

Lithologische und strukturgeologische Untersuchungen in der Krimmler Gneiswalze (Tauernfenster/Ostalpen) und ihrem Umfeld

MICHAEL P. KUPFERSCHMIED, RUDOLF HÖLL & HUBERT MILLER*

13 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 151

Salzburg
Hohe Tauern
Habachgruppe
Knappenwandmulde
Krimmler Gneiswalze
Sulzauer Kristallin
Sulzauer Antiform
Knappenwandgneis
Zentralgneis
Strukturgeologie

Inhalt

| | |
|---|-----|
| Zusammenfassung | 155 |
| Abstract | 156 |
| 1. Einleitung | 156 |
| 1.1. Geologischer Überblick | 156 |
| 1.2. Die Habachgruppe | 156 |
| 1.2.1. Die Basisschieferformation | 156 |
| 1.2.2. Die Eruptivgesteinsformation | 157 |
| 1.2.3. Die Habachphyllitformation | 158 |
| 2. Die Gesteine der Sulzbachzungen | 158 |
| 2.1. Knappenwandgneise | 158 |
| 3. Die Gesteine des Sulzauer Kristallins | 159 |
| 3.1. Biotitreiche Glimmerschiefer und Paragneise | 160 |
| 3.2. Metakonglomerate | 160 |
| 3.3. Metabasite | 160 |
| 4. Die Gesteine der Knappenwandmulde | 161 |
| 4.1. Metabasite | 161 |
| 4.2. Leukokrate Orthogneise | 161 |
| 4.3. Metasedimente | 161 |
| 4.4. Kalksilikatfelse und Epidotite | 161 |
| 5. Die Hochstegenformation und der Hachelkopfmarmor | 163 |
| 6. Die Porphyrmaterialschieferserie | 164 |
| 7. Strukturgeologie | 164 |
| 7.1. Kenntnisstand | 164 |
| 7.2. Tektonischer Bau des Arbeitsgebietes | 165 |
| 7.3. Krimmler Gneiswalze und Sulzauer Antiform | 167 |
| 7.4. Tauernnordrand | 168 |
| 8. Ergebnisse und Schlußfolgerungen | 169 |
| Dank | 169 |
| Literatur | 169 |

Zusammenfassung

Bei Geländearbeiten wurden Metabasite, Metakonglomerate und diskordante Apliten im Sulzauer Kristallin neu gefunden. Aufgrund großer Ähnlichkeiten im Gesteinsbestand wird das Sulzauer Kristallin der Basissschieferformation zugerechnet. In der Knappenwandmulde dominieren Metabasite und leukokratische Orthogneise. Metasedimente sind hier lokal bekannt, zwei Typen von Kalksilikatfelsen werden in der vorliegenden Arbeit erstmals beschrieben. Die Knappenwandgneise werden als Zentralgneisvarietät angesehen und zur Südlichen Sulzbachzunge gestellt. Bei strukturgeologischen Untersuchungen konnten in der Krimmler Gneiswalze und der Habachmulde/Habachzunge zwei nahezu koaxiale Faltungen nachgewiesen werden. Die letzte Faltungsphase erzeugte eine große Antiformstruktur (Sulzauer Antiform) bzw. Tauchstrukturen am Nordrand des Arbeitsgebietes. Am Eingang des Untersulzbachtals findet sich eine tektonische Schuppe aus Gesteinen der Porphyrmaterialschieferserie.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. MICHAEL P. KUPFERSCHMIED, Prof. Dr. RUDOLF HÖLL, Prof. Dr. HUBERT MILLER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstraße 37, D-80333 München.

Lithological and Structural Investigations of the "Krimmler Gneiswalze" (Tauern Window/Eastern Alps) and its Surroundings

During field work metabasites, metaconglomerates and aplite dikes have been found in the Sulzauer Kristallin. The latter is interpreted as a part of the Basisschiefer formation due to its very similar lithology. Metabasites and leucocratic orthogneisses predominate in the Knappenwand syncline. Metasediments occur locally in this syncline, two types of calcsilicate rocks are described for the first time. The Knappenwand gneisses are considered as a part of the Zentralgneis of the Southern Sulzbachzone. Structural investigations revealed two nearly coaxial fold phases in both the Krimmler Gneiswalze and the Habach syncline/Habachzone. The last folding phase formed a large-scale antiformal structure (the Sulzauer Antiform) with diving-structures at the northern rim near the Salzach valley. Imbricated rocks of the Porphyrmaterialschiefer series have been recognized at the entrance of the Untersulzbach valley.

