

Eine besondere Lithologie stellen die beiden Orthogneiszüge im Nordhang des Kammes Hochstein – Höhe 1990 m dar. Nordöstlich vom Hochstein ist ein Orthogneis über einige hundert Meter aufgeschlossen und nördlich der Höhe 1990 m (Bergstation Schlepplift) setzt wiederum ein zehnermetermächtiger Orthoaugengneis ein, der gegen SE streichend in 1900 m Seehöhe die Kante zum Pustertal quert und in den Quelltrichter Burgfriedner hinunter streicht. Die Orthoaugengneise zeichnen sich durch hohen Kalifeldspatgehalt, eine mittel- bis grobkörnige Textur mit cm-Augen und etwas feinschuppigen Hellglimmer aus. Infolge der mylonitischen Deformation können Randbereiche der Orthoaugengneise texturell den Porphyroidgneisen ähnlich sein.

Als Ganggesteine bieten im Iseltalhang westlich und südlich der Tonalitintrusion Edenwald Tonalit-Porphyrte, Semilamprophyre und Lamprophyre ein wechselvolles Bild. Im Iseltalhang nordöstlich der Tonalitintrusion, also zwischen Wolfesbach und Schloss Bruck, sind dagegen keine Ganggesteine aufgeschlossen. Helle mittelkörnige Tonalit-Porphyrte treten westlich Lackenboden, östlich und nordöstlich Kramerhütte und östlich Urschenbach (1000 m Seehöhe) zu Tage. Hinzu kommt ein mächtiger Gang (10–15 m) im äußeren Kontakthof der Tonalitintrusion oberhalb von 1100 m Seehöhe. Typisch für diese Gänge ist neben Biotit und Amphibol sporadisch auftretender porphyrischer Granat. Ein leukokrater Tonalit-Porphyr, in 1080 m Seehöhe am Hang östlich Urschen-

bach, weicht durch höheren Quarz- und Plagioklasgehalt ab und führt als mafische Einsprenglinge Biotit und sehr wenig Klinopyroxen. Charakteristisch für diesen sehr stark porphyrischen Gang sind rundliche, teilweise resorbierte Quarz-Einsprenglinge und eine feinstkristalline Matrix aus Quarz- und Plagioklas.

Graue Semilamprophyre sind feinkörnige, stark porphyrische Gesteine mit idiomorphen Einsprenglingen aus Amphibol, Biotit, Plagioklas und selten rundlichem Quarz. Drei kleinere Gänge befinden sich im Kontakthof der Tonalitintrusion und feinstschuppig rekristallisierter Biotit belegt in diesen Gängen die Überprägung durch die Kontaktmetamorphose. Die Lamprophyre bei der Hochsteinhütte und östlich der Höhe 1990 m sind dunkelgraugrüne, feinkörnig massige Gesteine. Sie setzten sich primär aus braunem Amphibol und Plagioklas mit doleritischer Textur zusammen und sind als Spessartite zu klassifizieren. Plagioklas formt auch mm-große idiomorphe Einsprenglinge. Die beiden Gänge bei der Hochsteinhütte sind stark alteriert und im etwas gröberkörnigen Gang südöstlich der Hütte bildeten sich in den mit sekundärem Amphibol gefüllten Klüften cm-große Amphibol-Garben. Der Gang östlich der Höhe 1990 m ist weniger stark alteriert, dafür durch die Kontaktmetamorphose der Tonalitintrusion überprägt und weist eine dritte Amphibolgeneration auf. Ein kaum alterierter Lamprophyr erstreckt sich entlang vom Blößenbach zwischen 1220 und 1420 m Seehöhe. Dieser enthält auch Xenolithe in cm-Größe.

Der makroskopisch erkennbare Kontakthof der Tonalitintrusion reicht 250 bis 500 m in die umgebenden Gesteine. Vom Talboden der Isel folgt der Hof dem Kontakt den Hang hinauf nach SW bis östlich der Kramerhütte. Dort schwenkt der Kontakthof nach Südosten, verbreitert sich auf gut 1000 m und gangförmige Durchträngung mit Tonalit setzt ein. Die phyllonitischen Glimmerschiefer erfuhren eine zunehmende, statische Rekristallisation zu graugrün feinkristallinen Schiefen (Hornfels-Schiefern), braunviolettgrüngrauen Gneisen (Hornfels-Gneisen) sowie massiv brechenden, dunkelviolettbraun-graugrünen Hornfelsen. Violettbraune Domänen sind durch feinblättrigen Biotit und graugrüne durch Plagioklas und Muskovit gekennzeichnet. Sie bilden schlierig linsige und augig fleckige Texturen. Muskovit hält der Kontaktmetamorphose bis in die Hornfels-Gneise stand, deren reliktsche Schieferungsflächen mit feinschuppigem Muskovit belegt sein können. Die Rekristallisation ist auch an den Quarzmobilisaten gut zu verfolgen, die zum Kontakt hin zunehmend grobkörniger rekristallisierten und intensiver weiß erscheinen.

Unmittelbar am Tonalitkontakt können die Hornfelse konkordantes Neosom aus Feldspat, Biotit und Quarz, sowie restitische Anreicherungen von Biotit und sekundär sprossende Muskovit-Aggregate aufweisen. Diese Texturen dokumentieren initiale Aufschmelzung und Rehydratisierung der Hornfelse. Dabei ist mitunter auch eine Durchträngung mit Tonalit zu beobachten, die zwischen Talboden und Kramerhütte wenige Meter in die Hornfelse reicht. In diesen dm-Tonalitschlieren können glimmerreiche Hornfels-Xenolithe angehäuft sein. Intensiv und großflächig durchdringt Tonalit im Hang nordöstlich der Hochsteinhütte die ausgedehnte Kontaktzone aus Hornfelsen und Hornfels-Gneisen, die alle 5 bis 10 m mit Tonalit wechseln.

Im Dünnschliff lassen sich eine charakteristische Abfolge der kontaktmetamorphen Rekristallisation und typische Indexminerale feststellen. Außerhalb des makroskopisch erkennbaren Kontaktes zeigt feinstschuppiges Glimmergemenge extensive Hydratisierung an. Davon können auch die Hornfels-Schiefer erfasst sein, die mit einer durchgreifend statischen Rekristallisation von Biotit und Quarz und teilweiser Rekristallisation von Hellglimmer die äußere Kontaktzone repräsentieren. In den Hornfels-Gneisen tritt

dann als erstes Indexmineral Andalusit auf, in einer stärker rekristallisierten Matrix strahlig gesprosst. Ein Albitsaum um Andalusit belegt einen bevorzugten Abbau von Paragonit. Muskovit erscheint in den Hornfels-Gneisen als texturales Relikt.

Die Hornfelse der innersten Kontaktzone zeichnen sich bei stärkster Rekristallisation durch mehrere Indexminerale und Abwesenheit von primärem Muskovit aus. Die Reaktion von Biotit und Muskovit zu verbreitetem Cordierit erscheint somit vollständig abgelaufen, Sillimanit ersetzt und überwächst Andalusit, und aus beiden kann sich in Reaktion mit Biotit und Quarz zusätzlich Cordierit und Kalifeldspat bilden. Letzterer ist übereinstimmend mit den migmatischen Strukturen und dem teilweise restitischen Charakter der Hornfelse mengenmäßig untergeordnet. Annahmeweise können mit Cordierit auch Aggregate von feinkörnigem, kontaktmetamorph gebildetem Granat auftreten. Als weitere, höchsttemperierte Indexminerale sind Korund und Spinell unmittelbar am Kontakt nicht selten. Korund ist in plagioklasbetonten und quarzuntersättigten Domänen und Spinell in mafischen, ebenfalls quarzuntersättigten Domänen. Koronen von Spinell um Korund weisen auf auch sukzessiven Abbau von Muskovit und Biotit. Eine intensive Rehydratisierung kann zu strahlig büscheligen Aggregaten von sekundärem Muskovit führen, die quer über die höchsttemperierten Paragenesen wachsen. Anzumerken bleiben noch die durch den Kontakt überprägten leukokraten Porphyroidgneise. Makroskopisch durch statische Rekristallisation mit untypisch massigem Gefüge zeigt sich im Dünnschliff eine gut rekristallisierte Matrix mit reichlich Andalusit und sekundär gesprosstem Muskovit.

Die Tonalitintrusion Edenwald erstreckt sich vom Hangfuß Iseltal westlich Wolfesbach hinauf bis zum Taxergas, durch den Edenwald nach SE und quer östlich der Sternalm die Kante zum Pustertal, um im Quelltrichter nordöstlich der Reiteralm auszuspitzen. Die Tonalite sind damit in gut drei Kilometer Längserstreckung und einer Breite bis zu 1000 m aufgeschlossen. Westlich Taxergasl reicht ein Intrusionsast bis 1760 m Seehöhe und an diesen schließt die intensiv gangförmige Durchtränkung der Hornfelse nordöstlich der Hochsteinhütte an. Auch um Taxergasl und im Hangfuß Iseltal finden sich sporadisch Gänge, wobei im Hangfuß der Wechsel zwischen Tonalit und Hornfels ein Auslaufen der Intrusion erkennen lässt. In den Kontakthöfen westlich und östlich beziehungsweise nordöstlich der geschlossenen Intrusion Edenwald ist keine ausgreifende Tonalitdurchtränkung ersichtlich. In den Bereichen der Durchtränkung gesellen sich zum gewöhnlichen Tonalit biotitreiche Typen, teilweise ohne Amphibol, und quarzreiche Typen, blassgrau und stark alteriert.

