

gneiszug ist westlich und südlich von Göriach kartiert worden. Der mächtige Glimmerschieferzug bei der Schlaitener Alm im Südteil führt wie im westlichen Nachbargebiet neben Granat an mehreren Stellen ebenfalls Staurolith. Ein schmaler Zug aus grauem, feinkörnigem, schwach metamorphem Kalk ist west-südwestlich von Göriach über eine Länge von fast 1 km kartiert worden. Er wird direkt im Hangenden von einem Pegmatit und im Liegenden von einer Mylonitzone begleitet und markiert vermutlich die DAV. Zwei kleinere stockförmige Tonalitvorkommen sind ca. 1,5 km südwestlich von Göriach zu beiden Seiten des Göriacher Bachs angetroffen worden. Nördlich davon treten im Bachbett des Göriacher Bachs Hinweise auf eine Sulfidvererzung (große Blöcke mit Arsenkies?) auf.

Gebiet südwestlich Schlaiten

(A. VOSS)

Auch in diesem Gebiet wird vermutlich der Verlauf der DAV durch einen schmalen Zug von schwach metamorphem grauem, feinkörnigem Kalk angezeigt. Dieser Gesteinszug ist, wiederum mit Pegmatit im Hangenden und Phylloniten im Liegenden, ca. 0,5 km südlich von Schlaiten hier auf fast 1,5 km Länge kartiert worden. Der Pegmatit führt große schwarze Turmaline. Bei den Parametamorphiten überwiegen gegenüber den Paragneisen in diesem Kartiergebiet deutlich die Glimmerschiefer. Sie führen neben Granat nur an wenigen Stellen auch Staurolith.

Die im letzten Jahr begonnenen strukturgeologischen Untersuchungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex wurden fortgesetzt (siehe auch Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin auf Blatt 179 Lienz). An neueren Erkenntnissen aus Gelände- und Laborarbeiten sind folgende anzuführen.

Die bisherigen Quarz- und Mikrogefügeuntersuchungen an Proben aus dem Grenzbereich zwischen Thurntaler Quarzphyllit und dem Altkristallin zeigen, daß es sich bei dieser tektonischen Grenze im Untersuchungsgebiet nicht um eine, wie angenommen relativ eng abgrenzbare Fuge, sondern wohl doch um eine weit mächtigere Scherzone handelt. Die vorjährigen Profile wurden daher um einige Hundertmeter nach NW bzw. nach SE hin verlängert. Die Grenzen zu den Altkristallinvorkommen innerhalb des Thurntaler Quarzphyllits dagegen sind des öfteren mit niedrig- und höherentemperaturierten, duktil verformten Myloniten besetzt. Das Mikro- und Makrogefüge dieser tektonischen Gesteinszüge weist auf eine tektonische Platznahme dieser Altkristallinvorkommen aus südöstlichen Richtungen hin. Über die bereits bekannten, meist größeren Para- und Orthogneiskomplexe hinaus konnten noch zahlreiche kleinere Kristallinschuppen vom Quarzphyllit abgegrenzt werden.

In den Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllits lassen sich fünf Deformationen (D_1 – D_5), vermutlich durch variskische und alpidische Orogenesen bewirkt, belegen. Im gesamten Aufnahmsgebiet weisen die s_1 -parallelen Quarzgänge in den Metapeliten und Metavulkaniten auf eine erste Deformation (D_1) hin. Die zweite Deformation (D_2), welche die Hauptgefügeprägung darstellt, erzeugte eine enge bis isoklinale Verfallung dieser Quarzexsudate im cm-Bereich, die Anlage einer Crenulationschieferung der pelitischen Lagen im Scheitelbereich der B_1 -Falten und einen großräumigen isoklinalen Fal-