1. Einleitung

Der Begriff Krimmler Gneiswalze wurde von FRASL (1953) eingeführt. Er umfaßt vier lithologische Einheiten: Das Sulzauer Kristallin, die Knappenwandmulde sowie die beiden Sulzbachzungen (Abb. 1). Die ersten Kartierungen und geologischen Untersuchungen im Bereich der Krimmler Gneiswalze stammen von PETERS (1854). OHNESORGE (1929) kartierte den Bereich um Krimml. KÖLBL (1932) vertrat die Auffassung, Gesteine des Ostalpins seien im Tauernfenster zwischen Mühlbach und Krimml zugegen. Diese Deutung wurde durch nachfolgende Bearbeiter widerlegt. FRASL (1949, 1953) kartierte das Areal zwischen Habachtal und Gerlospaß, THIELE (1974) den Bereich zwischen Krimml und Mayrhofen. KARL & SCHMIDEGG (1979) erfaßten die Krimmler Gneiswalze in der geologischen Karte Blatt 151 Krimml 1 : 50.000. Teile der Gneiswalze wurden von STEYRER (1982, 1983) kartiert sowie petrographisch und geochemisch untersucht. Westlich des Ortes Krimml wurden in jüngerer Zeit Arbeiten von THIELE (1980), BEIL-GRZEGORCZYK (1984), DANECK (1989), NEUGEBAUER (1989), REITZ et al. (1989), SENGL (1991), FEDERL (1993), RYDAL (1993) und WINKELMANN (1993) durchgeführt.

Mit einer neuen Kartierung (KUPFERSCHMIED, 1994) wurde die Krimmler Gneiswalze in ihrem Typgebiet erstmals vollständig im Maßstab 1 : 25.000 erfaßt. Besonderer Wert wurde auf die detaillierte lithologische Aufnahme der Habachgruppe sowie auf die Untersuchung der Kontakte zum Zentralgneis gelegt. Weitere Ziele waren die Klärung der lithostratigraphischen Abfolge des Westteils der Habachgruppe und eine strukturgeologische Neubearbeitung des Kartiergebietes. Die Strukturgeologie des Arbeitsgebietes wurde bereits von KUPFERSCHMIED (1993, 1994) diskutiert.

1.1. Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet am Nordrand des Tauernfensters (Abb. 1) enthält Zentralgneiskerne sowie die Ältere und die Jüngere Schieferhülle. Die Ältere Schieferhülle repräsentiert zumindest gebietsweise das spätproterozoische bis paläozoische Alte Dach der variszisch intrudierten Zentralgneis-Granitoide. Die Ablagerung permomesozoischer Sedimente auf diesem Dach und auf den Zentralgneis-Protolithen ist im westlichen Tauernfenster belegt und wird großtektonisch dem Helvetikum oder Autochthon zugeordnet (THIELE, 1974, 1980; FRISCH, 1977, 1980; LAMMERER, 1986, 1988). Die Jüngere Schieferhülle ist ein Relikt des Penninischen Ozeans und liegt in Form von Decken auf den tektonisch tieferen Einheiten.

Die Gesteine der Habachgruppe sind Bestandteil des Alten Daches. Sie bilden im Arbeitsgebiet zwei langgezogene, SW-NE-streichende Strukturen in den Zentralgneismassen. Diese Strukturen werden im Schrifttum als Mulden bezeichnet (Knappenwandmulde und Habach-

mulde). Das Sulzauer Kristallin kann als Relikt einer weiten Mulde gedeutet werden. Sein ehemaliger Zusammenhang mit der Gaulkopfmulde (MOREANI, 1971) ist zu postulieren.

Die Krimmler Gneiswalze enthält Gesteine der Habachgruppe (Sulzauer Kristallin und Knappenwandmulde) und Zentralgneise (Nördliche und Südliche Sulzbachzunge). Im Gegensatz zu früheren Auffassungen werden Teile der Gneiswalze nach unseren Erkenntnissen paraautochthon von jurassischem(?) Hachelkopfmarmor überlagert. Die Habachmulde wurde gebietsweise auf den Hachelkopfmarmor bzw. auf die Gneiswalze aufgeschoben.

Nach Westen zu setzt sich der nördliche Teil der Krimmler Gneiswalze bis in das Schönachtal fort. Er hebt offensichtlich über der Schönachmulde und deren als Kirchspitz-Kristallin nach Norden überschlagenen Fortsatz sowie letztlich dem Ahornkern tektonisch aus. Ihre Zusammenhänge mit dem Tuxer Kern im Süden sind noch nicht hinreichend klar.

Die tektonische Unterlage der Krimmler Gneiswalze bilden die klastisch-vulkanischen Mischserien der Schönachmulde (SENGL, 1991). Letztere sind ohne stratigraphischen Beweis am ehesten ins Unter-Rotliegende zu stellen. Auch sie sind wohl wie die nachgewiesenermaßen an der Wende Ober-Karbon/Rotliegendes entstandene Porphyrmaterialschieferserie (SÖLLNER et al., 1991) und die penninische Wustkogelerie als Teile eines Grabensystems der spät- bzw. postvariszischen Zerrungstektonik erhalten geblieben.

