

Mesozoische Sedimente

Zwischen Höllscharte, Kahlwandspitze und Vals wird porphyrischer Zentralgneis von Permomesozoischen Metasedimenten überlagert. Auf 1 bis 2 m Quarzite folgen an die 24 m gelbliche ?Triasmarmore, 13 m ?Lias-Schwarzschiefer, die in braune, dünnplattige ?Doggerkalke übergehen und 19 m Hochstegenmarmor. Wegen intensiver Kleinfaltung ist die Mächtigkeit der Kaserer Serie schwieriger zu messen. Eine basale kalkig-schiefrige Einheit wird nach ca. 35 m von einer vorwiegend siliziklastischen Einheit abgelöst (50–100 m, Metagrauwacken, -siltite und -pelite). Den Abschluß bildet eine bunte klastisch-karbonatisch-schiefrige Folge, die teils an stark geplättete Flysch- oder Wildflysch-Ablagerungen erinnert (insbesondere die von FRISCH [1975, Verh. Geol. B.-A.] erstmals erwähnten Horizonte mit Dolomitlinsen). Eine genauere Untersuchung hierzu ist geplant.

Die Grenze gegen die Kalkglimmerschiefer der Glocknerdecke wird durch einen teils nur meterdünnen Rauwackenhorizont gekennzeichnet (150 m östlich P 2483 am Grat zw. Hohe Warte und Kahlwandspitze), andererseits,

in Faltenkernen wie an den Schöberspitzen, durch mächtige Triasdolomite. Abweichend von LAMMERER (1986, Geol Rdsch.) werden diese Falten inzwischen als südvergente parasitäre Rückfaltungen angesehen, wie schon vorher von ROSSNER & SCHWAN (1982, Mitt. Geol. u. Bergbaustud. Österr., 28) beschrieben.

Quartär

Es konnten Moränen verschiedener Stadien der „Kleinen Eiszeit“ des 19. Jahrhunderts auseinandergehalten werden (z.B. im Oberschrammachkar und im Stampflkar); am Ausgang des Hauptals, oberhalb der Kastenlahner und unterhalb des Ameiskopfes sowie südlich der Hohen Warte findet man Reste von würmeiszeitlichen Grundmoränen.

Auf der Höhe der Lavitzalm ist ein großer Bergsturz über eine Fläche von ca. 700×500 m von den Abhängen nördlich der Rotbachspitze in den Zamser Grund abgegangen, der einen ca. 250×150 m großen, intakt gebliebenen Amphibolit-Körper enthält. Oberhalb sind die hangparallelen Spiegelflächen im Serpentin aufgeschlossen, an denen der Bergsturz abgegangen ist.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 150 Mayrhofen

DEGENHART BRIEGLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)
& GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmetätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich hauptsächlich mit den Zentralgneisen und ihrem Alten Dach, hochmetamorphen Gneisen und Migmatiten, am S-Teil des Kartenblattes 150. Dabei konzentrierten sich die diesjährigen Untersuchungen auf den Bereich des mittleren und des oberen Floitentalen zwischen der Sulzenalm und der Greizer Hütte. Das Aufnahmungsgebiet schließt dabei im Bereich Gigitalitz – Lapenscharte – Greizer Spitze an das im Vorjahr von den beiden Bearbeitern untersuchte Gebiet des Löfflerkars und des Lapenkars (Bereich oberes Stilluptal) an. Die Südgrenze des Arbeitsgebietes wird durch das dominierende Einsetzen der Metagranodiorite und Metatonalite des Zillertaler Kerns bestimmt, die schon im Jahre 1989 durch die Bearbeitung von NEUMAYR, STSDLMANN und STEJSKAL dokumentiert wurden. Gegen W zu konnten schließlich erste Begehungen im Abschnitt Kleiner Mörchner – Mörchenscharte vorgenommen werden.