Lithologisch sind die Tonalite mittel- bis feinkörnige, mitunter leicht porphyrische Gesteine, die im Aufschluss wie im Handstück sehr homogen aussehen. Modalgehalt und Korngröße von Amphibol, Biotit, Plagioklas und Quarz variieren über weite Bereiche der Intrusion nicht signifikant. Quarz ist xenomorph zwickelfüllend und die übrigen Phasen zeigen idiomorphe bis hypidomorphe Kornform und sehr geringe Alteration. Die Zonierung von Amphibol und Plagioklas belegt zweiphasig magmatische Kristallisation. Quarzadern (cm), quarzgefüllte Klüfte und hydrothermale Alteration entlang von Klüften treten nur ausnahmsweise auf, so zum Beispiel im alten Steinbruch am Hangfuß westlich Pölland. Die Alteration von Amphibol und Plagioklas ist auch angrenzend an die sichtbaren Alterationshöfe der Klüfte stärker und eine dritte Amphibolgeneration ersetzt die Kernbereiche der Amphibole.

Eher selten finden sich im Tonalit dioritische Autolithe (mm bis dm), die bei gleichem Mineralbestand einen deutlich höheren Gehalt an Amphibol aufweisen. Diese dunkelgrünlichen Schollen können scharf begrenzt oder von Tonalit schlierig durchdrungen sein. Ebenfalls rar sind klei-

neere Einschlüsse aus Nebengestein (mm bis dm Xenolithe), wobei in deutlich umrissenen dm-Schollen intern pegmatoide Ausschmelzungen sichtbar sind. Kleinste Xenolithe erscheinen als restitische Aggregate aus Biotit mit Apatit und Pseudomorphosen mit Granatrelikten oder neugebildetem Hercynit.

Innerhalb der Intrusion finden sich wiederholt auch sehr große Xenolithe aus Hornfels, deren Form und Orientierung als langgestreckte Züge, Zehnermeter bis einige hundert Meter im Streichen und meter- bis wenige Zehnermeter mächtig, der regionalen Streichrichtung der Gesteine um die Intrusion folgen. Im westlichen Edenwald sind diese Hornfelszüge verbreitet und im östlichsten Edenwald ist ein mächtigerer und langgestreckter Hornfelszug erhalten. Die Xenolithzüge sind lithologisch den Hornfelsen an unmittelbarem Kontakt vergleichbar. Typisch sind dabei biotitreiche Hornfelse und Hornfels-Gneise mit restitischem Charakter, der sich in schlierig angereichertem Biotit ausdrückt.

Nordöstlich der Tonalitintrusion reicht der Kontakthof gut 500 m in die phyllonitischen Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes, die äußere Umgrenzung ist vom Katzensteig hinauf zur Moosalm und hinüber zum Tschitscher zu ziehen. Wiederum zeigt sich vom Kontakt weg eine Abfolge aus Hornfelsen, Hornfels-Gneisen und Hornfels-Schiefen. Als konkrete Mächtigkeiten lassen sich in einem Querprofil etwa 80 m Hornfelse (Kontakt bis Wolfesbach), 150 m Hornfels-Gneise (Wolfesbachgraben) und 300 m Hornfels-Schiefer (Heinrichswarte nach E) abschätzen.

Am Kontakt kennzeichnet die Anreicherung von Biotit in Schlieren die violettbraun bis graugrünen Hornfelse und verleiht diesen an sich biotitdominierten Gesteinen einen restitischen Habitus. Muskovit findet sich gelegentlich in Form von schuppigen Aggregaten im Bereich migmatischer Mobilisate als Produkt der Rehydratisierung. Die durchgreifende Rekristallisation wird auch an zuckerkörnig weißen Quarzmobilisaten oder an nur textuell erhaltenen Schieferungsflächen, nach denen die Hornfelse oft nicht mehr brechen, deutlich. Und auch Faltenstrukturen zeigen sich völlig statisch rekristallisiert.

In den Hornfels-Gneisen sind ältere Parallelstrukturen, jetzt als Biotit- und Quarz-Feldspat-Domänen deutlicher erkennbar. Ebenfalls von fein- bis mittelschuppigem Biotit durchsetzt, brechen diese kontaktmetamorphen Gesteine wie Gneise. Zunehmender serizitischer Hellglimmer auf den Schieferungsflächen leitet zu Hornfels-Schiefen über und grüngraue Färbung nimmt auf Kosten der durch feinsten Biotit bedingten violettbraunen zu. Die Biotitbildung erstreckt sich bis in zunehmend phyllonitische Glimmerschiefer und wurde zur Abgrenzung des Kontakthofes verwendet. Quarzitisches Lager sind, wie sonst im Thurntaler-Komplex auch, im Kontakthof präsent, wobei sie im inneren Kontaktbereich weniger deutlich hervortreten.

Eine bekannte Magnetkies-Scheelit-Vererzung (NEINAVAI & FUCHS, 1983) befindet sich in einem großen Rundhöcker zwischen Edenwald und Moosalm im inneren Teil des Kontakthofes. Die Vererzung ist vorwiegend an Kalksilikatgesteine aus Klinopyroxen, Plagioklas und Quarz gebunden, die konkordant in Hornfelsen und Hornfels-Gneisen lagern. Die Kalksilikate können zusätzlich etwas Granat, Calcit und Titanit führen, die von NEINAVAI & FUCHS (1983) genannten Marmore konnten jedoch nicht gefunden werden.

Nordöstlich des Kontakthofes mit Hornfelsgesteinen setzen sich zwischen Steinbruch Pfister – Moosalm – Schloss Bruck die Paragesteine des Thurntaler-Komplexes fort. Silbrig- bis dunkelgraue phyllonitische Glimmerschiefer bis Quarz-Glimmerschiefer mit Quarzitschiefer- und Quarzit-Lagen bestimmen das Erscheinungsbild. In Glimmerschiefen treten mitunter idiomorphe Granat (3 bis 5 mm) und etwas schuppiger Biotit auf. Chlorit wächst auf Kosten beider und ist auch sonst, an grünlichen Farbstichen

erkennbar, oft gegenwärtig. So wird beispielsweise im Steinbruch Pfister, westlich Schloss Bruck, an frisch gebrochenen phyllonitischen Glimmerschiefern und Quarzitschiefern die graugrünliche Gesteinsfarbe besonders deutlich. Typisch sind ferner Quarzmobilisate in Quarz-Glimmerschiefer und in Quarzitschiefer durch Hellglimmer belegte Schieferungsflächen, wobei die Hellglimmer auch in schuppiger Ausbildung vorkommen können. Blassgrau bis dunkelgraue Quarzite sind als geringmächtige Lagen verbreitet, größere Quarzitzüge bilden Steilstufen westlich der Venedigerwarte. Diese reinen Quarzite lassen mit feiner Rekrystallisation der Quarze die ausklingende Kontaktmetamorphose räumlich ausgedehnter erkennen, als in den phyllonitischen Glimmerschiefern mit fein gesprossstem Biotit abzugrenzen ist.

Orthogesteine sind rar, einzig ein mächtiger Orthogneiszug, der im Steinbruch Pfister abgebaut wird, und 100 m östlich davon eine Amphibolitlage, kommen vor. Im Steinbruch 60 bis 70 m mächtig streicht der konkordante Orthogneis bei abnehmender Mächtigkeit gegen Südwesten, bildet eine Rundhöckersteilstufe in der Moränendecke und spitzt in 860 m Seehöhe aus. Kalifeldspat dominiert im grüngrauen Zweiglimmer-Orthogneis und Quarzlagen (cm) sind für dieses quarzreiche Gestein bezeichnend. Der Glimmergehalt ist gering und der wenige feinschuppige Biotit häufig chloritisiert. Die mylonitische Augentextur, fein- bis mittelkörnig mit phyllonitischen Schieferungsflächen und bis 1–5-cm-Augen, ist fein gefaltet und von kühlen Scherflächen durchsetzt. Die Amphibolitlage im Hangenden des Orthogneises besteht aus mittelkörnigem Garbenamphibolit mit Amphibol und Plagioklas zu gleichen Teilen und etwas Klinozoisit. Auch diese Lage zeigt starke Alteration, ausgehend von kühlen Scherflächen.

Strukturen Iseltal

Die Gesteine streichen regional SW–NE und fallen mittelsteil in südliche bis östliche Richtung. Dabei überlagern westlich der diskordanten Tonalitintrusion phyllonitische Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes Glimmerschiefer und Schiefergneise des Deferegger Komplexes. Östlich der Intrusion zeigt sich in den phyllonitischen Glimmerschiefern zunehmend Verfaltung und damit stärkeres Schwanken der Fallrichtung.

Ein hangender Teil des Deferegger Komplexes ist im Hang um den unteren Blößenbach aufgeschlossen. Die lithologische Grenze zu den überlagernden phyllonitischen Glimmerschiefern quert den Röttenbachgraben zwischen Höfleralm und Wetterkreuz und Blößen- und Urschenbach nördlich Lackenboden, streicht dann am Hang östlich Urschenbach hinunter zur untersten Kehre vom neuen Oberlitzner Forstweg und erreicht im Kontakthof der Intrusion den Talboden. Die Glimmerschiefer und Schiefergneise streichen regional SW–NE, wobei die Schieferungsflächen mit einem Maximum bei 120/35 mittelsteil gegen S bis E fallen. Die Achsen duktiler Falten in mm- bis dm-Dimension weisen mit Axialebenen parallel zur Schieferung ebenfalls mittelsteil gegen Südosten.

