

#### Set (a)

Zu Set (a) sind ENE–WSW-streichende senkrechte Harnischflächen und Joints mit einem seitenverschiebenden, sinistralen Linear zu rechnen. Diese Flächen sind im ganzen kartierten Bereich vorhanden. Zu diesem Set ist die oben beschriebene Störungszone zu rechnen. Einzelne, über hunderte Meter verfolgbare Störungen im Dezimeter- bis Meter-Bereich streichen ESE–WNW und zeigen sowohl sinistralen wie auch dextralen Versatz. Diese Störungszonen und damit die Lokalisierung der Verformung ist an steile, E–W-streichende F3-Faltenschenkel gebunden, wo es für diesen, ebenfalls annähernd E–W-streichenden Set den geringsten Widerstand gibt.

Möglicherweise stellen die dextralen ESE–WNW-streichenden und sinistralen ENE–WSW-streichende Flächen ein konjugierte System dar, was aber aufgrund der fehlenden Altersrelation im derzeitigen Stadium nicht überprüfbar ist. Da die größeren Störungszonen dieses Stes auch noch duktile Strukturen wie SCC'-Gefüge und Scherbänder zeigen, ist anzunehmen, dass Set (a) das älteste Element der spröden Strukturen ist. Da aber keine direkten Überschneidungskriterien beobachtet wurden, ist es schwierig, diese Altersrelation zu belegen.

#### Set (b)

Den zweiten Set bildet eine vertikale bis steile nach Ost und West einfallende Kluftschär, die häufig mit Chlorit verfüllt ist und sowohl einen seitenverschiebenden sinistralen als auch dextralen Versatz aufweist.

Dieser Set hat keine diskrete Scherzone entwickelt sondern ist mehr oder weniger homogen über das gesamte Kartierungsgebiet verbreitet. An einzelnen Stellen können im Meter-Bereich lokal gehäuft Joint und Harnischflächen auftreten.

#### Set (c)

Eine weitere Beobachtung von spröder Deformation, die nicht einem dieser beiden Sets zuordenbar ist, stammt von ausserhalb des kartierten Bereiches (nördlich der Hohen Warte an der Gemmerwand), wo eine über mehrere hundert Meter verfolgbare, flach nach Norden einfallende cm–dm-mächtige Überschiebung in den Quarzphylliten der Glockner Decke alle duktilen Strukturen abschneidet. An einer Rampe bildet die Überschiebung Duplexe, die den Schersinn anzeigen: Top nach Süden. Die zeitliche Relation dieser Struktur zu den beiden anderen spröden Sets ist im jetzigen Stadium nicht zu bestimmen.

## Blatt 179 Lienz

### **Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin am Nordrand der Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz**

MANFRED LINNER

Am Fuß des Rauchkofels, südlich von Lienz, sind in dem glazial geformten Rücken südlich von Tristach auch kristalline Gesteine aufgeschlossen. Dabei sind ein Kristallinkomplex aus Paragesteinen, der sich vom Tristacher See bis zur Freundwiese erstreckt, und die Orthogneise bei Ulrichsbichl zu unterscheiden. Dazwischen sind mesozoische Formationen aufgeschlossen.

Von diesem Gebiet liegen Diplomkartierungen der RWTH Aachen von W. BAUER (1990) und MUSCIO (1991) vor, sowie eine anschließende Bearbeitung des Kristallins durch W. BAUER & P. BAUER (1993). Eine quartärgeologische Kartierung hat REITNER (2003) durchgeführt. Nun wurden Übersichtsbegehungen durchgeführt, um die beiden Kristallinkomplexe mit jenen der südöstlichen Defereger Alpen zu vergleichen.

#### **Tristach-Komplex**

Der Komplex aus Paragesteinen befindet sich südöstlich von Tristach, zudem weitgehend am Gemeindegebiet von Tristach und wird im Folgenden als Tristach-Komplex bezeichnet. Für die Übersichtsbegehungen wurden gut und relativ frisch aufgeschlossene Bereiche ausgewählt, entlang der Straße zum Tristacher See und dem Forstweg südöstlich der Buchwiese. Weiters wurde am Hangfuß beim Sportplatz Tristacher See der Kontakt zwischen dem Tristach-Komplex und Alpiner-Buntsandstein-Formation (PROBST et al., 2003) aufgesucht.

Silbriggraue bis teilweise graugrünliche Glimmerschiefer und hellgraue, meist Quarz-betonte Paragneise in dm- bis m-Wechselfolge bilden eine insgesamt einförmige wie homogene Lithologie. Granat mit bis 2 mm Korngröße ist verbreitet, im Dünnschliff sind sigmoidale Einschlusszüge und partielle Resorption zu beobachten. Muskovit und Biotit sind vor allem in quarzreichen Paragesteinen schuppig ausgebildet. In den Glimmerschiefern bilden die Glimmer ein makroskopisch nicht auflösbares, feinstschuppiges Gemenge mit Chlorit, der zur Paragenese gehört. Offensichtlich ist Plagioklas in den Paragneisen enthalten und gleichfalls feinkörnig in den Glimmerschiefern. Typisch sind auch grafitisches Pigment und akzessorisch beigemengter, feinkörniger Turmalin.