Rund 300 m WNW der Sulzenalm erreicht man an der westlichen Talflanke des Floitentalen einen 100 m bis 150 m mächtigen Streifen von hellbraunen, bereichsweise rostbraunen, feinkörnigen Biotitschiefern. Ihre Fortsetzung an der östlichen Talseite wurde 500 m NNW jener Alm angetroffen und bis etwa 1900 m SH. in Richtung Höhenbergkar weiter verfolgt. Dieser Gesteinszug repräsentiert einen gut kartierbaren Leithorizont. Nördlich der Biotitschiefer befindet sich, wie auch schon im Stilluptal beobachtet (Bericht 1994), ein leukokrater, fein- bis mittelkörniger Muskovit-Biotitgranitgneis (seine in Dünnschliff-

untersuchungen beobachtete Zusammensetzung variiert von granitisch bis granodioritisch). Als auffälliges, durchaus charakteristisches Merkmal dieses Zentralgneises treten lokal öfters beobachtbar hellglimmerreiche, etwa 1–2 cm große Flecken auf, die als Pseudomorphosen nach Cordierit interpretiert werden. Der fein- bis mittelkörnige Muskovit-Biotitgranitgneis ist teilweise deutlich geschiefert und bildet im Kartierungsgebiet den nördlichsten Lappen des Tuxer Kerns; er ist aber von der Hauptmasse der Tuxer Zentralgneise durch den eingangs beschriebenen Streifen von Biotitschiefern getrennt.

Ab der Sulzenalm im Floitental weiter nach S folgt als Hauptkörper des Tuxer Kerns ein etwa 5,5 km breiter, zusammenhängender Zentralgneiszug. Dieser besteht vornehmlich aus grobkörnigen biotitbetonten Orthogneisen, die nur vereinzelt nennenswerte Hellglimmergehalte führen. Wie Dünnschliffuntersuchungen zeigten, variiert die Zusammensetzung dieser Metagranitoide von tonalitisches über granodioritisch bis granitisch. Diese mineralogischen Variationen verändern aber das makroskopische Bild kaum, somit konnte im Gelände keine kartenmäßige Differenzierung vorgenommen werden. Eher abhängig vom Deformationsgrad variiert das Aussehen dieses Zentralgneistyps. Bereichsweise liegt er als Augen- und Flasergneis vor, bereichsweise kann er aber auch als massiger nahezu regellos körniger Metagranitoid auftreten. In einzelnen Abschnitten besitzt er auch porphyrischen Charakter. Bemerkenswert waren auch im Meter- bis Meterzehen-Bereich auftretende Einschaltungen von fein- bis mittelkörnigen, dunkelgrünen, reichlich Amphibol-führenden Tonalit- bis Quarzdioritgneisen (so z.B. im Bereich der Böckachalm oder am Steig ins Breitstallkar). Zahlreiche Aufschlüsse zeigten gemeinsam mit den grobkörnigen Biotitgranitoiden auftretende mittelkörnige Biotitgranit- bis Granodioritgneise.

Die Tuxer Zentralgneistypen des Floitentalen entsprechen zusammengefaßt weitgehend jenen im Stilluptal.

Die Südgrenze des Tuxer Kerns verläuft von der Lapenscharte am Nordende des Griesfeldes hinab in den Talgrund der Floite, quert diesen etwa bei Kote 1834 und zieht dann an der westlichen Talflanke aufwärts in Richtung Roßköpfe. Im eben beschriebenen südlichen Randbereich wird der Zentralgneis des Tuxer Kerns mit leicht schrägem Zuschnitt von einem markanten Störungsbündel erfaßt und geprägt. Üblicherweise liegen hier die grobkörnigen Biotitgranit- bis Granodioritgneise als deutlich geschieferte, stengelige Augen- bis Flasergneise vor. Im Bereich der jungen Störungszone kommt es jedoch zu einer extremen Tektonisierung, sodaß in diesen Abschnitten nur noch stark zerscherte, grusig aussehende Schiefer auffindbar sind. Die stärkste Deformation beschränkt sich dabei auf einen etwa 50 m mächtigen, zentralen Streifen, wie etwa am Anstieg zum Gialitz gut zugänglich zu beobachten ist.

Bei der Luftbildauswertung zeigte sich, daß diese Störung als deutliches Lineament in ENE-Richtung bis ins Salzachtal zu verfolgen ist. Handelt es sich hierbei etwa um einen Ast der seit langer Zeit gesuchten westlichen Fortsetzung bzw. um den Initialbereich der Salzachtalstörung?

Südlich des Tuxer Kerns, zwischen den großräumig zusammenhängenden Zentralgneismassen des Tuxer und des Zillertaler Kerns eingelagert, befindet sich ein variabel zusammengesetzter Gesteinskomplex, bestehend aus hochmetamorphen Mischgesteinen (Migmatiten und Anatexiten) und verschiedenen intrusiven Körpern granitoider Gneise. Im Bereich des oberen Stilluptals (vergl. Bericht 1994) wurde diese Gesteinsassoziation als „Migmatitkomplex“ beschrieben, da im dortigen Kartierungsgebiet die Anatexitgneise, Metadiatexite, Schlieren-, Schollen- und Bändermigmatitgneise die dominierenden Lithologien in dieser Einheit bilden.