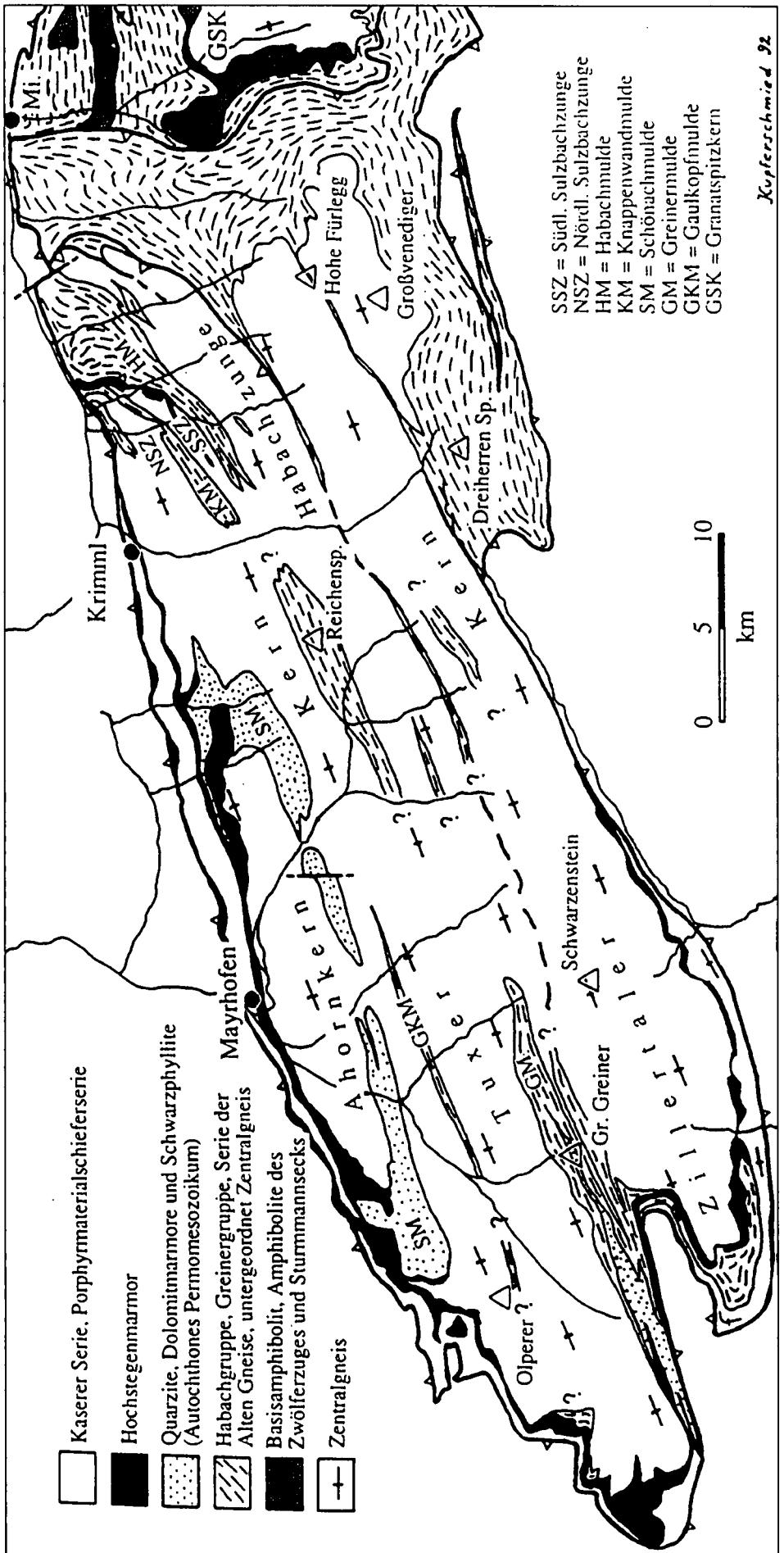
1.2. Die Habachgruppe

Die Habachgruppe ist aufgrund ihrer Mächtigkeit und Verbreitung die bedeutendste prävariszische Gesteinsseinheit der mittleren Hohen Tauern. Sie erreicht zwischen dem Habachtal und dem Felbertal eine Nord-Süd-Erstreckung von etwa 20 km. Ihr Gesteinsinhalt zeigt lithologische Ähnlichkeiten zur Greiner-Gruppe im westlichen Tauernfenster (KUPFERSCHMIED, 1994) und zur Storz-Gruppe im östlichen Tauernfenster (VAVRA, 1989).