Die phyllonitischen Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes streichen vom Rücken Wetterkreuz – Blößenegg und dem Kamm Blößenegg – Hochstein kommend gegen NE und stoßen mit einem Winkel von etwa 30° diskordant an die Tonalitintrusion. Die Schieferungsflächen fallen mittel bis flach gegen S bis E (Maximum 160/20), ihre Orientierung ist wie die Streichrichtung vergleichbar dem Deferegger Komplex. Als erkennbare Unterschiede sind geringere Streuung und durchschnittlich flachere Lagerung sowie das Maximum der Schieferungsflächen mehr in Südrichtung zu nennen. Die Faltenachsen duktiler Faltung in mm- bis m Dimension, auch mit spitzen Faltenformen und teilweise Isoklinalen, sind bei Axialebenen parallel zur Schieferung flach nach SE geneigt. Im Unterschied zu die-

sen Falten, die der Bildung der dominierenden Schieferung zugerechnet werden können, wird Letztere durch duktile mm- bis dm-Falten, mit SW–NE-subhorizontalen Achsen, überprägt. Die Axialebenen fallen wie bei den älteren Falten mittelsteil nach SE. Zu beobachten sind diese Falten im Gebiet zwischen Kramer- und Hochsteinhütte. Überdies erscheinen generell die Strukturen bis in die höchstgradig kontaktmetamorphen Hornfelse konserviert, lediglich eine stärkere Streuung ist festzustellen.

Eine Zone mit relativ kühler mylonitischer Deformation zieht zwischen Lackenboden und Hochstein parallel zur Streichrichtung durch. Besonders in den quarzreichen Porphyroid- und Augengneisen sind feinstkörnig rekrystallisierter Quarz und eine deutliche Streckungslineation mit flach südrichtetem Linear erkennbar. Mitunter zeigt dieses straffe Gefüge eine Überprägung durch Knickfaltung.

Streichrichtungen und Kontaktflächen der Tonalit-Porphyre, Semilamprophyre und Lamprophyre westlich und südlich der Tonalitintrusion belegen annähernd konkordante Lagerung. Eine stärkere Diskordanz weist der mittelsteil nach NNE einfallende Tonalit-Porphyr im Kontakthof der Tonalitintrusion (oberhalb 1100 m Seehöhe) auf. Ein Lamprophyr unmittelbar bei der Hochsteinhütte streicht NW–SE und ist mit Kontaktflächen mittelsteil gegen SW deutlich diskordant eingedrungen und der Lamprophyr östlich der Höhe 1990 m ist mit WNW–ESE-Streichrichtung wieder eher konkordant eingelagert.

Erstreckung und Verlauf des Tonalitkörpers Edenwald sind über die Intrusion hinausgehend durch den Kontakthof nachgezeichnet. Aus der N–S-Streichrichtung vom Hangfuß westlich Pölland hinauf in den Edenwald schwenkt die Intrusion beim Taxergas in WNW–ESE-Richtung ein, verläuft durch den Edenwald und erstreckt sich östlich Sternalm ins Pustertal. Damit erweist sich die Intrusion im Aufschluss wie im regionalen Verlauf als diskordant, mit einem spitzen Winkel zwischen Intrusion und regionaler Streichrichtung der Hüllgesteine. Vertikal betrachtet stützt dieser Verlauf bei einer Aufschlusshöhe von knapp 1000 m die Annahme einer grundsätzlich steilstehenden Intrusion. Die intensive gangförmige Durchtränkung des Kontakthofes südwestlich Taxergas deutet auf ein Abtauchen der Intrusion in diese Richtung, der Wechsel zwischen Tonalit und Hornfels im Hangfuß Iseltal hingegen auf laterales Auslaufen. Die Orientierung der langgestreckten Hornfelszüge in der Intrusion entspricht jener der Hüllgesteine, im westlichen Edenwald SW–NE- bis W–E-Streichen bei mittelsteil östlichem Einfallen und W–E-Streichen, mittelsteil südlich einfallend, im östlichen Edenwald.

Auffallend an der Klüftung im Tonalitkörper ist eine dominierende Richtung, die bankige statt isometrische Klüftkörper bedingt. Die Richtung dieser dominierenden Klüftung ist mittel bis steil gegen SSE im westlichen Edenwald beziehungsweise gegen WNW im östlichen Edenwald, somit perpendikulär zur Erstreckung der Intrusion. Im mittleren Edenwald weist die dominierende Klüftung gegen S bis SW und streicht parallel zur Erstreckung der Intrusion, dies kann auf die mögliche Dachsituation in diesem Bereich zurückgehen. Insgesamt weisen die Fallrichtungen der dominierenden Klüftungen auf eine steil gegen SW gerichtete Fortsetzung des Tonalitkörpers in die Tiefe.

Die Gesteine des Thurntaler-Komplexes streichen im Iseltalhang nordöstlich der Tonalitintrusion regional in SSW–NNE-Richtung und fallen mittelsteil gegen ESE bis E, mit deutlicher Streuung. Vom Wolfesbach bis zur Rinne westlich vom Rücken Moosalm – Schloss Bruck zeigt sich diese Lagerung als relativ konstant und der Orthogneis im Steinbruch Pfister als regional konkordante Einschaltung. Der Steinbruch schließt die Liegendgrenze als strukturell konkordant und die Hangendgrenze als durch eine kühle Scherfläche überformt auf. Dabei ist anzumerken, dass Scherflächen verbunden mit Chloritisierung, Orthogneis

wie umgebende phyllonitische Glimmerschiefer gleichermaßen durchsetzen. Der Orthogneis zeigt mylonitisches Gefüge, mit einer flach nach SE gerichteten Streckungslineation. Dieses straffe Gefüge ist duktil fein verfaultet mit Achsen flach gegen E und Axialebenen steil gegen SE. Diese Verfaultung könnte auch Ursache sein für die deutliche Streuung der Lagerung (SE bis NE) in den phyllonitischen Glimmerschiefern im Liegenden des Orthogneises. Um Schloss Bruck und im Rücken zur Venedigerwarte und Moosalm wird diese Verfaultung jedenfalls signifikant, als offene und teilweise spitzwinkelige Faltung im mm- bis dm-Bereich mit WSW–ENE-streichenden und um die Horizontale schwankenden Achsen und steil gegen SSE oder NNW gerichteten Axialebenen. Vereinzelt sind relativ ältere, SE-gerichtete Falten mit Axialebenen subparallel zur Schieferung erhalten. Durch die jüngere Verfaultung kommen zu den regional östlichen Fallrichtungen der Schieferungsflächen lokal mittelsteil bis steil nordwestliche und steil nordöstliche.

Steilstehende Harnischflächen sind zwischen Rötenbach und Kontakt zur Tonalitintrusion vom Hangfuß bis über 1000 m Seehöhe verbreitet und streichen bevorzugt SW–NE und W–E. Auf diesen beiden Richtungen lässt sich bei subhorizontaler Striemung dextrale beziehungsweise sinistrale Versetzung unterscheiden. Die SW–NE-Harnischflächen weisen zusätzlich steil nach NE gerichtete Striemungen auf, die eine südgerichtete Abschiebung belegen. Hingegen sind im Tonalitkörper NW–SE-streichende Harnischflächen ausgebildet, mit subhorizontaler Striemung und dextraler Versetzung. Auch auf diesen Flächen weisen jüngere, steil gegen W gerichtete Striemungen auf eine Abschiebung des Südblocks. Eine Scherzone mit einem halben Meter streicht im Tonalit W–E und zeigt sinistrale Bewegung an. Im Wolfesbachgraben östlich der Intrusion dominieren dann WSW–ENE-streichende Harnische mit flach nach ENE gerichteter dextraler Striemung. Analoge Harnischflächen sind vereinzelt auch von Taxergal bis Sternalm anzutreffen.

Der Steinbruch Pfister gibt Einblick in Scherflächen, deren Bildung mit intensiver Chloritisierung der Gesteine einhergeht. Die Streichrichtungen der mittelsteil bis saigere Flächen sind NW–SE und WSW–ENE und können so subparallel zur Schieferung sein. Eine im Steinbruch wandbildende WSW–ENE-Fläche setzt sich kontinuierlich in eine mittelsteil NE-fallende Scherfläche fort, womit eine Verbindung zwischen den beiden Richtungen ersichtlich wird. Die zugehörigen Striemungen weisen auf dextral aufschiebende Zerlegung des Orthogneises, während der intensive Chloritisierung stattfindet. Jüngere Striemungen zeigen wiederum eine Reaktivierung der Scherflächen bei südgerichteter Abschiebung.

Metamorphose und Deformation Iseltal

Im Deferegger Komplex lassen Granat und Staurolith mittlere Amphibolitfazies erkennen und im Thurntaler-Komplex weisen mittelkörniger Granat in den Glimmerschiefern, eingelagerte Orthoaugengneise und Amphibolite auf untere Amphibolitfazies als Höhepunkt der Metamorphose. Beide Gesteinskomplexe erscheinen retrograd in Grünschieferfazies überprägt.