Im Gegensatz zum Stilluptal erlangen die im „Migmatitkomplex“ steckenden Orthogneise im diesjährigen Kartierungsgebiet eine dominierende Stellung. Im Bereich Lapenscharte – Lapenspitze – Greizer Spitze – nordwestliches Griesfeld bis nahezu zur Greizer Hütte liegt ein weitgehend geschlossenes Orthogneisareal vor. Meist handelt es sich hier um helle, mittel- bis grobkörnige Muskovit-Biotitgranitgneise bis Biotitgranitgneise, die abhängig vom Deformationsgrad z.T. auch als Flasergneise ausgebildet vorliegen. Sie weisen sowohl in der Lapenscharte als auch in der Südflanke der Lapenspitze Biotitschiefer- bis Biotitgneisschollen (z.T. mit deutlich erkennbaren Lagenbau und Faltenstrukturen) als Einschlüsse auf. In der Westflanke der Greizer Spitze ist eine mehrere Zehnermeter mächtige Scholle eingeschlossen, die in ihrer Hauptmasse aus Hornblendit, randlich auch aus Amphibolit und dunklem Paragneis, besteht.

Erst im Kar südlich der Greizer Spitze trifft man auf Migmatite und Anatexite, die den Namen „Migmatitkomplex“ rechtfertigen. In den gut aufgeschlossenen Gletscherschliffen nordwestlich und westlich der Löfflerscharte findet man innerhalb der Migmatitgneise von N nach S drei deutlich unterscheidbare Einheiten. Bei der ersten lithologischen Einheit handelt es sich um einen Schollenmigmatit. In einer leukokraten Matrix aus fein- bis mittelkörnigem Biotitmetagranit schwimmen meist dichte, feinkörnige, kaum geschieferte, dunkle (amphibolitische) Dioritgneisschollen. Nur bei einem geringen Prozentsatz dieser Schollen, der sicher unter 5 % liegt, handelt es sich um gebänderte, schlierige, fein- bis mittelkörnige Paragneise. Weiter gegen S gelangt man in einen Bereich der aus stark

gefalteten Biotitschiefern und deutlich geschieferten Paragneisen besteht. Migmatische, schlierige Bereiche mit mäßigem granitischem Anteil sind hier weit verbreitet. Zusätzlich werden diese migmatischen Biotitschiefer und Paragneise von jenem leukokraten Biotitmetagranit injiziert, der die Matrix des zuvor beschriebenen Schollenmigmatits bildet. Westlich der Löfflerscharte trifft man auf ein weiteres Element des „Migmatitkomplexes“. Es handelt sich um einen hellen, feinkörnigen, schlierigen, deutlich geschieferten Migmatitgneis, der reich an feinstverteiltem Biotit ist. Dieser führt regellos verteilt kleine, dunkle, biotitreiche Restitbereiche. Dieser Migmatitgneis wird vielfach von diskordanten Gängen aus Augenführendem Biotitmetagranitgneis durchschlagen.

Auch die Aufschlußverhältnisse am Ende des Talgrundes der Floite bis in den Zungenbereich des Floitenkeeses ermöglichen die Beobachtung von Intrusionsbeziehungen und strukturbestimmenden voralpinen Metamorphose- und Deformationsereignissen, und tragen somit zum besseren Verständnis der Migmatitzone bei. Die Felsstufe 300 m–400 m SE Kote 1834 zeigt einen für dieses Gebiet recht typischen Migmatit. Es handelt sich um einen hellgrauen bis mittelgrauen schlierigen, fein- bis mittelkörnigen Muskovit-Biotitgneis mit Dezimeter- bis Meterzehnmächtigen Biotitschieferereinschaltungen, bzw. untergeordnet Amphibolitlagen und -schollen. Im Zungenbereich des Floitenkeeses bzw. in der Felsflanke westlich davon trifft man auf einen mehrere 100 m mächtigen Hornblendit-Gabbroamphibolit-Feinkornamphibolit-Körper, der an seinem N Ende von einem leukokraten Metagranit intrudiert wird. Im Leukogranit selbst findet man zahlreiche Amphibolit- bis Dioritgneisschollen. Er verursachte eine Schollenmigmatitbildung, die WSW-NNE streichend bis ins obere Griesfeld verfolgbar ist (siehe Beschreibung des Schollenmigmatits weiter oben im Text). An der S-Grenze des Hornblendit-Amphibolitkörpers intrudieren bereits zum Zillertaler Kern gehörende Biotitmetagranitoide. Dabei zeigte es sich erneut, daß die Zentralgneise des Zillertaler Kerns nicht die Verursacher der Migmatisierung sind. Sie intrudieren lediglich in ein schon weitgehend fertiges migmatisches Gestein und schließen dieses in ihrer Randzone z.T. als Schollen oder in ganzen Zügen ein.