Der Begriff Habachserie (heute: Habachgruppe, FRANK et al., 1987; SCHENK, 1990) wurde von FRASL (1958) eingeführt. Dieser Autor erachtete die Habachgruppe als „Geosynklinalfüllung“ und stellte sie aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche ins Altpaläozoikum. Nach HÖLL (1975) wird die Habachgruppe in Basisschieferfolge, Eruptivgesteinsserie und Habachphyllitentwicklung untergliedert. Auf diese drei Gesteinsfolgen kann der Formationsbegriff nach HEDBERG (1976) angewendet werden:

1.2.1. Die Basisschieferformation

Die Basisschieferformation hat ihre Typlokalität im hinteren Felbertal. Sie wird dort über 500 m mächtig. In dieser Abfolge dominieren pelitische bis psammitische Me-



tasedimente, die geo-chemisch als Meta-(sub)grauwacken ge-deutet werden (KUP-FERSCHMIED, 1987; GILG et al., 1989). Ba-sische Metavulkanite, Zweiglimmer-Plagio-klas-Gneise sowie seltene Graphitquar-zite, Metakonglome-rate und Metabrek-zien sind weitere Ge-steinstypen. Nach HÖLL (1975) und KUP-FERSCHMIED (1987) bil-det die Basisschiefer-formation das stratigraphisch Liegende der Eruptivgestein-formation. Gesteine der Basisschieferformation sind auch im Sulzauer Kristallin und in der Knappen-wandmulde präsent (KUPFERSCHMIED, 1994).

1.2.2. Die Eruptivgesteinsformation

Diese Formation repräsentiert den mengenmäßig vorherrschenden Teil der Habachgruppe. Sie erreicht im Hollersbachtal eine besonders hohe Mächtigkeit (möglicherweise bis 4000 m). Sie umfaßt verschiedenartige Metamagmatite und nur sehr untergeordnet Metasedimente. Ihr stratigraphisch tiefer Teil enthält vor allem mittel- bis feinkörnige Amphibolite, ihr höherer Teil Amphibolite und unterschiedliche Gneistypen. Dieser tiefe Teil wird von KRAIGER (1989) und HÖCK et al. (1993) als „Untere Magmatitabfolge“, der höhere als „Obere Magmatitabfolge“ bezeichnet. Der tiefe Teil mit ehemaligen Basalten und Kummulaten (Großkornamphibolite und Hornblendite sensu HÖLL, 1975) kann als

Abb. 1.
Übersichtskarte der Älteren Schieferhüle und Zentralgneiskerne im westlichen Tauerfenster.
Zusammengestellt nach RAITH (1969, 1971), MORTENI (1971), HÖLL (1975), FRISCH (1977, 1980),
GLÄSER (1991), KORSCH (1991), LOTH (1991), SENGL (1991), den Geol. Karten Blatt 151 Kri-

Relikt einer ozeanischen Kruste eines kontinentnahen Randmeeres gedeutet werden. Der obere Teil mit einem breiten kalkalischen Gesteinsspektrum (ehemalige Basalte bis Rhyolith) und geringer Sedimentbeteiligung ist zwangsläufig mit einer Vulkankette an einem aktiven Kontinentalrand, d.h. einem Inselbogen mit unterlagernder kontinentaler Kruste, vereinbar.

Für die vorliegende Arbeit ist die Beteiligung von Gesteinen der Eruptivgesteinssformation in der Knappenwandmulde bedeutsam.

1.2.3. Die Habachphyllitformation

FRASL (1958) prägte den Begriff Habachphyllite für die dunklen bis schwarzen Phyllite der Habachmulde. Diese Formation umfaßt neben den dominierenden graphitreichen Phylliten jedoch auch eine basale Abfolge meist graphitfreier Glimmerschiefer und Paragneise (KUPFERSCHMIED, 1994). In graphitführenden Habachphylliten sensu stricto fanden REITZ & HÖLL (1988) sowie REITZ et al. (1989) Acritarchen, die auf ein oberproterozoisches Alter (Oberes Riphäikum/Unteres Vendium) hinweisen.

Gesteine der Habachphyllitformation sind in der Krimmler Gneiswalze selbst nicht bekannt. Im Profil Gerlospaß – Wildkarspitze treten Habachphyllite, durch eine Lage von Porphyrmaterialschiefern von der Gneiswalze getrennt, nochmals auf (REITZ et al., 1989; FEDERL, 1993).

2. Die Gesteine der Sulzbachzungen

Beide Sulzbachzungen werden von verschiedenartigen, variszisch intrudierten Zentralgneistypen aufgebaut.

In der Nördlichen Sulzbachzung sind vor allem schwach deformierte Granitgneise verbreitet. Am südlichen Kontakt zur Knappenwandmulde dominieren Augengneise. Ihr makroskopisches Aussehen ähnelt jenem der Knappenwandgneise (Kap. 2.1.). Die porphyrischen Feldspäte dieses Augengneises sind jedoch nur selten idiomorph und durchwegs kleiner als jene des Knappenwandgneises. Der Nordrand der Knappenwandmulde wurde im Bereich der Kleefelder von Gesteinen der Nördlichen Sulzbachzung in Form eines Lagerganges intrudiert.

Am Hopffeldboden sind variszische Granitoide stark mit Biotit-reichen Schlieren durchsetzt. Diese stark ausgelängten, sowohl scharf als auch unscharf begrenzten Schlieren sind zwangsläufig als teilweise assimilierte Nebengesteinsschollen interpretierbar. Ähnliche Phänomene finden sich am Kontakt zur Knappenwandmulde im Inneren Söllenkar.

