

**Bericht 1999
über geologische Aufnahmen
im Bereich des Märzengrundes
auf Blatt 120 Wörgl**

WILFRIED BAUER, SIMON KLEINER, ROMAN LICHEY
& JENS WILKE
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1999 wurde ein ca. 35 km² großes Gebiet in der Umgebung des Märzengrundes in den westlichen Kitzbüheler Alpen im Maßstab 1:10.000 kartiert. Das untersuchte Gebiet lässt sich vereinfacht durch die Eckpunkte Hamberg im Nordwesten, Otto-Leixl-Hütte im Nordosten und Katzenkopf im Süden eingrenzen.

Dieses Kartiergebiet enthält Anteile dreier tektonisch selbständiger Einheiten des ostalpinen Deckenstapels (TOLLMANN [1977], Geologie von Österreich I). Im Süden, vom Katzenkopf bis ca. 500 m nördlich des Märzengrundes, steht der relativ monotone Innsbrucker Quarzphyllit an, der ins Unterostalpin gestellt wird. Nach Norden folgen tektonische Späne des mittelostalpinen Kellerjochgneises („Schwazer Augengneis“), die abschnittsweise auch tektonisch unterdrückt sind. Der nördliche Teil des Kartiergebietes wird vom basalen Teil der nördlichen Grauwackenzone, den Wildschönauer Schiefer, eingenommen.

Letztmalig erfolgte eine flächendeckende geologische Aufnahme in den Jahren 1905 bis 1908. Deren Ergebnisse sind in der Geologischen Karte 1:75.000 Rattenberg (1918) dokumentiert. Im Vordergrund der Kartierarbeiten des Jahres 1999 stand der Versuch einer weitergehenden Untergliederung des metamorphen Kristallins, die Aufnahme aller seit der letzten geologischen Aufnahme neu entstandenen Aufschlüsse (z.B. an neuen Forstwegen) sowie eine detaillierte tektonische Bearbeitung.

Innsbrucker Quarzphyllit

Zwischen dem Katzenkopf im Süden und dem Hang ca. 500 m nördlich des Märzengrundes steht vorwiegend ein feinkörniger Quarzphyllit mit den typischen, mehrere Zentimeter großen Milchquarzlinsen und -knauern an. Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Quarz und Muskovit. Als Nebengemengteile treten Chlorit und meist skelettartig ausgebildeter Ilmenit auf. Häufigste Akzessorien sind Turmalin, Apatit und Zirkon, während Plagioklas und Kalifeldspat nur vereinzelt nachzuweisen sind. In einer Probe trat zudem etwa 10 Vol-% Calcit auf. Ob diese Probe aus dem Süden des Kartiergebietes einen allmählichen Übergang in die von MOSTLER et al. (1982, Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 1, 77–83) definierte Karbonat-Phyllit-Serie belegt, müssen zukünftige Untersuchungen in den südlich angrenzenden Gebieten zeigen.

Innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllits ließen sich einzelne größere Quarzitvorkommen mit weniger als 10 Vol-% Hellglimmer abgrenzen. Hierzu gehört eine sich 500 m in Ost-West-Richtung erstreckende Quarzitlinse am Osthang des Hüttenkopfes sowie kleinere Vorkommen am Katzenkopf und etwa 300 m südlich und südwestlich der Schachtenalm.

Kellerjochgneis

Der Kellerjochgneis tritt in zwei voneinander isolierten Vorkommen auf. Im nordwestlichen Teil des Kartiergebietes steht der Gneis vom Hamberg bis Inneröfen an und wird nach Osten und Norden durch Störungen gegen den Wildschönauer Schiefer abgegrenzt. Von Inneröfen reicht der Gneis noch ca. 700 m nach Osten. Das zweite Vorkommen

erstreckt sich von der ostwärtigen Kartiergebietsgrenze an der Otto-Leixl-Hütte als ca. 200 m mächtiger Span 1,4 km nach WSW fast bis Baumgartenast. Sowohl im Süden als auch im Norden ist der Kellerjochgneis hier von Innsbrucker Quarzphyllit umgeben.