tenbau im km-Bereich. Auf der Hochalm Compedal sowie am südlichen Hang des Bösen Weibeles, zwischen dem eigentlichen Altkristallin im Norden und den größeren Kristallinschuppen im Süden, läßt sich anhand der Ausbisse von gut korrelierbaren Metavulkaniteinschaltungen (Porphyroide und Grünschiefer) ein WSW–ENE-streichender, NNW- vergenter isoklinaler Muldenbau nachweisen. Parallel zu den B_2 - Achsen liegt eine Streckungslineation (str_2). Die Hauptschieferung s_2 hat überwiegend ein steiles bis mittelsteiles Einfallen nach SSE. Die tektonische Platznahme der in den Quarzphyllitkomplex eingeschuppten Kristallinkomplexe geht mit der Hauptdeformationsphase D_2 einher. Sie erzeugte in den Gneisen bereichsweise eine intensive Gesteinszerscherung und an der Basis der Überschiebungsbahnen die Anlage von mylonitischen s- Flächen. D_2 fand unter grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bedingungen statt und ist damit wie die Hauptmetamorphose variskisch einzustufen. Inwieweit diese Hauptdeformationsphase noch in einzelne Deformationsakte zu untergliedern ist, bleibt vorerst offen. Von den folgenden Deformationsphasen, deren zeitliche Einstufung ungesichert ist, sind die Gesteine beider Baueinheiten betroffen. Das häufige, insbesondere in der Nähe der Kristallinschuppen zu beobachtende, z.T. recht großräumige Abweichen der planaren und linearen Hauptgefügeelemente innerhalb des Quarzphyllitkomplexes wird als Hinweis auf eine dritte Deformation (D_3) angesehen. Die im Laufe von D_2 angelegten Überschiebungsbahnen werden flachwellig mit Amplituden im 100m- Bereich verfalltet. In kleineren, stärker deformierten Orthogneisschuppen im Bereich der Hochsteinhütte liegt s postmylonitisch im cm-Bereich offen bis eng verfalltet vor. Während die B_3 -Achsen im Altkristallin homoachsal zu B_2 liegen, bewirkte D_3 in den Metapeliten des Quarzphyllits eine Überfaltung der B_2 -Achsen um mittelsteile B_3 -Achsen. Die mittelsteilen B_3 - Achsen zeigen wiederum stark wechselnde Eintauchrichtungen und sind bereits im cm–m-Bereich nicht-zylindrisch ausgebildet. Östlich des Wilferner Tals lassen sich in den bewaldeten Hängen oberhalb der Pustertaler Höhenstraße zahlreiche E-W streichende, steilstehende, über wenige 100 m zu verfolgende Störungen auskartieren, deren Kinematik bisher noch unklar ist. Im Umfeld dieser Störungen führte diese, im Grenzbereich zwischen spröder und niedrigtemperaturierter duktiler Deformation einzuordnende Deformation D_4 zu einer ebenfalls E–W-streichenden Dehnungsschieferung. Als finaler Deformationsprozeß D_5 wird die Anlage von überwiegend NNW-SSE streichenden Transversalstörungen mit geringen horizontalen Versatzbeträgen angesehen.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 180 Winklern und 197 Kötschach

Von JOACHIM BLAU, WOLFRAM BLIND & THOMAS SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet umfaßt den Bereich zwischen Stadelwiese im N und Tscheltscher Berg/Schartenalm im

S. Die Westgrenze wird in etwa von einer Linie Klausel/Rudnickofel gebildet, Ostgrenze ist der Bereich Kolbner Spitz – Villa Weinberg.

Die vorrangigen Ziele der diesjährigen Aufnahmeaktivität waren:

- 1) Die nochmalige Begehung der Stadelwiese und die Untersuchung der hier vorliegenden Breccien.
- 2) Die Aufnahme des Verlaufes des Pirkner Bruches.
- 3) Die Klärung der Lagerungsverhältnisse der Kössener Schichten in Zusammenhang mit ihrer abnormen Mächtigkeit.

Wettersteindolomit

Das stratigraphisch älteste Schichtglied im Aufnahmegebiet sind die Plattendolomite aus dem Hangenden des Wettersteindolomits. Gute Aufschlüsse finden sich an den Forstwegen an der Nordflanke des Pirkner Tales. Es handelt sich um gutgebankte ebenflächige Dolomite. Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 10 cm und 1 m, wobei dünnere Bänke überwiegen. Im Bruch sind sie z.T. zuckerkörnig und können dann dem Hauptdolomit sehr ähnlich sein. Charakteristisch jedoch sind sehr feinkörnige glatt brechende Dolomite wie sie im Hauptdolomit nicht gefunden werden.