Nicht nur die regionale Lagerung der beiden Gesteinskomplexe, SW–NE-Streichen und südliches Einfallen, ist vergleichbar, auch die Orientierung der Faltenachsen, die mit der Hauptschieferung verknüpft sind, ist analog. Anzumerken ist eine Zone mit intensiver mylonitischer Deformation im Thurntaler-Komplex nördlich Hochstein und eine mögliche Fortsetzung nordöstlich der Tonalitintrusion, indiziert durch den mylonitischen Orthogneiszug östlich Wolfesbach. Die zugehörigen Streckungslineare sind nach S beziehungsweise SE ausgerichtet.

Östlich Hochstein nehmen im Thurntaler-Komplex östliche Fallrichtungen zu und nordöstlich der Tonalitintrusion ist das Einschwenken in die SSW–NNE-Streichrichtung schließlich vollzogen. Mit dieser Änderung der Streichrichtung geht eine jüngere Faltung mit WSW–ENE-Achsen und steilen Axialebenen einher. Im Bereich Schloss Bruck – Moosalm verstärkt sich diese Faltung, womit diese jüngere Faltungsphase als Hinweis auf S-gerichtete Einfaltung des Thurntaler-Komplexes in den Deferegger Komplex gewertet werden kann.

Die NW–SE-Erstreckung der Tonalitintrusion legt zusammen mit der teilweise intensiven gangförmigen Durchtränkung des südwestlichen Kontakthofes eine nach SW gerichtete Fortsetzung in die Tiefe nahe. Bestärkt wird diese Annahme durch bevorzugte Hauptkluftrichtungen, die einerseits als normal zur Erstreckung eine seitliche Abkühlung der Intrusion reflektieren und andererseits mit Fallrichtungen gegen SSW die Abkühlung normal zum Dach der Intrusion indizieren.

Um die Tonalitintrusion Edenwald formte sich ein 250 bis 1000 m breiter Kontakthof in Hornfelsfazies, lithologisch in Zonen mit Hornfels, Hornfels-Gneis und Hornfels-Schiefer zu gliedern. Bei intensiv statischer Rekristallisation sind als Indexminerale Sillimanit, Cordierit, Granat, Korund und Spinell in den Hornfelsen und Andalusit in den Hornfels-Gneisen kennzeichnend.

Da die Magnetkies-Scheelit-Vererzung im inneren Teil des Kontakthofes an Kalksilikat gebunden auftritt, könnte sie genetisch als Skarn interpretiert werden. Ganggesteine im Kontakthof, Semilamprophyre und ein Lamprophyr, sind durch die Kontaktmetamorphose der Tonalitintrusion Edenwald überprägt und somit als relativ älter einzustufen. Anzumerken bleibt, dass im Iseltal nordöstlich der Intrusion keine Gänge auftreten.

Einen ersten Überblick über die polyphase Spröddeformation geben die zahlreichen Harnischflächen nahe dem Hangfuß. Dextrale Versetzung zeigen die östlich der Tonalitintrusion vorherrschenden Harnische mit WSW–ENE-Richtung. Hinzu kommen kleine Scherzonen mit sinistralen W–E Harnischen und nur vereinzelt NW–SE-Harnische der Richtung der Iseltal-Störung. Alle diese Harnischflächen können durch eine jüngere südgerichtete Abschiebung überprägt sein.

Quartär Iseltal

Mächtige Moränenanhäufungen sind im Unterlauf von Röten-, Blößen- und Urschenbach erhalten. Vom Ansatz der Schwemmfächer reichen sie hinauf bis 1300 m Seehöhe, wobei die Rücken hinauf Ausdehnung und Mächtigkeit zunehmen. Auch werden gegliederte Moränenwälle, eine mehrphasige Ablagerung anzeigend, deutlich. Subparallel zu den Bachgräben belegen sie lokale Vergletscherung der Kare beiderseits des Blößenegg. Östlich vom Blößenegg sind aber angesichts der Sackungen keine Hinweise auf einen Lokalgletscher erhalten.

Der Hang östlich vom Urschenbach gliedert sich bis etwa 1700 m Seehöhe in Steilstufen und Verflachungen mit Rundhöckern und Grundmoräne. Oberhalb von 1700 m Seehöhe bestimmen vom Blößenegg bis zur Kante zum Pustertal Kippungen und Sackungen das morphologische Bild. In diesem Gebiet wurden gelegentlich erratische Gesteine, beispielsweise pegmatoide Gesteine oder ein Metakonglomerat, angetroffen.

Die Tonalitintrusion ist als Härtling morphologisch wirksam, indem sie aus dem Hang hervortritt, Steilstufen formt und ober- und unterhalb der Steilstufe östlicher Edenwald von ausgedehnter Moränenbedeckung umgeben ist. Im westlichen Edenwald setzt sich über einer Steilstufe aus Tonalit zwischen 1100 und 1200 m Seehöhe eine Verflachung mit Rundhöcker und Moräne vom Hang östlich Urschenbach in Richtung Schloss Bruck fort. Östlich vom

Tonalit nimmt die Bedeckung überhand und Kristallin schaut nur mehr in Rundhöckern, kleinen Steilstufen und Erosionsrinnen heraus. Kleine Vernässungen sind in dieser Morphologie typisch, wobei das auf Wegweisern bezeichnete Taxer Moos nicht mehr existiert. Ein größerer Felsriegel formt von südöstlich Schloss Bruck bis hinauf zur Venedigerwarte eine morphologische Kante zum Pustertal.

Südlich der Moosalm wird die Moränenbedeckung mächtig und erstreckt sich in Richtung Tschitscher und Tschwabele. Richtung Edenwald weisen rinnenförmige Morphologie und Beimengung von Hangschuttmaterial auf eine Überformung durch Muren aus der Rinne im östlichen Edenwald. Oberhalb der Steilstufe Edenwald setzt vom Taxergas in Richtung Leisacher Alm und Sternalm ebenfalls ausgedehnte Bedeckung an. Hangparallel absetzige Wallformen zwischen 1600 und 1700 m Seehöhe könnten auf fluviatilen Einfluss bei der Ablagerung zurückzuführen sein. Südöstlich der Kante zum Pustertal sind obere und untere Moränendecke über die Tonalitintrusion hinweg verbunden.

Am Fuß von Steilstufen entwickelten sich Schuttkörper, größere am Iseltalhangfuß beim Schwemmfächer Urschenbach und bei der Tonalitintrusion, kleinere im Edenwald und nordöstlich der Venedigerwarte. Künstliche Aufschüttungen befinden sich im Steinbruch Pfister, im ehemaligen Steinbruch westlich Pölland und als Damm für ein Wasservorratsbecken zur Beschneidung nördlich der Sternalm.

Der Talboden gliedert sich zwischen Röttenbach und Lienz in zwei Abschnitte, den zusammengesetzten Schwemmfächer Röttenbach – Blößenbach – Urschenbach mit anschließender Talfüllung bis zum Wolfesbach sowie dem Wechsel zwischen Prall- und Schwemmhänge der Isel zwischen Wolfesbach und Schloss Bruck. Schließlich reicht bei Schloss Bruck Kristallin ein letztes Mal vor Lienz ans Ufer der Isel.

Massenbewegungen Iseltal

Die Massenbewegungen reichen vom Kamm Blößenegg – Hochstein – Höhe 1990 m in den Nordhang bis maximal 1600 m Seehöhe. Darunter hat der Iseltalhang eine gegen Massenbewegungen stabile Morphologie. Der Kamm ist durch unzählige, teilweise verbundene Zerreibungen erfasst und nördlich vom Kamm durchsetzen Antitheterflächen den Nordhang. Diese erstrecken sich beim Hochstein über hunderte Meter, sind miteinander vernetzt und können auch in die Zerrgräben am Kamm münden.

Die Entwicklung dieser tiefgreifenden Kippungen in Sackungen ist exemplarisch zwischen Blößenegg und Hochstein dokumentiert. Mehrere Antitheterflächen streichen in den oberen Teil der mehrstufigen Sackung Blößenegg – Lackenboden und sind innerhalb der Sackungsmasse noch erkennbar. Weiter östlich fungierten bei fortgeschrittener Sackung die Antitheter als Abrissflächen. Talwärts zeigen sich weitere markante Abrisslinien oberhalb vom Weg zum Wetterkreuz und bei 1800 m Seehöhe. Die Sackung endet im Lackenboden in kompletter Auflockerung mit Block- und Riesenblockwerk. Insgesamt lassen die Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Blößenbaches einen signifikanten Materialbeitrag zum kombinierten Schwemmfächer Röttenbach – Blößenbach – Urschenbach erkennen.

Eine weitere Verknüpfung zwischen Kippung und Sackung ist um und östlich Kramerhütte zu beobachten. Bergseitig von langgestreckten Antithetern sind tiefgreifende, schwach konkave Abrisslinien beginnender Sackungen ausgebildet. Den Nordhang am Ende des Kammes (Höhe 1990 m) charakterisieren Kippungen mit stufelförmig angeordneten, kurzen Antithetern und es hat sich auch dort eine kleine, durchgreifend aufgelockerte Sackung entwickelt.