Das Gestein besitzt eine granitische Zusammensetzung und weist eine durchgreifende metamorphe Paralleltextur auf. Es lassen sich scharf begrenzte, WNW–ESE-streichende Mylonitzonen mit steiler Foliation abgrenzen (Chlorit-Mylonitgneise nach ROTH [1984, Geol. Rundsch., 73, 69–89]). Zwei ca. 50 m mächtige Mylonitzonen streichen bei Riedangeraste sowie 500 m weiter nordöstlich am Fahrweg hinab zum Märzengrund aus. Neben diesen diskreten Mylonitzonen ist der Kellerjochgneis in seinen randlichen Bereichen ebenfalls mylonitisch überprägt. Diese Überprägung erfolgte im spröde/duktile-Übergangsbereich, so dass nur noch Quarze intern deformiert wurden, während Feldspäte als fragmentierte Klaster auftreten. Die räumliche Nähe zu den alpidischen Deckengrenzen ist ein Hinweis auf das alpidische Alter dieser Mylonitisierung.

Wildschönauer Schiefer

Die Wildschönauer Schiefer nehmen den nördlichen Teil des Kartiergebietes ein. Die Südgrenze wird von der (an keiner Stelle aufgeschlossenen) basalen Deckenbahn des Oberostalpins gebildet. Sie verläuft von Dematsteinaste – durch Querstörungen mehrfach leicht versetzt – südlich der Hoheggalm, von dort weiter gerade nach Osten, 300 m nördlich der Hochbergalm, bis zum östlichen Rand des kartierten Gebietes.

Der Haupttyp der Wildschönauer Schiefer besteht aus schwach metamorphen Feinsandstein/Tonschiefer-Wechselfolgen, die mehrphasig deformiert sind. Die feinkörnigen Sandsteine umfassen Quarzsandsteine bis Subgrauwacken. Die ursprüngliche Schichtung ist sehr gut erhalten und als Materialwechsel quarz- bzw. phyllosilikatreicher Lagen dokumentiert. Als eigenständige Einheit konnte ein phyllitischer Tonschiefer unterschieden werden, der nahe der Basis der Wildschönauer Schiefer in der Umgebung der Hochstadelalm und der Hoheggalm ansteht. Serizit und Chlorit bilden die Hauptgemengteile dieser Varietät, Quarz tritt gegenüber den Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen deutlich zurück.

Am Fahrweg von der Obweinalm zur Hoheggalm ist ein 100 m x 200 m großer Ultrabasitkörper angeschnitten. Das mittelkörnige Gestein ist makroskopisch unregelmäßig, jedoch deutlich metamorph überprägt. Der primäre magmatische Mineralbestand ist fast vollständig umgewandelt. Reliktischer Klinopyroxen sowie die Sekundärminerale grüne Hornblende, Chlorit, Biotit und in geringen Anteilen Plagioklas, Quarz, Calcit und Leukoxen als Saum um opake Erzminerale konnten nachgewiesen werden. Das Ultrabasit-Vorkommen ist deutlich kleiner als auf der geol. Karte Rattenberg 1:75.000 dargestellt. Ein weiteres auf dieser Karte dargestelltes Vorkommen gegenüber der Einmündung des Triplonbaches in den Märzengrund wurde (nicht mehr?) gefunden.