Im Steinbruch am Eingang des Obersulzbachtals wurden stark gebleichte bzw. bräunliche, gangförmige Alterationszonen an Bewegungsbahnen im Zentralgneis gefunden. Diese Alterationszonen durchschlagen den Zentralgneis sowie begleitende, graue Aplitgänge und führen lokal Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Kupferkies.

Die überwiegend mittelkörnigen Zentralgneise der Südlichen Sulzbachzung sind im Verhältnis zu den anderen Zentralgneistypen Quarzärmer und Muskovitreicher. Im nördlichen Teil dieser Zunge ist eine kontinuierliche Übergangszone zu den porphyrischen Knappenwandgneisen erkennbar. Die Zugehörigkeit der Knappenwandgneise zur Südlichen Sulzbachzung wird nachstehend erläutert.

2.1. Knappenwandgneise

Der Knappenwandgneis (FRASL, 1949) ist ein Orthogneis mit cm-großen, weißen Kalifeldspat-Einsprenglingen von „rhyolithischem bis dazitischem“ Chemismus (STEYRER, 1982; SEEMANN & KOLLER, 1988). Nach eigenen Untersuchungen begrenzt der Hauptzug der Knappenwandgneise die Knappenwandmulde im Süden und begleitet sie über eine Längserstreckung von etwa 10 km. Die Mächtigkeit dieses Gneiszuges überschreitet gebietsweise 300 m. Einzelne, vorwiegend konkordante Gneiskörper finden sich auch in den Amphiboliten und Metasedimenten der Knappenwandmulde. FRASL (1953) erkannte bereits, daß

„... der Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzung in einer höchstens 100 m breiten Übergangszone kontinuierlich ...“ durch Anreicherung von Feldspat-Einsprenglingen in den Knappenwandgneis übergeht.

Die typischen, überwiegend idiomorphen Kalifeldspat-Phänocrysten der hellgrauen Knappenwandgneise zeigen meist nahezu quadratische Querschnitte. Sie liegen in einer kleinkörnigen Muskovit-reichen Grundmasse. Be reichsweise erhöhte Scherbeanspruchung kann zu einer Augengneis- bis Augenflasergneistextur führen.

Die magmatischen Kalifeldspat I-Relikte (FRASL, 1953) (<4 cm) liegen als Fleckenperthite vor. Ein oszillierender Zonarbau einzelner Individuen wird durch die Auslöschung der Perthittentmischungen erkennbar (STEYRER, 1982). Diese Relikte können sich im Gestein zu Schlieren akkumulieren. Feinkörnige Kalifeldspat II-Rekrystallisate finden sich in der Grundmasse.

Plagioklas (<20 Vol.-%, <0,7 mm) weist eine lockere Füllung von Phengit-Mikrolithen auf. Quarz (<43 Vol.-%, <0,5 mm) ist vorwiegend statisch mit geraden Korngrenzen rekristallisiert.

Die Epidotkörper (<4 Vol.-%, <0,6 mm) entsprechen häufig den von RAITH et al. (1977) beschriebenen, prograden alpidischen Blasen mit Ummantelung Fe-reicher Epidotkerne durch Klinozoit.

Die klaren Apatit-Stengel und -Körper (akz., <0,2 mm) enthalten zuweilen bräunliche Kernbereiche. Akzessorien: Apatit, Titanit/Leukoxen, Zirkon, opake Erzminerale.

FRASL (1953), STEYRER (1982) und SEEMANN & KOLLER (1988, Fig. 1) rechnen die Knappenwandgneise zur Knappenwandmulde. Die Geologische Karte 1 : 50.000 Blatt 151 Krimml zeigt den Knappenwandgneis jedoch als Teil der Zentralgneise der Südlichen Sulzbachzung.

VAVRA (1989) stellt diese porphyrischen Gneise zu den „postanatektischen Intrusionen“. STEYRER (1982) diskutiert deren Entstehung als zwischen Zentralgneise und Muldengesteine intrudierter, hochplutonischer Gang; er erachtet ein vulkanisches Edukt aber als wahrscheinlicher. Beide Modelle können jedoch den graduellen Übergang vom Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzung in den Knappenwandgneis nicht erklären. Im Gelände sind an diesem Übergang keine scharfen Gesteinsgrenzen zu erkennen.