Bergbau Iseltal

Eine Magnetkies-Scheelit-Vererzung wurde am größeren Rundhöcker westlich der Moosalm, oberhalb der Forstwegkreuzung mit der Höhenkote 1061 m, abgebaut. Gut erhalten sind zwei größere Halden an der Nord- und Ostseite des Rundhöckers, verbunden durch einen Weg. Entlang und oberhalb des Weges befinden sich mehr als ein Dutzend weitgehend verstürzter Schurfe und ein kurzer Stollen, der durch die Kante des Rundhöckers führt. Aufschichtungen von erzführendem Gestein sind liegen geblieben und bei der östlichen Halde bildete sich ein nach Schwefelwasserstoff riechender Tümpel. Am Nordfuß des Rundhöckers ist rund 50 m westlich der Forstwegkreuzung ein Stollen vom Niveau des Forstweges in südliche Richtung geschlagen, wegen Wasserführung aber schwer zugänglich. Weitere in der Literatur genannte Stollen oder Schurfe im Edenwald und Wolfesbachgraben konnten nicht lokalisiert werden.

Pustertal – Lienz bis Burgfrieden

Aufgenommen wurde der Osthang zwischen Lienz und Leisach (Schloss Bruck – Taxer – Tschitscher – Tschwabele) und der Südhang westlich Leisach, von Leisach-Gries – Kerschbaumer – Gloriach – Höhe 1647 m hinauf zum Rücken westlich Tschwabele – Sternalm – Höhe 1990 m. Die Diplommkartierung von REILING (1990) diente als erste Information über die kristallinen Gesteine, und die quartärgeologische Kartierung wurde von REITNER (2003) übernommen und ergänzt.

Lithologie Pustertal

Die Beschreibung der Lithologie beginnt mit den phyllonitischen Glimmerschiefern des Thurntaler-Komplexes zwischen Schloss Bruck und Tschitscher, setzt fort mit den kontaktmetamorphen Analogen südöstlich Tschwabele, um die Reiteralm und Leisacher Alm sowie mit der Tonalitintrusion. Es folgt wieder-Thurntaler Komplex mit phyllonitischen Glimmerschiefern, Metaporphroiden, Amphiboliten und einem Orthogneiszug und schließlich der tektonisch überlagernde Orthogneiskörper Burgfrieden samt begleitenden Paragesteinen, zugehörig dem Deferegger Komplex.

Große Einförmigkeit kennzeichnet die phyllonitischen Glimmerschiefer zwischen Schloss Bruck und Tschitscher. Die Glimmerschiefer erscheinen grausilbrig, führen wiederholt 3 bis 5 mm stark chloritierten Granat und auch Biotit ist fast durchgehend in Chlorit umgewandelt. Quarzmobilisate zeigen grau durchsetzt eine kühle Deformation an. Durch Hellglimmer dominierte Typen können Plagioklasblasten aufweisen und in quarzreichen Schiefern sind die Hellglimmer noch etwas gröber. Graue Quarzitschiefer und Quarzitlagen mengen sich in unbedeutendem Anteil bei.

Südlich Tschitscher setzt die kontaktmetamorphe Überprägung durch die Tonalitintrusion ein. Die phyllonitischen Glimmerschiefer sind zunehmend statisch rekristallisiert, erkennbar an feinstschuppigem Tiotit, der den Paragesteinen jene für Hornfelsgesteine typische violettbraune Färbung verleiht. Die kontaktmetamorphe Überprägung nimmt in Richtung Tonalitkörper zu, der im Graben östlich der Reiteralm ausspitzt, und auf Hornfels-Schiefer folgen Hornfels-Gneise und Hornfelse, wobei Domänen mit Hellglimmer, welche die Hornfels-Schiefer charakterisieren, in den Hornfels-Gneisen noch reliktsch erhalten und den Hornfelsen abhanden gekommen sind. Auch Granat ist als Relikt wiederholt anzutreffen und kontaktmetamorpher Biotit sprosst auf Kosten von Chlorit und Granat. Die breiteste Zone ist jene mit Hornfels-Schiefern, diese wird im Bereich des Sendemasten südlich Tschwabele von violettbraunen Hornfels-Gneisen abgelöst und nahe dem Kontakt von massigen Hornfelsen. Im Kontakthof finden sich mitunter geringmächtige Amphibolite und auch ein Porphyroidgneis,

jeweils kontaktmetamorph überprägt. Die Amphibolite sind fein- bis mittelkörnige, dunkle durch Amphibol dominierte und plattig brechende Gesteine. Feinstschuppiger Biotit der Kontaktmetamorphose ist erst im Dünnschliff erkennbar. Eine Lage Porphyroidgneis ist südlich Tschwabele in knapp 1000 m Seehöhe durch einen Forstweg angeschnitten. Im hellen, feldspatreichen Gestein weisen feine Bänderung und Porphyroklasten auf ein mylonitisches Gefüge. Dieses wurde statisch kontaktmetamorph überprägt, erkennbar an der durch feinsten Biotit blässviolettbraunen Matrix.

Die Tonalitintrusion Edenwald quert zwischen Sternalm und Tschwabele die Kante zum Pustertal, verjüngt sich rasch und spitzt im Graben östlich der Reiteralm in 950 m Seehöhe aus. Lithologisch stellen sich hier die Tonalite als helle mittelkörnig porphyrische Gesteine aus Biotit, Plagioklas und Quarz, sowohl Einsprenglinge wie feinkörnige Matrix bildend. Im Vergleich zu den Tonaliten im Edenwald sind sie porphyrischer, reicher an Quarz und oft ohne Amphibol. Autolithe mit höherem Biotitgehalt sowie kantige Xenolithe treten sporadisch auf. Auffällig ist hingegen eine intensive Durchaderung mit mm- bis cm-(dm-)Quarzgängen in mehreren Generationen und eine merkliche Alteration. Letztere verstärkt sich vor allem im Bereich der intensiven Durchtränkung der Hornfelse mit Tonalitgängen nördlich der Reiteralm.

Der Kontakthof erstreckt sich südwestlich der Tonalitintrusion von Leisach über die Reiteralm zur Leisacher Alm und schwenkt östlich der Höhe 1990 m in den Nordosthang vom Hochstein. Er bleibt in den phyllonitischen Glimmerschiefern und erfasst dabei zwischen Forchergasl und der Höhe 1990 m den langgestreckten Orthogneiszug im Thurntaler Komplex. Eine gangförmige Durchtränkung mit Tonalit, bis 10 m mächtig, erfolgte zwischen Kontakt und Reiteralm, in der Auflockerung südöstlich der Reiteralm und am Rücken zwischen Leisacher Alm und Höhe 1990 m. Die Kontaktmetamorphose klingt regional gegen SW aus, die Zonen mit Hornfels, Hornfels-Gneis und Hornfels-Schiefer lassen sich aber nur im Trend verfolgen. So erschweren die unterschiedliche Durchtränkung mit Tonalit und besonders die großflächige Moränenbedeckung der Leisacher eine detaillierte Aufnahme des Kontakthofes.

Am Kontakt und in der Durchtränkung sind dunkle, violettbraune Hornfelse mit restitiver Biotitanreicherung und partieller Aufschmelzung entwickelt. Auf Rehydratisierung weisen büschelige Aggregate aus Muskovit und Chloritisierung. Hornfels-Gneise zeichnen sich aus durch feinschuppig reliktschen Hellglimmer auf den Schieferungsflächen und brechen gneisig. Die Domänen mit Hellglimmer nehmen in den Hornfels-Schiefern überhand und die Färbung geht in grauivlett über. Der ausklingende Kontakt wird an Hand von feinstschuppig rekristallisiertem Biotit eingegrenzt. Quarzitische Lagen werden im Kontakthof nach außen hin deutlicher. Auch geringmächtige Orthogesteine sind in den Hornfelsgesteinen verstreut eingelagert. Amphibolite sind fein- bis mittelkörnig, durch Amphibol dominiert und können fein gebändert sein. Durch die kontaktmetamorphe Überprägung erscheinen sie dunkler und dichter. Typisch für die hellen Porphyroidgneise sind rundliche Porphyroklasten aus Quarz und Plagioklas und kontaktmetamorpher Biotit, feinstschuppig in der Matrix. In gleicher Weise ist die Überprägung im Orthogneiszug westlich der Leisacher Alm dokumentiert, feinstschuppiger Biotit verleiht der Matrix eine blasse, violettbräunliche Färbung, die Feldspäte sind weiß getrübt und zusätzlich sprossete Muskovit quer zur Schieferung.

Über den Kontakthof hinaus erstreckt sich der Orthogneiszug NW–SE-streichend vom Hang nördlich der Höhe 1990 m in die Sackung Burgfrieden hinunter zu Forchergasl und Hubergasl und endet nördlich Gloriach unter Moränenbedeckung. Damit ist der Zug gut zwei Kilometer

in einer Mächtigkeit von 50 bis 150 m zu verfolgen. Es handelt sich um einen leukokraten Augengneis, mittel- bis grobkörnig mit reichlich Kalifeldspat und äußerst wenig Hellglimmer sowie mit mylonitischem Gefüge.