Raibler Schichten

Bei der Begehung des Bereiches Stadelwiese zeigte sich, daß dieser Bereich bereits von SCHLAGER (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1963) sehr gut aufgenommen wurde. Insbesondere der Verlauf der Raibler Schichten wurde von diesem Autor in unsere Karte übernommen. Darüber hinaus wurden aus Raibler Karbonaten Proben zur Mikrofaunenanalyse entnommen. Diese Proben ergaben eine kleine Fauna mit

Aulotortus sinuosus

Aulotortus tumidus

Aulotortus friedli

Gsollbergella spiroloculiformis.

Insbesondere das Auftreten der letztgenannten Form ist bezeichnend, diese ist nach ORAVECZ-SCHEFFER (1987) leitend für das Karn. Eine weitergehende Analyse der Fauna durch M. SENFF (Gießen) ist in Vorbereitung.

Hauptdolomit

Mit SCHLAGER (1963) gliedern wir den Hauptdolomit in liegende Plattendolomite, massigen mittleren Hauptdolomit und Seefelder Fazies. Die liegenden Plattendolomite sind im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen.

Typische dickbankige Dolomite aus dem mittleren Hauptdolomit sind lediglich im Bereich der Schartenalm und der Umgebung der Stadelwiese aufgeschlossen.

Im Bereich des Pirkner Baches liegt der Hauptdolomit in Seefelder Fazies (sensu SCHLAGER, 1963) vor. Diese ist charakterisiert durch bituminöse, gut geschichtete, plattige Dolomite, denen geringmächtige bituminöse blättrige Mergel zwischenlagern. Seltener finden sich zwischengeschaltete mikritische Kalkbänke.

Die Abgrenzung zum liegenden dickgebankten Hauptdolomit bereitet keine Schwierigkeiten. Am Forstweg von der Schartenalm zum Pirkner Bach liegt diese Grenze in der ersten Kehre nach dem Joch. Weiter wegabwärts steht durchweg Hauptdolomit in Seefelder Fazies an.

Die Seefelder Fazies zeigt hier eine andere Ausbildung als etwa im Bereich der Amlacher Wiesen Mulde

(BLAU, BLIND & SCHMIDT, Bericht 1988), wo sie durch mächtige Mergelhorizonte gekennzeichnet sind.

Plattenkalk

Der Plattenkalk entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus der Seefelder Fazies des oberen Hauptdolomits. SCHLAGER (1963) legte die Untergrenze des Plattenkalks auf das Erscheinen der ersten Kalkbänke. Diese Abtrennung erscheint uns wenig praktikabel, da bereits in der Seefelder Fazies Kalkbänke auftreten und dieser Bereich demzufolge schon zum Plattenkalk gerechnet werden müßte. Aus diesem Grund haben wir die Liegendgrenze des Plattenkalks dort gezogen, wo keine mächtigeren Lagen von bituminösen Mergeln mehr auftreten. Insgesamt bleibt die Abtrennung aber auch damit subjektiv und wenig befriedigend.

Der Plattenkalk stellt eine Wechselfolge von bis zu ca. 10 m mächtigen plattigen Kalkpaketen, dünnen Mergellagen und Dolomiten dar.

Die Kalke sind im Anschlag dunkelgrau, z.T. laminiert und haben einen bituminösen Geruch. Ihre Korngröße liegt im Mikritbereich. Bankfugen sind z.T. stylolithisch überprägt. Seltener sind papierdünn aufspaltende Partien.

Die Dolomite sind hellgrau, leicht zuckerkörnig und bilden Schichtstöße von ca. 1,5 m bis 7 m Mächtigkeit. Die Bankmächtigkeiten reichen von 10 cm bis 1,5 m. Charakteristisch für den Plattenkalk ist das Auftreten von sedimentären Breccien, die auf Debrite zurückgeführt werden. Zuweilen treten auch syndimentäre Rutschfalten (slumps) auf. Diese Breccien sind sicherlich als erste Anzeiger der distensiven Tektonik zu interpretieren, die dann im Unterlias zur Blocktektonik und der Megabreccienbildung im Bereich der heutigen Stadelwiese führte.

Die Obergrenze des Plattenkalks im Kartiergebiet ist scharf: Über einer letzten Dolomitserie setzen die mächtigen Mergelseries der Kössener Schichten ein.