Bei unseren Geländearbeiten konnte am Südrand der Knappenwandmulde an mehreren Lokalitäten erstmals die Intrusion der Knappenwandgranitoide in die Metasedimente und Amphibolite der Habachgruppe nachgewiesen werden (Abb. 2). Aplite, Pegmatoid und Xenolithen wurden sowohl im Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzung als auch im Knappenwandgneis gefunden. Nesterförmige Anreicherungen von Kalifeldspäten existieren auch im Zentralgneis weit vom Kontakt zu den porphyrischen Knappenwandgneisen entfernt. Aufgrund dieser Befunde interpretieren wir die Knappenwandgneise als porphyrische Zentralgneis-Varietät. Daraus ergibt sich als wesentliche Konsequenz die Neudefinition des Begriffs Südliche

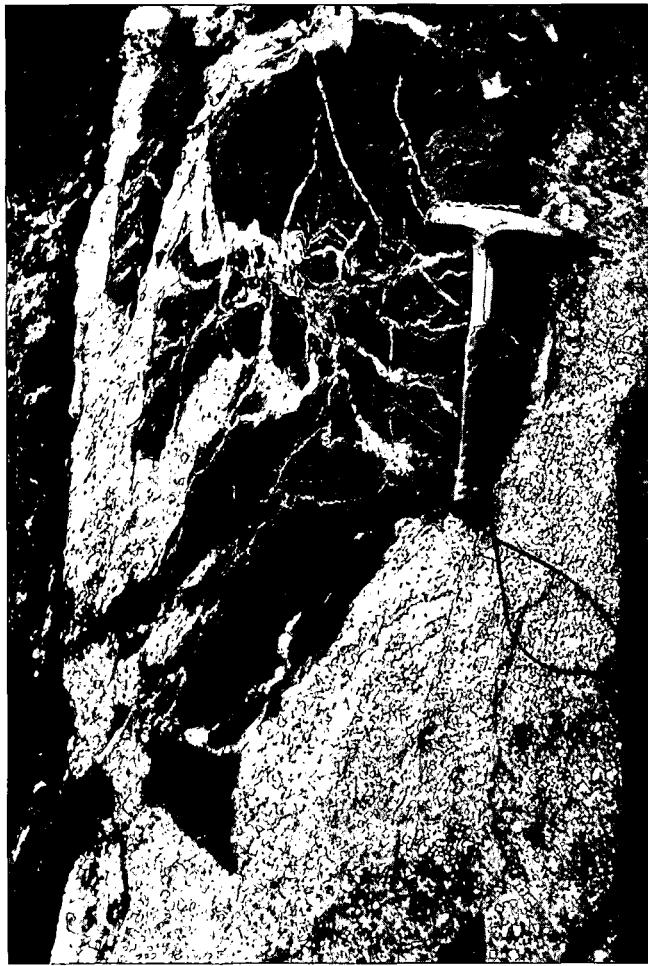


Abb. 2.
Intrusionskontakt zwischen Knappenwandgneis und Amphiboliten.
Lokalität: Nordwestliches Seekar, ca. 500 m südwestlich P 2242, ca. 2550 m SH.

Sulzbachzunge (KUPFERSCHMIED, 1993, 1994) unter Einbeziehung der Knappenwandgneise in die Südliche Sulzbachzunge sensu FRASL (1953).

Die im Knappenwandgneis nachweisbaren „... Schollen (Epidot-Amphibolite und Grünschiefer), die bis über 10 m mächtig werden können“ (FRASL, 1953) lassen sich ebenso wie Metasedimenteinschlüsse als große Xenolithe deuten. Die schieferungskonkordanten Knappenwandgneiskörper finden sich innerhalb der Knappenwandmulde bis 300 m von deren Südrand entfernt. Sie werden als Lagergänge interpretiert.

Granitoide mit Anreicherungen großer Feldspäte sind vor allem in den Dachbereichen hochplutonischer Körper bekannt. Mit einer derartigen genetischen Deutung ist neben der porphyrischen Natur der Knappenwandgneise auch deren fließender Übergang in die Südliche Sulzbachzunge erklärbar. Porphyrische Zentralgneis-Varietäten sind im Tauernfenster nicht ungewöhnlich. Solche Gesteine sind z.B. im Schwarzach- und Wimmertal (HAMMER, 1936), im Zillergründl und Hundskehlgund (RAITH, 1969), von der Griesscharte (LAMMERER, 1986) sowie im südöstlichen Tauernfenster (VAVRA, 1989) bekannt.

3. Die Gesteine des Sulzauer Kristallins

Die lithologische Zuordnung, das Alter und die tektonische Stellung des Sulzauer Kristallins waren bislang un-

geklärt. Von OHNESORGE (1929), HAMMER (1935), KARL & SCHMIDEGG (1979) und STEYRER (1982) wurde das Sulzauer Kristallin der Porphyrmaterialschieferserie zugerechnet. FRASL (1949) nimmt ein permokarbones Alter für das Sulzauer Kristallin an; später stellt er es vorläufig zur Habachserie (FRASL, 1958). STEYRER (1982) schließt ein jüngeres Alter als Karbon nicht aus.

Im Zuge der Geländearbeiten wurden diskordante Zentralgneisaplite in den Gesteinen des Sulzauer Kristallins gefunden (KUPFERSCHMIED, 1994). Ein derartiger, bequem erreichbarer Aplitgang befindet sich am Ostufer des Obersulzbaches südwestlich des Gasthauses Siggen (Abb. 3). Das Sulzauer Kristallin gehört somit zum Alten Dach der Zentralgneisgranitoide. Es wird von uns als Teil der Habachgruppe angesehen.