Tektonik

Im Innsbrucker Quarzphyllit streicht die Foliation ESE–WNW bei steilem Einfallen nach SSW bzw. steilem bis mittelsteilem Einfallen nach NNE. Diese Foliation repräsentiert bereits eine erste Schieferung, was an wenigen isoklinalen Faltschlüssen erkennbar ist. Die Foliation wird durch mindestens zwei Faltungsphasen überprägt. Die ältere Faltungsphase ist durch E–W bis ESE–WNW-orientierte Faltenachsen und achsenparallele Streckungsli-

neare nordvergenter, enger bis isoklinaler Kleinfalten gekennzeichnet. Diese Falten werden durch offene, ostvergente Falten mit N–S-orientierten Achsen überprägt. Die zugehörigen Faltenachsenflächen sind häufig mit Quarzgängchen belegt. Beide Faltengenerationen werden lokal an westgerichteten Überschiebungen abgeschnitten.

Der Kellerjochgneis zwischen Otto-Leixl-Hütte und Baumgartenast weist eine steile, NE–SW-streichende Foliation auf. Im westlichen Vorkommen der Umgebung des Hambergs wurde hingegen ein mittelsteiles Einfallen nach W und SW gemessen.

In den Wildschönauer Schiefen herrscht generell ein flaches bis mittelsteiles Einfallen der Schichtflächen nach Süden vor. Lokal kann durch zwei Faltungsphasen die Einfallrichtung stark variieren. Die ältere, isoklinale Faltung zeigt vorwiegend nach N bis NW, seltener auch nach SE eintauchende Faltenachsen und Runzellineare. Diese wer-

den durch offene, nordwestvergente Kleinfalten mit flach nach SW oder NE eintauchenden Achsen verfalltet.

Die vorläufigen tektonischen Daten sind ein deutlicher Beleg für die Bedeutung der basalen Deckenbahn des Oberostalpins zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und den Wildschönauer Schiefen. Sie trennt Bereiche mit unterschiedlichem tektonischem Inventar und unterschiedlichen Metamorphosegraden. Ihr Ausbiss verläuft relativ gerade Ost–West an der Nordflanke des Märzengrundes, was schon von früheren Bearbeitern als ein Argument für eine nachträgliche Überfaltung der Deckenbahn mit einem steilen bis überkippten Einfallen im Bereich des Kartiergebietes gedeutet wurde. Ob auch der Störung an der Basis der Späne des mittelostalpinen Kellerjochgneises eine ähnlich bedeutende Stellung zukommt, sollen zukünftige Untersuchungen zeigen.

Blatt 175 Sterzing

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen auf Blatt 175 Sterzing

MATHIAS OEHLKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zentralgneis-Einheit

Die nordöstliche Ecke des Kartenblattes beinhaltet den schroffen Gneisgrat zwischen der Wildseespitze (2733 m) und der Friedrichshöhe (2713 m), einem untergeordneten Blockgipfel direkt an der Landshuter Europahütte. Der Letztere besteht aus grobkörnigem granitischem Zentralgneis und wird wenig südlich des Gipfels am Hüttenweg von einem dunklen Biotitschiefergang durchzogen, der 60° steil nach SSW einfällt.

Etwas tiefer an dem Grat, der an der östlichen Blattgrenze nach Süden ins Pfitschtal hinabzieht, steht ein markanter Felsturm („Gendarm“) mit hoher Talseite im Granitgneis, der schon vom Pfitschtal gut auszumachen ist. Wenig unterhalb dieses Turms folgt zwischen 2500 m und 2600 m ein dunklerer, biotitreicher Zentralgneistyp, der eine dioritische Zusammensetzung aufweist. Dieser wird von einer Lage granitisch-porphyrischen Zentralgneises (2400 m) unterlagert. Darunter folgt wieder der im Blattgebiet meistverbreitete grobkörnig-granitische Typus. Dieser wird am Grat mehrfach von steil S-fallenden dunklen Scherzonen durchzogen.