Die oben beschriebenen Lithologien sind besonders gut ca. 500 m E des im Pirkner Bach gelegenen Punktes 1186 m zu beobachten. Hier ist am Forstweg ein Profil aufgeschlossen, welches von oberem Hauptdolomit in Seefelder Fazies über Plattenkalk in die Kössener Schichten reicht.

Kössener Schichten

Auch diese Serie zeigt eine andere Ausbildung als die entsprechende der Amlacher Wiesen-Mulde. Auf die Plattenkalke folgen unvermittelt zwei 10-20 m mächtige dunkle Ton-,schiefer“horizonte, die durch Kalkbänke voneinander getrennt sind. Gut aufgeschlossen finden sich diese Horizonte zum einen an dem Forstweg südöstlich der Jagdhütte (Pkt. 1437) auf der Nordseite des Pirkner Baches, zum anderen an dem Weg von der Postmeister Alm zur Schröttelhof Alm. Über diesen auffallenden Horizonten entwickeln sich die Kössener Schichten in ihrer typischen Ausbildung als Wechselfolge von dunklen Kalkbänken und Mergellagen. Häufiger als in der Amlacher Wiesen-Mulde treten im Gebiet des Pirkner Baches dickbankige Korallenkalke auf, die teilweise als Biostrom bezeichnet werden können. Auffallend sind weiters die häufig zu beobachtenden Breccienlagen. Die Komponenten können bis mehrere Dezimeter im Durchmesser erreichen. Solche Breccien konnten wir in der Amlacher Wiesen-Mulde nicht finden.

Die wichtigste Besonderheit der Kössener Schichten dieses Gebietes liegt jedoch in ihrer abnormen Mächtigkeit. Beträgt diese normalerweise ca. 300 m, so erreichen sie hier mindestens die doppelte Mächtigkeit (Profil Kolbner Spitz) Schon SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (Jb. Geol. B.-A., **108**, 1965) fiel die enorme Mächtigkeit der Kössener Schichten in diesem Gebiet auf; sie führten sie jedoch auf eine Mulde bzw. starke Faltung und Schuppung zurück.

Die Schichten sind zwar zum Teil erheblich gestaucht, eine Einmuldung innerhalb der Kössener Schichten liegt jedoch sicher nicht vor. Deutlich wird dies an der normalen Lagerung, die sich eindeutig durch die oben beschriebenen Korallenstöcke (Wuchsrichtung) festlegen läßt.

Liasfleckenmergel der Stadelwiese

Die Liasfleckenmergel treten im Kartiergebiet nur im isolierten Vorkommen der Stadelwiese auf. Sie sind dem steil N-fallenden, \pm E-W-streichenden Hauptdolomit diskordant aufgelagert und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 400 m. In die Fleckenmergel sind mehrere Megabreccien mit Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk eingelagert.

WARCH 1989 (Bericht 1988) interpretierte diese Breccien teilweise als die Basisbreccie des Hauptdolomits, zum anderen sah er sie durch glaziale Vorgänge erzeugt. BLAU & SCHMIDT (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 1990) wiesen diese Interpretation zurück.

BLAU & SCHMIDT (1988, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**) unterschieden zwei grundsätzlich verschiedene Breccientypen. Der Typ 1 (Talusbreccien) ist nur am SW-Ende der Stadelwiese, am Fuße des Rudnig aufgeschlossen (vgl. SCHLAGER, 1963). Begrenzt durch eine N-S-verlaufende Störung stoßen hier die Liasfleckenmergel an den Hauptdolomit des Rudnig. Hier ist in die Liasfleckenmergel eine nahezu matrixfreie, unsortierte, monomikte Hauptdolomit-Breccie eingeschaltet. Diese Breccie setzt sich aus Komponenten (bis mehrere m im Durchmesser) von in sich brecciiertem Hauptdolomit zusammen. Daneben treten aber auch kubikmeter große Komponenten von feinstlamierten nicht-brecciierten Dolomiten auf, die zusammen mit kleineren Komponenten in chaotischer Lagerung diese Talus-Breccie ausmachen. Zum Hangenden sind zwei weitere, allerdings geringmächtigere Breccien dieses Typs aufgeschlossen.