Im Bereich der nördlichen und der südlichen Mörchenscharte, sowie östlich davon, wurde unter anderem der Frage des Verbreitungsbereiches, der in der Literatur zu meist als „Greinerserie“ bzw. als „Greinerformation“ bezeichneten Gesteinskomplexe, nachgegangen. Garbenschiefer, gebänderte Karbonat-führende Amphibolite und graphitische Biotitschiefer bis Biotitgneise, die wohl das metamorphe Produkt pelitischer und psammitischer Sedimentabkömmlinge sind, konnten hier kartenmäßig getrennt werden.

Gegen S werden die Gesteine der „Greinerformation“, etwa ab der südlichen Mörchenscharte, von einem vorerst zum „Migmatitkomplex“ gestellten kleinräumigen Orthogneisareal abgelöst, welches sich über den Kleinen Mörchner hinweg in Richtung Großer Mörchner erstreckt. Nördlich der „Greinerformation“ in Richtung Roßköpfe folgen mit schrägem Zuschnitt NNW–SSE streichend die Zentralgneise des Tuxer Kerns. Randlich wurden diese von einer deutlichen Deformationszone, wie schon zuvor ausführlich geschildert, erfaßt. Die im heurigen Jahr bei gemeinsamen Begehungen durchgeführten Beobachtungen bestärkten die beiden Autoren in der Auffassung, daß die Muldenstruktur der Greinergesteine wenig östlich der

nördlichen Mörchenscharte in ca. 2600 m SH. in die Luft aushebt. Dieser Abschnitt ist zwar tief unter Firn- und Schuttfeldern begraben, er läßt sich aber zweifelsfrei aus den am Fuß der umliegenden Wände aufgenommenen Profilen konstruieren. Es handelt sich hierbei um die nörd-

liche der zwei Hauptsynklinalen der Greinerformation, die von LAMMERER im Aufnahmebericht 1991 des Nachbarblattes Ök 149 beschrieben wurde. Diese erstreckt sich vom Großen Greiner über den Schwarzsee in den Bereich der nördlichen Mörchenscharte am hiesigen Kartenblatt.

Blatt 154 Rauris

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Penninikum auf Blatt 154 Rauris

EROL CINAR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung 1995 erfolgte im Talschluß des Weixelbachtals im Bereich Walchen-Hochalm – Freudenendkopf – Kamm zum Kaserköpfl.

Die grünlichen massigen Prasinite nördlich des Königstuhlhorns bilden die streichende Fortsetzung des Prasinitzuges vom Schober (gleich westlich [CINAR, 1994]). Der etwa 200 m mächtige Zug streicht etwa NW–SE südlich des Kaserköpfl durch und steht sehr steil. Es erfolgt ein über einige Meter fließender Übergang in den grünlichen, körnigen Edweingneis. Ein geringmächtiges Band – etwa 20 m – eines geröllführenden Quarzits schließt im Norden an. Stellenweise sind die Breccienkomponenten – im wesentliche Kalk und Dolomit – über den Quarzit dominierend. Der hangende Phyllit ist anfangs recht sandig, mürb und eher bräunlich. Er führt häufig cm-mächtige Quarzschnüre. Auffallend ist die oft luckig-poröse Kontaktzone um die Quarze.

Der Bereich um das Kaserköpfl wird von einer Wechselfolge von Kalkglimmerschieferbändern, dunkelgrauen bis schwarzen Phylliten und Schieferen aufgebaut. Die graubraunen Schiefer können sandig und daher etwas mürber ausgebildet sein (am Grat N' des Kaserköpfl). Die tektonische Beanspruchung hat die Gesteine in oft mm-dünne Lagen zerlegt, die auf den Schichtflächen oft Biotit- oder Sericit-belegt sind.