Auf dem Grat zur Wildseespitze, der den Landshuter Höhenweg trägt, tritt südwestlich der Hütte eine ca. 6–8 m mächtige helle Zone stark geschieferten Zentralgneises auf, die sehr muskovitreich ist und bräunlich verwitterndes Karbonat führt. Sie fällt flach (12°) nach S ein und beinhaltet Scherkörper von Biotitschiefer und aplitischem Granit. Im Verlauf des Grates folgt ein Bereich mit sehr hellem, feinerkörnigem aplitischem Granit, bevor ein senkrechter Aufschwung den Grat auf ein Plateau unter dem Gipfelaufbau der Wildseespitze vermittelt. In dieser ca. 50 m hohen Wand ist ein 20–30 m langer Scherkörper aus Aplitgranit inmitten von granitischem Gneis angeschnitten, der einen deutlichen Bewegungshorizont markiert. Den Gipfelaufbau über dem Absatz dominiert fein- bis mittelkörniger, stärker folierter, glimmerreicher Gneis. Der vom Gipfel nach SW folgende Gratabschnitt ist breit und eben und trägt bei der Abzweigung eines langen Blockgrates nach Süden auf 100 m Länge ein lokales Erosionsrelikt von grauschwarz und milchigweiß gebänderten Quarziten. Aufgrund der starken

Zerrüttung des Grates kann keine ungestörte Lagerung mehr festgestellt, aber eine relativ flache angenommen werden. Dieses Quarzit-Vorkommen („Lias“) liegt in der streichenden Fortsetzung des Wolfendornprofils und ist dazuzurechnen.

Im Bereich der Grubbergalm zwischen 1950 m und 2000 m ü.NN befindet sich ein weitflächiges ebenes Areal, in dem Zentralgneis-Blockschutt von den Hängen akkumuliert und abgebaut wurde. Der Steinbruch ist seit einigen Jahren stillgelegt.

Entlang der für den Steinbruch gebauten Transportstraße nach Grube hinab und einer weiter östlich gelegenen Forststraße in den Waldhängen oberhalb von Platz ist über ca. 1650 m ü.NN immer wieder Zentralgneis, z.T. leicht porphyrisch, an der Böschung aufgeschlossen.

Sedimenthülle der Zentralgneis-Einheit

Das Profil am Gipfelaufbau des Wolfendorn ist schon mehrfach sehr ausführlich dargestellt und interpretiert worden (TOLLMANN, FRISCH, LAMMERER). Die um den nach Westen abtauchenden Tuxer Zentralgneiskern streichende Fortsetzung dieser Serien sollte sich auf dessen Südabdachung wiederfinden lassen. Dieser Bereich liegt in den Waldhängen über Grube, Rain und Platz. Aufschlüsse finden sich vor allem an den o.a. Forststraßen und entlang des Wanderweges von Grube zur Grubenalm (Issenalm). Den größten Anteil nehmen gebänderte Quarzite mit milchigen und dunklen, grafitführenden Lagen („Lias“) ein. Zwischen diesen und dem Zentralgneis ist eine schmalere Einheit (20–30 m mächtig) mit dunklen, grünlichen chloritreichen Schiefen, die z.T. eng verfalltet sind, und einzelnen Quarzitbänken zwischengeschaltet. Im engen Bach-einschnitt über Rain in ca. 1620 m ü.NN (Grubenwald, Sackgasse einer Forstwegabzweigung zum Bach) treten zwischen den hier gneisigen Schiefen mit Amphibol und den Grafitquarziten noch zwei ca. 1 m dünne Lagen eines sehr dichten weißgelben Quarzites und eines gelblichen Dolomitmarmors („Trias“) auf. Diese keilen nach Westen aus. Der mächtige grobkörnige Kalzitmarmor vom Wolfendorn (Hochstegenmarmor, „Malm“) findet sich in den Waldhängen östlich Kematen nicht wieder und verläuft möglicherweise weiter südlich unter dem Talboden.

Quartäre Bildungen

Der auffallend flache und breite Talboden des mittleren Pfitschtals um 1380 m bis 1400 m ü.NN stellt den ehemaligen Seeboden des Pfitschersees dar, der in historischer