Breccien vom Typ 2 (debris-flows) lassen sich hauptsächlich im Liegenden der Fleckenmergelserie beobachten, wo im Südhang der Stadelwiese eine Abfolge von mehreren Breccien auftritt. Die einzelnen Debrite unterscheiden sich in ihrer Mächtigkeit, Komponentengröße und Gesteinsinventar. Es handelt sich um polymikte Breccien mit bis zu hausgroßen Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk; solche Großkomponenten können in das überlagernde Sediment ragen. Komponenten von aufgearbeiteten Liasfleckenmergeln sind selten.

Gradierte Kalkturbidite im NW-Abfall der Stadelwiese zum Zabratkar belegen, daß es sich bei der Abfolge um keine Muldenstruktur handelt, da eine in diesem Fall zu fordernde inverse Lagerung der Liasfleckenmergel im nördlichen Teil der Stadelwiese nicht vorliegt.

Das Vorkommen Stadelwiese und seine fazielle Ausbildung werden als Auswirkung liassischer Bruchschollenbildung verständlich (BLAU & SCHMIDT, 1988). Es ist zu überlegen, ob nicht Bewegungen dieser Art bereits

in der Obertrias die enorme Mächtigkeit der Kössener Schichten und deren Breccienreichtum bedingen.

Der Pirkner Bruch

Diese bedeutende Störung durchzieht das Kartiergebiet von der Villa Weinberg im E bis zur Klause im W. Sie begrenzt das Vorkommen der Kössener Schichten gegen die ladinischen Plattendolomite. Die Störung ist steil südfallend bis saiger. Auffallend ist die ungestörte Lagerung der Schichten, die N und S der Störung mit ca. 50° nach N einfallen. Nur in unmittelbarer Nähe der Störung sind die Schichten stark gestört. So auch in der Nähe der Villa Weinberg, wo ein Sporn von vermutlichem Wettersteindolomit in den Kössener Schichten steckt. Er konnte im Steilabfall N' der Kolbner Spitze und unmittelbar am Weg W' der Villa Weinberg anstehend gefunden werden.

Problematisch ist der Verlauf der Störung W' des Raneck. Hier haben SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) den Pirkner Bruch durch eine N-S-Störung versetzt. Dieser Versatz konnte von uns nicht verifiziert werden. So streicht der Wettersteindolomit bei Pkt. 1554 m nach E den Hang in Richtung Raneck hinauf.

Neben dem unmittelbar ablesbaren beträchtlichen Vertikalversatz müssen am Pirkner Bruch auch Horizontalverschiebungen stattgefunden haben. Dies wird durch steilstehende Faltenachsen in der Nähe der Störung deutlich.

Wie bereits oben angedeutet, ist zu überlegen, ob der Pirkner Bruch nicht eine bereits in der Obertrias angelegte Störung darstellt, die die übergroße Mächtigkeit und fazielle Besonderheit der Kössener Schichten dieses Gebietes bedingt und später reaktiviert wurde.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadniggruppe auf Blatt 180 Winklern

Von HELMUT HEINISCH & ALEXANDER ZADOW
(Auswärtige Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die diesjährigen Geländeaufnahmen schlossen an die im Jahre 1988 kartierten Gebiete an. Zur Unterstützung der Kartierarbeiten der beiden Autoren wurden zwei Diplomkartiergebiete neu vergeben. Diese erschließen ein durchgehendes Profil vom Ostalpinen Altkristallin bis in den Zentralgneis (Sonnblick-Kern) des Penninikums. Die Feldkarten wurden im Maßstab 1 : 10.000 erstellt. Jeder kartierte Teilbereich wird kurz charakterisiert.

Die lithologische Gliederung erfolgt identisch zu der im letzten Bericht (HEINISCH & ZADOW, 1989) dargelegten Vorgehensweise und wird daher nur im Bezug auf die regionale Verbreitung wiederholt. Zusätzlich wurden 1989 Gesteine des Sonnblick-Kernes samt parautochthoner Umhüllung erfaßt und damit die tektonisch tiefste Einheit des Tauernfensters erreicht.

Bereich Zirknitztal – Hilmersberg – Krackköpfe (M. FISCHER)

Das Kartiergebiet umfaßt, gegliedert vom tektonisch Hangenden ins tektonisch Liegende:

– Matreier Schuppenzone (?)