Der Bereich der Weixelbachalm N' des Königstuhlhorns befindet sich in einem stark aufgelockerten Zustand und ist als inaktiver, wahrscheinlich postglazialer Kriechhang anzusprechen.

Am Grat E' der Walchen Hochalm und nochmals in ähnlicher Größe in östlicher Streichrichtung am Grat der Weixelbachhöhe treten zwei 300 x 80 m große Amphibolitlinsen zutage. Im Talschluß dazwischen ist eine Rutschung, in mehreren Schollen aufgelöst, aktiv und erreicht mit ihren nordwestlichsten Ausläufern fast den Wanderweg zur Weixelbachhöhe bei 1800 m. Die oberste Abrißkante liegt in etwa 2100 m Höhe in dunklen Schieferen.

Zwischen der Walchen-Grundalm und Hochalm streicht die Überschiebungsfläche der „Weixelbachschuppe“ durch, an der ein Span mäßig beanspruchten mittelkörnigen Gneises eingebettet ist. Gut zu sehen ist diese Grenze bei etwa 1850 m im Graben, der vom Wanderweg in 1800 m Höhe nach S in den Talschluß zieht. Auf wenigen 10er Metern sind schwarze Schiefer, Kalkglimmerschiefer, Quarzite und poröse luckige Schiefer mit Dolomitgeröllen im Verband mit dem Gneis zu beobachten.

Der Bereich bis zum Freudenendkopf wird von Schwarzphylliten aufgebaut. Eingelagert treten quarzreichere Partien auf, die teilweise große Quarzknauern und Quarzschnüre führen. Daneben sind die vielen dünnen kalzitverfüllten Klüfte auffallend. Die Klufflächen fallen in der Hauptsache steil nach ESE ein. Vereinzelt sind dm-mächtige Klüfte anzutreffen (im Graben gleich W' des Wanderweges der zum Freudenendkopf zieht). Dort sind auch die intensive Verfäلتelung und Faltung (Faltnachsen um 10° nach NW bis NNW) sowie die stellenweise mylonitisierten Schiefer beeindruckend. Immer wieder finden sich eingelagerte dm-große grünliche Schollen (Amphibolite) mit markanten Kontakthöfen von mm- bis etwas über 2 cm Stärke. Etwa in halber Hanghöhe treten zwei WNW–ESE streichende Amphibolitbänder als Felsstufen im Hang auf. Sie ziehen mit Unterbrechungen zur Weixelbachhöhe hinüber. Intensive Verknüpfung mit Quarzit konnte beobachtet werden. Häufig sind im Nahbereich dieser Amphibolite graphitische Phyllite eingelagert. Im Kammbereich Freudenendkopf – Breitenkopfl sind die Phyllite nach N in Bewegung gekommen, eine deutliche Abrißkante ist ausgebildet. Die schwarzen, teilweise geriffelten und etwas mürben Phyllite weisen – großteils geschlossene – Querklüfte auf (quer zur Streichrichtung, damit auch quer zur Kammrichtung).

Über das kartierte Gebiet betrachtet, schwenkt die vorherrschende Streichrichtung von NW–SW beim Kaserköpfl auf fast genau W–S im Bereich der Weixelbachhöhe, um im Norden wieder mehr nach SW zu schwenken. Die Schichtflächen fallen im allgemeinen mittelsteil bis steil (40°–55°) nach N bis NE ein.

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Sportgastein – Hagener Hütte auf Blatt 154 Rauris

GERT FURTMÜLLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde 1995 im Gebiet von Sportgastein – Hagener Hütte durchgeführt.

Im diesjährigen Arbeitsgebiet befinden sich zwei Zentralgneiskörper: Der Granitgneis des Siglitztales (Siglitzgneis) und der Granosyenitgneis der Romatespitze. Über die Zentralgneise folgen paläozoische Glimmerschiefer, welche teilweise granatführend sind, und eine mesozoische Metasedimentabfolge mit Kalkmarmoren, Prasiniten, Kalkglimmerschiefern, Schwarzphylliten und verschiedenen Paragneisen.

Der Siglitzgneis entspricht petrographisch im Arbeitsgebiet dem im Bericht 1994 beschriebenen Typus. Der Siglitzgneis ist ein mittelkörniges Gestein und im Handstück durch eine teilweise starke Biotitführung sowie