Das Sulzauer Kristallin besteht im wesentlichen aus Biotit-reichen Glimmerschiefern und Paragneisen. Neu gefunden wurden Metabasite und Metakonglomerate mit einem charakteristischen Klastenbestand. Aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeiten zur Basisschieferformation im hinteren Felbertal wird das Sulzauer Kristallin von uns zu den lithostratigraphisch tiefsten Teilen der Habachgruppe gestellt: Diese Übereinstimmung ist nicht nur in den Biotit-reichen Glimmerschiefern und Paragneisen, sondern auch in der Beteiligung von Metabasiten und typischen, seltenen Metakonglomerateinlagerungen erkennbar. Auch der Geröllbestand der Metakonglomerate ist weitgehend identisch. Er umfaßt Amphibo-



Abb. 3.
Diskordanter Aplitgang in Metasedimenten des Sulzauer Kristallins.
Lokalität: Ostufer des Obersulzbaches, südwestlich des Gasthauses Siggen.

lite, Quarzite, Metasedimente und plagioklasbetonte Granitoide.

Auf dem Sulzauer Kristallin liegen calcitische und dolomitische Hochstegenmarmore mit tektonischem Kontakt. Nördlich dieser Marmore schließt sich eine tektonische Scholle mit Porphyrmaterialschiefern an (vgl. Kap. 6.).

3.1. Biotitreiche Glimmerschiefer und Paragneise

Die Hauptmasse des Sulzauer Kristallins besteht aus biotitreichen Glimmerschiefern und Paragneisen. Diese fein- bis kleinkörnigen Metasedimente haben meist eine braune bis graue Eigenfarbe. Sie wurden bisher überwiegend als Porphyrmaterialschiefer (Kap. 6.) angesehen. Nach Neufunden von konkordanten Metakonglomerateinschaltungen (Kap. 3.3.) und diskordanten Apliten wurde eine petrographische Neubearbeitung vorgenommen.

Die Gesteine mit oft heterogener Zusammensetzung zeigen folgende gemeinsame Merkmale:

In der meist feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Grundmasse liegen Quarzkörner (<54 Vol.-%, <1 mm) als rundliche, z.T. monokristalline Relikte. Plagioklasblasten (<15 Vol.-%, $<0,25$ mm) sind rundlich und mit Klinozoisit-Einschlüssen gefüllt.

Die xenomorphen Biotitindividuen (<46 Vol.-%, $<0,3$ mm) mit hellbraunem Pleochroismus sind oft miteinander verwachsen.

Akkessorien: Zirkon, opake Erzminerale, Amphibol, Al-lanit, Chlorit, Apatit, Titanit/Leukoxen.

3.2. Metakonglomerate

Von KUPFERSCHMIED (1994) wurden im Sulzauer Kristallin erstmals Metakonglomerate festgestellt (Abb. 4). Besonders der Aufschluß am Obersulzbach südsüdwestlich des Gasthauses Siggen ist leicht zugänglich und bietet ein weites Geröllspektrum. FRASL (1953) beschrieb diese Gesteine als

„... Gneisknödel, Gneislinsen und Gneislamellen, die Bewegungsbahnen kennzeichnen ...“

Er bezog sich offensichtlich auf einen Aufschluß am Ostende der Staumauer am Eingang des Obersulzbachtals. In der Tat sind dort die Granitoidkomponenten stark durchbewegt und erinnern an Zentralgneisboudins. Nach Vergleichen mit weiteren Metakonglomeratvorkommen des Sulzauer Kristallins läßt sich jedoch auch dieser Aufschluß an der Staumauer zwangslässig den ehemals grobklastischen Sedimenteinlagerungen zuordnen.

Abb. 4.
Metakonglomerat mit großem Granitoidgeröll.
Lokalität: Westufer des Obersulzbaches, ca. 250 m
südsüdwestlich des Gasthauses Siggen.

Mittelkörnige Granitoidgerölle (bis 1,5 m) weisen zuweilen einen bis 2 cm breiten Alterationssaum auf. Dieser Saum ist möglicherweise auf Verwitterungseinflüsse bereits zur Zeit der Ablagerung der Gerölle zurückzuführen. Typisch für die Granitoidgerölle im Sulzauer Kristallin und ebenso in der Knappenwandmulde sind dunkelgraue Plagioklase ($<3,1$ mm), die sich makroskopisch gut von ihrer hellgrauen Matrix abheben. Sie sind stark serizitisiert und z.T. leistenförmig ausgebildet. Zusammen mit Quarz ($<1,8$ mm) bilden diese magmatischen Relikte ein gleichkörniges, innig verzahntes Gefüge. Mikrographische Verwachsungen beider Minerale wurden mehrfach angetroffen.

Kalifeldspat (<1 mm) tritt als Nebengemengteil auf. Muskovit ($<0,6$ mm) ist überwiegend als Füllung der Plagioklase präsent, Biotit ($<0,9$ mm) erscheint nur akzessorisch. Amphibol ($<0,3$ mm) ist Akzessorium, meist zusammen mit Epidot und Klinozoisit.