Der Orthogneis ist außerhalb des Kontakthofes Teil der schmalen Zone mit nicht überprägtem Thurntaler-Komplex, aufgeschlossen zwischen dem Kontakthof und dem tektonisch überlagernden Deferegger Komplex. Neben dem Orthogneis sind in den wenigen hundert Metern phyllonitischer Glimmerschiefer, einförmig und grausilbrig, mitunter graue Muskovit-Quarzitlagen, Amphibolit und Porphyroidgneis eingeschaltet. Die Amphibolitlagen sind wie im Thurntaler-Komplex typisch, feinkörnig und feingebändert durch Amphibol beherrscht. Ein mehrere Meter mächtiger Porphyroidgneis ist am Forstweg im Graben nordwestlich Leisach aufgeschlossen. Der quarzreiche Gneis bricht scharfkantig plattig, ist durch Chlorit grünlich gefärbt und durch Plagioklas-Porphyroklasten, feinschuppigen Hellglimmer und etwas Biotit charakterisiert.

Der im Pustertal westlich Leisach den Thurntaler-Komplex überlagernde Deferegger Komplex setzt sich aus dem Orthogneiskörper Burgfrieden und begleitenden Paragesteinen zusammen. Letztere sind einige hundert Meter mächtig im Rücken westlich Leisach-Gries und in der Sackung Burgfrieden westlich Forchergasl–Hubergasl aufgeschlossen. Die Paragesteine zeigen sich als helle bis graugrünliche hellglimmerbetonte Zweiglimmerschiefer in Wechsellagerung mit Quarzit oder feinkörnigem Paragneis. Biotit und feinkörniger Granat sind in diesen Lithologien verbreitet. Ein besonderer Paragneis ist am Fahrweg zur Reiteralm knapp nordöstlich der Abzweigung vom Hauptweg zur Sternalm angeschnitten. Der mittelkörnige Granat-Biotit-Paragneis mit metablastisch rekristallisiertem Plagioklas stellt eine Ca-betonte Lage dar, im Dünnschliff unterstrichen durch reichlich stängeligen Klinozoisit/Epidot. Eine Einschaltung von Orthogneis im Rücken westlich Leisach-Gries entspricht lithologisch dem Burgfrieden-Orthogneis und ist wegen der mylonitischen Textur als duktile Verschuppung zu deuten. Ansonsten sind keine Orthogesteine eingelagert.

Der lithologisch sehr homogene Orthogneiskörper baut die breiten Rücken östlich und westlich Burgfrieden auf. Der helle Muskovit-Orthoaugengneis zeigt eine mitunter gebänderte, linsige Augentextur, vorwiegend mittelkörnig kann die Korngröße etwas variieren und es sind auch cm-große idiomorphe Kalifeldspäte erhalten. Mineralogisch sind die Vormacht von Kalifeldspat und der reichlich vorhandene, schuppig grünliche Muskovit bemerkenswert.

Als Ganggesteine sind Semilamprophyre vorherrschend, in geringer Erstreckung im Kontakthof südlich Tschwabele wie auch nördlich und westlich Reiteralm. Über mehrere Zehnermeter verfolgbar sind die Gänge südlich Hubergasl und nordwestlich Forchergasl. Es sind graue feinkörnige Gesteine mit mittelkörnigen Einsprenglingen (1 bis 2 mm) aus idiomorphen Biotit-Paketen, Plagioklas und wiederholt auch rundlichem Quarz. Westlich der Reiteralm ist ein kontaktmetamorph überprägter Tonalit-Porphyr mit cm-Granat aufgeschlossen.

Strukturen Pustertal

Bei regionaler W–E-Streichrichtung weist die Schieferung überwiegend mittelsteil in südliche Richtung und vereinzelt auch in nördliche Richtung. Die Gesteine fallen also regional gegen S ein, wodurch der Orthogneiskörper Burgfrieden und begleitende Paragesteine den Thurntaler Komplex tektonisch überlagern. Von Tschwabele gegen E kommt östliches Einfallen hinzu und zwischen Tschitscher und Schloss Bruck stellen sich bei stärkerer Verfaltung vorwiegend östliche und nördliche Fallrichtungen ein. Nordwestlich Leisach reicht die Tonalitintrusion Edenwald ins

Pustertal und durchsetzt den Thurntaler-Komplex diskordant.

Stark schwankende Lagerung in östliche bis nördliche Richtungen zeigen die verfalteten phyllonitischen Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes zwischen Schloss Bruck und Tschitscher. Zwei duktile Faltegenerationen sind zu unterscheiden, ältere Falten mit flach gegen ESE gerichteten Achsen und jüngere SW–NE-streichende Achsen. Die Axialebenen der älteren offenen Falten fallen steil in südliche Richtung und bei überprägten isoklinalen Falten können die Faltenachsen rotiert und ihre zur Schieferung parallelen Axialebenen steil nördlich gerichtet sein. Die jüngeren Falten sind immer offen, teilweise spitzwinkelig mit flach gegen SW oder NE gerichteten Achsen und Axialebenen steil gegen NW oder SE. Die Lagerung der kontaktmetamorphen Gesteine im Südosthang zwischen Tschwabele und Leisach schwankt ebenfalls deutlich zwischen mittelsteil nördlichen und östlichen und hinzu kommenden südlichen Richtungen, wobei die Intensität der Verfaltung geringer erscheint.

Die Tonalitintrusion Edenwald streicht zwischen Sternalm und Tschwabele ins Pustertal und spitzt im Graben östlich der Reiteralm aus. Dabei setzen sich aus dem Edenwald die diskordante WNW–ESE-Streichrichtung sowie die Durchträngung südwestlich der Intrusion fort, die bis südlich der Reiteralm reicht. Der Kontakthof erstreckt sich zwischen Leisach und östlich Tschitscher bis an den Hangfuß und lässt eine Fortsetzung des Tonalitkörpers unterhalb der Moränendecke in Richtung Tschwabele und Tschitscher vermuten. Anzumerken bleiben noch die Orientierungen der Semilamprophyre. Die beiden Gänge östlich der Intrusion streichen im Hang südlich Tschwabele steilsteil NW–SE und die Gänge südwestlich der Intrusion lagern subhorizontal.

Die Aufnahme von Strukturen ist im Pustertalhang im Gebiet Leisacher Alm – Leisach – Burgfrieden durch Bedeckung und Massenbewegungen etwas eingeschränkt. Die Gesteine des Thurntaler-Komplexes streichen vom Rücken südlich der Höhe 1990 m über Leisacher Alm und Reiteralm in Richtung Leisach. Bei regional mittelsteil südlicher Fallrichtung zeigt sich starke Streuung von Fallwert und Fallrichtung, wobei untergeordnet auch nordgerichtete Schieferungsflächen auftreten. Diese sind auf eine W–E-orientierte Faltung (mm- bis m-Dimension) mit subhorizontalen Achsen und mittelsteil nordgerichteten Axialebenen zurückzuführen. Diese Verfaltungen nehmen in Richtung des südlich überlagernden Deferegger Komplexes zu. Eine Falteninterferenz ist östlich der Höhe 1990 m bei der Bergstation des Skiliftes zu beobachten. Eine flach SE-gerichtete Falte mit mittelsteil südwestlicher Axialebene ist von einer Feinfältelung mit subhorizontal N–S-streichender Achse und steiler Axialebene überprägt.

Die Orthogneise von Burgfrieden und die nördlich unterlagernden Glimmerschiefer und Paragneise streichen vom Rücken nördlich der Höhe 1647 m über Gloriach nach Leisach-Gries. Wie im Thurntaler-Komplex herrschen mittelsteil südlich fallende Schieferungsflächen vor und dazu kommen mitunter nördliche. Verbreitet sind auch W–E-Faltenachsen, subhorizontal und mit mittelsteil N-fallenden Axialebenen. Anzumerken bleibt die geringere Streuung der Messwerte in diesem Kristallinkomplex und dass die W–E-Faltung im Orthogneiskörper durchwegs als Feinfältelung entwickelt ist. Im Orthogneis konnte sich auch ein älteres Strukturelement in Form einer Streckungslineation erhalten, jetzt flach gegen SSW bis SW einfallend.

An der Bundesstraße östlich Schloss Bruck zeigen Harnischflächen mit Kataklastiten, steilsteil NE–SW-streichend oder südwestlich einfallend, südwestlich abschließend Charakter. Vergleichbar orientierte Scherflächen finden sich auch im Graben nordwestlich Leisach-Gries.

Metamorphose und Deformation Pustertal

Im Pustertal westlich von Lienz überlagert ein dem Deferegger Komplex analoges Kristallin den Thurntaler-Komplex und wird daher dem Deferegger Komplex zugeordnet. Es zeigt sich eine kohärente metamorphe und strukturelle Entwicklung, wobei der Metamorphosepeak etwas differiert, mit Epidot-Amphibolitfazies im Thurntaler-Komplex und wahrscheinlich mittlerer Amphibolitfazies im Deferegger Komplex. Eine mylonitische Deformation führt anschließend an den Höhepunkt der Metamorphose zur Ausbildung von Isoklinalfalten, Streckungslinearen in den Orthogesteinen und dynamischer Rekristallisation der Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes zu phyllonitischen Glimmerschiefern.