Die Paragesteine streichen regional WSW–ENE, mit steilem Einfallen in nördliche oder südliche Richtung. In Paragneisen ist bei gleicher Streichrichtung auch flache Lagerung zu beobachten. Zwei Falten-generationen sind entwickelt, eine ältere isoklinale Faltung und eine jüngere offene Faltung. Die ältere Faltung ist bevorzugt in Paragneisen erhalten, mit cm- bis dm-Falten mit NE–SW-Faltenachsen und Achsenebenen parallel zur Schieferung. Im Dünnschliff zeigt diese Deformation in Glimmerschiefern eine Feinfältelung mit Achsenebenenschieferung oder ein S-C-Gefüge, wobei diese älteren Gefüge weitgehend rekrystallisiert sind.

Die jüngere Faltung zeigt sich mit offenen dm-Falten und einer Feinfältelung mit subhorizontalen WSW–ENE-Achsen bei steil nord- oder südgerichteten Achsenebenen. In Glimmerschiefern ist eine Achsenebenenschieferung ausgebildet. Die feinstschuppigen Hellglimmer sind nach dieser Deformation nicht mehr rekrystallisiert. Glimmerreiche Gneise dokumentieren die Überprägung der älteren Faltung durch diese Feinfältelung im Handstück wie im Dünnschliff recht eindrücklich. Die Faltenachsen und Achsenebenen der jüngeren Faltung erscheinen parallel zur regio-

nalen Streichrichtung beziehungsweise Lagerung der Glimmerschiefer.

Die Abfolge Metamorphose und Deformation beginnt mit syndeforimativer Granatbildung. Bei der folgenden Deformation, verbunden mit isoklinaler Faltung wird Granat teilweise resorbiert und die Rekristallisation überdauert die Deformation. Da Granat verbreitet ist, Chlorit in den Paragenesen durchgehend stabil erscheint und Plagioklas auch in Glimmerschiefer deutlich ist, lässt sich der maximale Grad der Metamorphose auf unterste Amphibolitfazies abschätzen. Überprägend zeigt sich eine WSW–ENE-orientierte Faltung mit Achsenebenenschieferung in Glimmerschiefer, wobei die Hellglimmer nicht mehr rekristallisieren. Diese Deformation bestimmt maßgeblich lokale wie regionale Lagerung.

Ein Vergleich von Tristach-Komplex mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen, Thurntaler- und Deferegger-Komplex, ergibt folgende Relationen. Der Tristach-Komplex führt im Gegensatz zum Thurntaler-Komplex keine Porphyroidschiefer und Amphibolitlagen, wie sie im Thurntaler-Komplex, beispielsweise südlich Böses Weibele, verbreitet sind. Hingegen zeichnet sich der Deferegger-Komplex als einförmige Wechselfolge mit Glimmerschiefern und Paragneisen aus, darin größere Züge Orthogneis am Rotstein und bei Burgfrieden. Die Paragesteine des Tristach-Komplexes sind dabei am Besten dem hangenden Bereich des Deferegger-Komplexes vergleichbar, aufgeschlossen zum Beispiel nördlich Böses Weibele und im Pustertal um Bannberg. Orthogneise sind jedoch im Tristach-Komplex nicht aufgeschlossen.

Vom Mineralbestand und Grad der Metamorphose zeigt sich ebenfalls eine enge Übereinstimmung mit dem hangenden Deferegger-Komplex, also Granat in Paragenese mit Biotit, Chlorit und Hellglimmern. Diese Vergesellschaftung entspricht etwa der untersten Amphibolitfazies, insofern werden diese Paragenesen im Deferegger-Komplex auch von Paragesteinen mit Staurolith unterlagert. Die Metamorphose im Thurntaler-Komplex erscheint etwas geringer, der Epidot-Amphibolit-Fazies zuzuordnen. Ein Vergleich der Strukturen zeigt eine vergleichbare Abfolge im Deferegger-Komplex, wobei eine rekristallisierte ältere Schieferung mit Isoklinalfalten durch eine W–E-gerichtete Faltung mit steilen Achsenebenen überprägt wird. Diese jüngere Deformation ist im südlichen Deferegger-Komplex am stärksten dort entwickelt, wo Thurntaler als Synform in den Deferegger-Komplex eingefaltet ist. Insgesamt ist der Tristach-Komplex im Vergleich mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen also am ähnlichsten dem hangendsten Deferegger-Komplex. Dazu ist einzuschränken, dass vom Tristach-Komplex bislang keine Altersdaten vorliegen und zu ergänzen, dass zur regionalen Parallelisierung auch die kristallinen Gesteinskomplexe der östlichen Kreuzeckgruppe und im Gailtal in Betracht zu ziehen sind. Jedenfalls völlig verschieden ist der Tristach-Komplex zum Prijakt-Polinik-Komplex der südlichen Schobergruppe.