Da der Thurntaler-Komplex nun im N von Deferegger Komplex unterlagert und im S von Deferegger Komplex überlagert wird, stellt sich die Frage, ob die beiden Komplexe miteinander verfaultet oder verschuppt sind. Zusätzlich zur kohärenten tektonometamorphen Entwicklung sind zwei Belege für eine duktile Einfaltung des tektonisch hängenden Thurntaler Komplexes anzuführen. Im zentralen Bereich des Thurntaler Komplexes, aufgeschlossen zwischen Schloss Bruck und Taxer, häufen sich SW–NE-streichende Falten, welche die älteren isoklinalen Falten überprägen. Westlich Leisach streichen entsprechende Falten W–E und im überlagernden Orthogneiskörper ist diese Deformation als Feinfältelung ausgebildet, welche die älteren Streckungslineare überprägt. Die Axialebenen dieser Faltegeneration lassen auf eine spitzwinkelige Einfaltung des Thurntaler-Komplexes schließen. Als zweiter Beleg sind die Streckungslineare im Burgfrieden-Orthogneis anzuführen. Im nördlichen Teil des Thurntaler-Komplexes und im nördlich unterlagernden Deferegger Komplex sind Streckungslineare generell nach SE gerichtet. Insofern weist die südwestliche Ausrichtung der Streckungslineare im südlichsten Orthogneis auf regional annähernd isoklinale Verfaltung. Verbunden mit dieser Verfaltung ist jedenfalls eine verbreitete Feinfältelung mit durchgreifender Chloritisierung unter Bedingungen der Grünschieferfazies, von der beide Komplexe erfasst wurden.

Die Tonalitintrusion bildet einen ausgedehnten Kontakthof in Hornfelsfazies mit initialer Aufschmelzung der Hornfelse am unmittelbaren Kontakt. Kennzeichnend für den ausspitzen Tonalitkörper sind ein stärker saurer und porphyrischer Charakter, Quarzadern und hydrothermale Alteration, womit sich das laterale Ende der Intrusion auch lithologisch abzeichnet.

Quartär Pustertal

Ausgedehnte Moräne und am Hangfuß angelagerte Eisrandsedimente charakterisieren die Hänge am Eingang ins Pustertal westlich Lienz. Größere von Bedeckung freie Gebiete sind im Bereich von Massenbewegungen und in Einzugsgebieten der Bäche.

Eine fein gegliederte Morphologie aus Moräne und Rundhöckern mit Gletscherschliffen setzt sich vom Iseltal kommend bis Taxer fort. Kritzer auf horizontalen wie vertikalen Gletscherschliffen sind WNW–ESE-orientiert und belegen die Formung dieses Bereiches durch den Gletscherstrom des Iseltales. Um Tschitscher und Tschwabele wird die Moränendecke mächtig und setzt sich nach W über die Sternalm hinauf zur weitgehend geschlossenen Moränendecke Leisacher Alm fort. Diese reicht den Hang nach SE bis zu den Quelltrichtern der Bäche bei Leisach und Leisach-Gries, nach S hinunter bis auf die Verflachung zwischen 1200 und 1300 m Seehöhe und nach W bis an die Kante zur Sackung Burgfrieden.

Zwischen Griebelhof und Leisach sind am Hangfuß Eisrandsedimente einer Vorläuferin der Drau erhalten. Bis etwa 800 m Seehöhe angelagert zeichnen sie sich durch einen signifikanten Anteil karbonatischer Komponenten

aus. Bei Leisach-Gries reichen die Eisrandsedimente, wahrscheinlich bedingt durch zusätzlich seitliche Schüttung bis 900 m Seehöhe. An junger Bedeckung sind die miteinander verzahnten Schwemmfächer von Leisach und Leisach-Gries zu nennen, deren Schüttung durch die tiefgründigen Auflockerungen um die Reiteralm verstärkt ist. Der Fächer Leisach-Gries überlagert Eisrandsedimente und weist eine Erosionskante zur Drau auf.

Massenbewegungen Pustertal

Die Sackung Burgfrieden stellt eine reife, den gesamten Pustertalhang erfassende Sackung dar. Sie setzt am Kamm knapp unter der Höhe 1990 m mit Zerreibungen und Abrissen an. Seitlich reichen Abrisslinien bis 1600 m Seehöhe, bis zur Pustertaler Höhenstraße verengt sich der Sackungskörper zunehmend und der Schwemmfächer Burgfrieden setzt an. Die talwärtige Einschnürung erfolgt durch den Orthogneiskörper Burgfrieden, der gegen die Sackung stabiler, nur randlich zerlegt wird und nordwestlich Burgfrieden die Sackung abriegelt. Innerhalb der Sackung kann die Auflockerung sehr unterschiedlich sein. Die Abrissbereiche zeigen tiefgreifende Zerlegung und besonders der Orthogneis ist bis in Blockwerk aufgelockert. In den Paragesteinen wechseln Bereiche im Verband (10 bis 100 m) mit völlig zerlegten beziehungsweise morphologisch steile mit flachen. Ab dem mittleren Teil der Sackung, bei den Almen Forchergasl und Hubergasl, tritt zusätzlich fluvial umgelagertes Material in Erscheinung.

Tiefgründige Auflockerung mit weitgehender Lösung des Gesteinsverbandes zeigen die Hänge westlich oberhalb und östlich unterhalb der Reiteralm. Die möglichen Abrissgebiete sind weitgehend durch Moräne bedeckt und so lassen sich Abrisslinien schwer lokalisieren. Dass auch in den Auflockerungszonen typische Sackungsstrukturen fehlen, kann auf die kompakte Lithologie der Hornfels-Gesteine zurückgehen. Jedenfalls haben die beiden Massenbewegungen die verzahnten Schwemmfächer Leisach und Leisach-Gries beliefert. Am Fuß der östlichen Auflockerung konnte sich zusätzlich ein Schuttkörper anhäufen, dafür sind dort keine Eisrandsedimente erhalten.

Hochstein – Böses Weibele

Vom Kamm Hochstein – Böses Weibele erstreckt sich der östliche Teil des Aufnahmegebietes nach S über die Almen bis in die Waldhänge um 1400 m und der westliche Teil bis zum Almsteig in 2000 m Seehöhe. Übernommen und geringfügig ergänzt wurde die quartärgeologische Kartierung von REITNER (2003) und einen ersten Überblick der kristallinen Gesteine gaben die Diplomkartierungen von GRUNDMANN (1989) und ZEHN (1989).

Lithologie Hochstein – Böses Weibele

Phyllonitische Glimmerschiefer und Quarzite des Thurntaler Komplexes sind in den Hängen südlich Hochstein aufgeschlossen. Westlich vom Markbach bis Böses Weibele bereichern Metaporphyroide und Amphibolite das lithologische Bild. Südlich Zimmerleiterkaser – Oberhecherkaser überlagern Paragesteine des Deferegger Komplexes, die wiederum im Rücken Oberburgfrieden vom Orthogneiskörper Burgfrieden überlagert sind.

Südlich vom Hochstein prägen silbrig- bis dunkelgraue phyllonitische Glimmerschiefer mit grauen Quarziten in mm- bis dm-Wechsellagerung das lithologische Bild. Mineralogisch sind die Gesteine ebenfalls einförmig, wobei sogar Granat rar ist. Am Kamm um den Hochstein finden sich Glimmerschiefer mit Plagioklasblasten und Biotit. Auch beim Gurterkaser und östlich Soldererkaser führen die Paragesteine reichlich Plagioklas und sind als quarzreiche Schiefergneise und gebänderte Paragneise anzusprechen. In diesen gneisigen Gesteinen und in Quarziten kann Hellglimmer und mitunter auch Biotit schuppig erhalten sein, als Hinweis auf schwächere dynamische Re-

kristallisation. Die Quarzmobilisate sind grau durchsetzt, ein Merkmal einer kühlen Deformation, das im gesamten Gebiet anzutreffen ist.

Zwischen Markbach und Böses Weibele bestimmen gleichfalls silbergraue phyllonitische Glimmerschiefer die Paragesteine. Quarzreiche Schiefer und Quarziten sind verbreitet, und Lithologien mit höherem Plagioklasgehalt, also Quarzgneise bis Paragneise, wiederholt anzutreffen. Ein Paragneis mit metablastischem Plagioklas, mylonitisch zu Porphyroklasten deformiert, ist am kleinen Rücken östlich Mairkaser aufgeschlossen. An der Kante zum Monstreitbach streicht von über 2400 bis unter 2300 m Seehöhe eine Lage Glimmerschiefer mit reichlich Granat. Die Paragesteine in unmittelbarer Wechselfolge mit Porphyroidgneis- und Amphibolitlagen sind wiederholt durch Chlorit grünlich gefärbt. Einige Meter mächtig können sich die Porphyroidgneise und -schiefer über wenige Meter bis ein wenige hundert Meter erstrecken. Diese leukokraten Orthogesteine sind bestimmt durch Plagioklas und Quarz, welche typisch rundliche Porphyroklasten bilden, und sie brechen plattig bis bankig. Vergesellschaftet sind Amphibolite, die in gleicher Mächtigkeit und Verbreitung feinkörnig, feingebändert oder mit Sprossung von Amphibol charakteristische Metabasitlagen im Thurntaler Komplex repräsentieren.

Die Paragesteine des Deferegger Komplexes setzen sich aus vergrünten Zweiglimmerschiefern, Schiefergneisen und Paragneisen zusammen, wiederholt mit Quarzbetonten Lagen bis hin zu Quarziten. Südwestlich vom Zimmerleiterkaser werden die Paragesteine vom hellen Muskovit-Orthoaugengneis Burgfrieden überlagert, der dem Deferegger Komplex angehört. Die Lithologie dieses homogenen Orthogneiskörpers wurde bereits im Abschnitt „Pustertal – Lienz bis Burgfrieden“ detailliert beschrieben.

Strukturen Hochstein – Böses Weibele

Die Gesteine des Thurntaler-Komplexes streichen um den Hochstein W–E und die Lagerung ist flach südgerichtet mit untergeordnet östlich bis nordöstlichem Einfallen. Vom Kamm Höhe 2225 m – Böses Weibele bis zum Almsteig Dörfler Alm – Mairkaser dominiert bei WSW–ESE-Streichen mittelsteil südöstliches Einfallen.

Südlich vom Kamm Hochstein – Höhe 2225 m lassen im Quellgebiet von Filgisbach und Markbach Sackungen keine durchgehende Strukturtaufnahme zu. Bei W–E-Streichrichtung und regional südgerichteter Lagerung wird der Thurntaler-Komplex südlich Zimmerleiterkaser und Oberhecherkaser von Deferegger Komplex überlagert. Die Schieferungsflächen fallen in beiden Komplexen mittel bis steil in südliche Richtungen und mitunter in nördliche.

Die Faltenachsen der Faltung mit Bildung der Hauptschieferung sind variabel, flach nach WNW gerichtet oder steil nach SW, die zugehörigen Axialebenen flach nach WNW und mittel nach NE beziehungsweise steil gegen SW. Im Filgisbachgraben wird die Hauptschieferung im Thurntaler-Komplex durch W–E-Falten in Meterdimension verfaltet, mit Axialebenen mittel gegen N einfallend. Diese Deformation kann für die im südlichen Thurntaler und im überlagernden Deferegger Komplex mitunter auftretenden nördlichen Fallrichtungen verantwortlich sein. In beiden Komplexen treten duktile Falten quer zum Streichen auf, subhorizontal N–S-streichend und mit Axialebenen mittel gegen E oder steil gegen W gerichtet.

Störungen mit dm-Kluftletten sind um die Bründleralm und im Markbachgraben aufgeschlossen. Ein Zulauf des Markbaches folgt östlich der Bründleralm einer über einen halben Kilometer verfolgbarer Störung, die auch am Sporn zum Monstreitbach westlich der Bründleralm erkennbar ist. Im Bachbett ist eine Störungsfläche mit 20 cm Kluftletten und 30° gegen NE einfallend aufgeschlossen. In den glazial geformten Felsrippen weiter südöstlich weist eine kurze

Parallelstörung auf dextral abschiebende Versetzung dieser NW–ESE-streichenden Störungen. Den oberen Markbachgraben durchsetzt eine NW–SE-Störung, mittel gegen SW einfallend und ebenfalls mit Kluffletten. Synthetische Riedelflächen weisen auf sinistral aufschiebenden Charakter.

Metamorphose und Deformation

Hochstein – Böses Weibele

Der Thurntaler-Komplex, lithologisch gekennzeichnet durch phyllonitische Glimmerschiefer mit grauen Quarzittagen und Einlagerungen von Porphyroidgneis und Amphibolit, wird überlagert von Paragesteinen des Deferegger Komplexes und vom Burgfrieden-Orthogneiskörper. Am Höhepunkt der Metamorphose war im Thurntaler-Komplex Granat und Biotit stabil und Plagioklas rekristallisierte metablastisch. Der Deferegger Komplex wirkt auf Grund von Korngröße und Plagioklasgehalt etwas höher metamorph, es konnten im kartierten Gebiet aber keine Indexminerale zusätzlich zu Biotit und Granat festgestellt werden.

Eine penetrativ mylonitische Deformation erfasst beide Komplexe, dabei wird Granat teilweise resorbiert, Biotit chloritisiert und Hellglimmer intensiv dynamisch rekristallisiert. Es entstehen die für den Thurntaler-Komplex charakteristischen phyllonitischen Glimmerschiefer und in den Orthogesteinen entwickelte sich eine penetrative Schieferung mit deutlicher Streckungslineation. Überprägt wird dieses Gefüge durch eine grünschieferfazielle Feinfältelung, bei der Granat und Biotit chloritisieren und Hellglimmer kaum rekristallisiert. Regional zeigt sich diese Deformation im südlichen Teil des Thurntaler und im überlagernden Deferegger Komplex am stärksten. Diese Deformation kann der W–E-gerichteten Einfaltung vom Thurntaler in den Deferegger Komplex zugeordnet werden. Schließlich verweisen vereinzelt N–S-gerichtete Falten, quer zum regionalen Streichen, entweder auf Falteninterferenz oder weitere duktile Deformation.

Quartär Hochstein – Böses Weibele

Südlich vom Kamm Hochstein – Böses Weibele erstreckt sich eine sanft wellige Rundhöckermorphologie. Die Rund-

höcker sind wegen flacher Lagerung und geringer Härte der Glimmerschiefer schwach entwickelt und zusätzlich tief durchwittert, sodass lokale Moränenstreu von Verwitterungsschutt schwer abzutrennen ist. Kleinräumige Moränenbedeckung ist in den oberen Einzugsgebieten der Bäche erhalten, östlich Zimmerleiterkaser, östlich Lanerkaser und am Markbach unter 2100 m Seehöhe.

Am Markbach sind zusätzlich die höchstgelegenen Eisrandsedimente erhalten. Polymiktes lokales Schuttmaterial mit hohem Feinkornanteil formt einen terrassenartigen Staukörper mit einer Kante bei 2120 m. Mächtige und ausgedehnte Eisrandsedimente sind am Rücken zwischen Markbach und Filgisbach von 1900 m hinunter bis Bannberg angehäuft. Östlich vom Filgisbach finden sich Reste dieser Eisrandablagerungen zwischen Zimmerleiterkaser und der Höhe 1647 m.

Massenbewegungen Hochstein – Böses Weibele

Die Quelltrichter von Filgisbach, Markbach und Romenurbach sind durch Sackungen charakterisiert, begleitet von Kippungen und umrahmt von Zerreißen. Beim Filgisbach sackt die westliche Hälfte vom Gurterkaser weg vollständig in den Bachgraben. Der östliche Ast des Markbaches entspringt in den Sackungen um den Gollerkaser, die sich, von Antithetern umgeben, aus Kippungen heraus entwickelt haben. Der Haupteinschnitt des Markbaches erscheint etwas stabiler, mit kleinen Sackungen in den Graben südlich der Höhe 1997 m und markanter Kippung im Osthang von 2100 m Seehöhe zum Bach hin. Von diesem Rücken ist wiederum nach W eine geschlossene Sackungsmasse über die Dörfler Alm zum Romenurbach abgesetzt. Der Quelltrichter vom Romenurbach entwässert die deutlich größere Sackung Bründleralm, deren Abrisse hinaufreichen bis zum Rastl. Im östlichen Teil, einem durchgreifend aufgelockerten Sackungskörper, zeigen Abrisslinien und Antitheter im westlichen Teil ein initiales Auflockerungsbild.

Generell umrahmen Zerrspalten die Sackungen der Quelltrichter und besonders betreffen sie die Rücken dazwischen.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Ostalpinen Kristallin der Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

BERNHARD SCHULZ, ELLEN BUSER, CLAUDIA HILDEBRANDT,
DOREEN RÖSSLER & FRAUKE SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Eine Arbeitsgruppe des Instituts für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg und des Instituts für Geologie der TU Bergakademie Freiberg führte im Sommer 2002 geologische Aufnahmen auf Blatt ÖK 180 Winklern durch.

Die Kartierungen erfassen den nördlichen Teil des ostalpinen Kristallins der Kreuzeckgruppe. Das aufgenommene Gebiet wird im NW durch die Möll im Talabschnitt zwischen Lamnitz und Stall begrenzt; die Ostgrenze bildet der Wöllabach bis Wöllatratzen; das Gebiet reicht im SW bis an den Lamnitzbach und nach S bis an den Gipfelbereich von Törlkopf und Kl. Griedelkopf.

Vom Talboden der Möll und des Wöllabachs bis über die Waldgrenze und etwa 2300 m stehen sehr monotone Biotit-Paragneise, Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und phyllitische Glimmerschiefer an. Wechsellagerungen dieser Gesteine im m- und dm-Bereich sind häufig und in der Karte nicht mehr darstellbar; bereichsweise ließen sich aber auch größere Flächen dieser Lithotypen kartieren. Um den Fürstkopf im N ziehen sich Granat-Glimmerschiefer. Dickbankige und oftmals quarzitisches Paragneise liegen im steilen W-Hang des Wöllabachs und im unteren Teil des SE-Hangs des Mölltals. Dort lassen sie sich bis zum Latzendorfer Bach verfolgen, werden aber nach SW hin zunehmend von Glimmerschiefern und phyllitischen Glimmerschiefern sowie kleineren Bereichen mit granatführenden Glimmerschiefern abgelöst. Im oberen Teil des SE-Hangs der Möll dominieren oberhalb der Waldgrenze die phyllitischen Glimmerschiefer.

Im liegenden Teil dieser Metapsammopelit-Serie sind nur sehr selten Einlagerungen anderer Gesteinshorizonte zu finden, so ein Amphibolit unterhalb des Fürstkopfes und ein Quarzitgneis bei 1300 m am Forstweg zur Fürstalm.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [143](#)

Autor(en)/Author(s): Linner Manfred

Artikel/Article: [Bericht 2002 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen auf Blatt 179 Lienz 493](#)