Anzufügen bleiben noch die Aufnahmen zu einer Störung im Tristach-Komplex und der Störung am Kontakt zur Alpen-Buntsandstein-Formation. Eine bislang nicht kartierte obwohl morphologisch auffällige Störung streicht vom Strandbad Tristacher See bis Bad Junbrunn in WSW–ENE-Richtung und begrenzt damit den Rücken Heimwälder im Südosten. Die Aufschlüsse an der Straße zum Tristacher See zeigen subvertikale Harnischflächen mit schwarzem Kataklastit. Die Striemung ist flach ENE-fallend und der Bewegungssinn sinistral. Am Hangfuß südlich vom Sportplatz Tristach grenzt Tristach-Komplex entlang einer kataklastischen Scherzone an Alpine-Buntsandstein-Formation. Die vertikale Scherzone, am Weg in die Heimwälder aufgeschlossen, streicht SW–NE mit flach NE-gerichteter Striemung und es ist ebenfalls sinistrale Versetzung angezeigt. Bei der westlichen Kehre des Weges ist

die Scherzone durch überschiebende Bewegung des Tristach-Komplexes überprägt. Harnischflächen und Striemungen fallen mittelsteil gegen SE ein. Regional betrachtet können die beiden Störungen mit der sinistralen Drautal-Störung in Zusammenhang stehen, die jüngere Aufschiebung vom Tristach-Komplex mit einer Einengung der Lienzer Dolomiten.

### **Orthogneis Ulrichsbichl**

Der Orthogneiskörper bei Ulrichsbichl wurde von W. BAUER & P. BAUER (1993) mit dem Orthogneiskörper Burgfrieden parallelisiert und eine sinistrale Versetzung um 3 bis 4 km durch die Drautal-Störung abgeleitet. Lithologie und Strukturen der beiden Vorkommen stimmen sehr gut überein, und da der Burgfrieden-Orthogneis lithostratigraphisch einen Teil des Deferegger-Komplexes darstellt, gehört somit der Orthogneis Ulrichsbichl ebenfalls dazu. Im Folgenden werden kurz die Aufnahmen der Übersichtsbegehung bei der Kirche Ulrichsbichl und im Lawitschgraben, östlich von Ulrichsbichl, zusammengefasst.

Die Muskovit-Orthogneise sind durchgehend helle Gesteine, mittel- bis grobkörnig und infolge ausgeprägter Deformation oft mit Augentextur. Charakteristisch sind reichlich Kalifeldspat und mitunter schuppiger Muskovit. Infolge einer durchgreifenden kataklastischen Zerrüttung sind die Orthogneise beigegrau und brüchig. Bei steil süd- bis südöstlichem Einfallen weist die Streckungslineation flach gegen Ostnordosten. Überprägt ist dieses straffe Gefüge durch eine offene Feinfältelung mit mittelsteil E-gerichteten Faltenachsen und steilen Achsenebenen. Im Vergleich dieser Strukturen mit dem Orthogneis Burgfrieden, wo südgerichtete Lagerung im liegenden Teil zwischen Kerschbaumer und der Höhe 1647 m vorherrscht, ergibt sich der Anhaltspunkt, dass der steilstehende Orthogneisblock Ulrichsbichl im Zuge der sinistralen Verschiebung an der Drautal-Störung im Uhrzeigersinn rotiert ist. Dabei können Streckungslineare und Faltenachsen, die im Burgfrieden-Orthogneis südwestlich einfallen beziehungsweise horizontal W–E streichen, in östliche Richtung gedreht worden sein. Neben der verbreitet kataklastischen Beanspruchung zeigen die Orthogneise bei der Kirche Ulrichsbichl mit protomylonitischen und kataklastischen Deformationsgefügen einerseits die Nähe der Drautal-Störung und andererseits deren Aktivität im Grenzbereich duktil-spröde an.

## **Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz**

WOLFGANG PAVLIK

Arbeitsschwerpunkt im laufenden Jahr waren Revisionsbegehungen auf Blatt 179.

Im Bereich nordöstlich Rossboden reicht die Jura-Kreide-Mulde bis knapp unterhalb 1300m. Die Felsen oberhalb der Forststraße im Graben zwischen 1260 und 1270m bestehen aus Steinplattekalk. Die Rotkalke streichen fast parallel zur oberen Forststraße. Die Felsrippen werden überwiegend von Steinplattekalk aufgebaut. Bei der Kehre ist noch ein schmaler Streifen Schrambachschichten aufgeschlossen. Die Nordflanke des Roßbodens, unterhalb des Wiesenareals, ist als stark aufgelockerter Felsbereich mit Übergängen zu Blockfeldern zu interpretieren. Dieses Areal wird überwiegend von Steinplattekalken und Lavanter Brekzie gebildet.

Die Seefelder Schichten beim Lavanter Altalpl lassen sich als schmale Züge auskartieren.

Im Graben nördlich der Kehre bei 970m ist an der Forststraße westlich Forellenhof südlich Lavant ein schmaler