Neben feinkörnigen, leukoxenreichen Amphibolitklasten sind grobkörnige Amphibolitgerölle (<6 cm) im Konglomerat vertreten: Xenomorphe Amphibol I-Relikte (<7 mm) mit einem bräunlich-grünen Pleochroismus werden von stengeligem, meist idiomorphem Amphibol II mit schwach grünlichem Pleochroismus verdrängt. Die Amphibole werden oft von Biotit ($<1,5$ mm) umsäumt bzw. verdrängt. Noch häufiger ist die Verdrängung durch Serizit. Dieses Mineral bildet auch die Matrix zwischen den Amphibolblasten. Diese starke Serizitisierung ist für die Amphibolite der Habachgruppe ungewöhnlich. Sie ist wie der Alterationssaum der Granitoidklasten möglicherweise bedingt durch Verwitterungseinflüsse bereits vor und/oder während der Sedimentablagerung.

Neben Biotit kann auch Epidot ($<0,2$ mm) Nebengemengteil sein. Plagioklas tritt stark zurück, Quarz ist Akzessorium.

Feinkörnige leukokratische Komponenten (<6 cm) offensichtlich vulkanogener Herkunft bestehen vorwiegend aus Plagioklas und Quarz. Bisweilen sind sie intensiv epidotisiert.

Die kleinkörnigen Quarzitklasten (<3 cm) sind meist stark tektonisch gelängt.

Biotit-Plagioklas-Schiefergerölle (<8 cm) haben den gleichen Mineralbestand wie die Geröllmatrix. Die Biotit-, Plagioklas- und Quarz-Gehalte sowie die Korngrößen sind stark variabel.

3.3. Metabasite

Die Metabasite des Sulzauer Kristallins wurden erstmals von KUPFERSCHMIED (1994) beschrieben. Sie liegen als geringmächtige Einschaltungen von Biotit-Amphiboliten und Epidot-Amphiboliten in den Metasedimenten. Vulkanosedimentäre Übergänge bedingen engständige Wechsel von Quarz-reichen, Karbonat-führenden, Biotit/Muskovit-reichen Metasedimenten sowie Amphibol-rei-



che Lagen mit unterschiedlichen Korngrößen. Derartige Wechsellagerungen werden als Hinweis auf tuffogene bis tuffitische Ausgangsprodukte gewertet.

Die Metabasite des Sulzauer Kristallins sind durchwegs feinkörniger als die Amphibolite der Habach- und Knappenwandmulde. Die fein- bis kleinkörnigen Gesteine zeigen im Querbruch mitunter dunkle linsige Anreicherungen von Leukoxen und Erzmineralen.

In einem nematoblastischen Gewebe aus innig verwachsenden Amphibolstengeln bilden Plagioklas-Blasten die Zwischenfüllungen. Die Amphibole ($<0,6$ mm) mit einem gelbgrünen Pleochroismus sind xenomorph, Einfachzwillinge sind verbreitet. Quarzgefüllte Risse im Gestein werden von Amphibol übersprosst. Amphibol ist partiell von Biotit ($<0,2$ mm) und Chlorit ($<0,2$ mm) verdrängt.

Die meist rundlichen Plagioklas-Blasten ($<0,4$ mm) sind stark mit Fe-armem Klinozoisit ($<0,1$ mm) gefüllt.

Akzessorien: Karbonat, Muskovit, opake Erzminerale, Quarz, Apatit.

Im Nordteil der Knappenwandmulde wurden von KUPFERSCHMIED (1994) erstmals Intrusiva (Metatalomite) vorgestellt. Die kleinkörnigen bis mittelkörnigen Gesteine sind im frischen Bruch grauweiß.

Quarz (<39 Vol.-%, $<2,1$ mm) und oft leistenförmiger Plagioklas bilden ein gleichkörniges, hypidiomorph-körniges Gefüge.

In den magmatischen Plagioklasen (<46 Vol.-%, $<2,7$ mm) zeichnet die unterschiedliche Dichte der Klinozosit-Füllung z.T. einen reliktischen Zonarbau nach. Der Randsaum ist einschlußfrei. Biotit (<10 Vol.-%, $<0,55$ mm) zeigt einen olivbraunen Pleochroismus und liegt wie auch Epidot (<6 Vol.-%, $<0,5$ mm) vorwiegend auf kleinen Scherbarren. Eine junge Amphibol-Generation (<4 Vol.-%, $<0,9$ mm) weist einen grünen Pleochroismus auf. Diese Amphibole können glomerophyrische Aggregate bilden, die aus dem Zerfall einer alten Amphibol-Generation resultieren. Linsenförmige Anreicherungen von feinkörnigem Granat ($<0,5$ mm) finden sich vereinzelt. Akzessorien: Chlorit, Titanit/Leukoxen, Zirkon, opake Erzminerale, Granat.

4. Die Gesteine der Knappenwandmulde

Klastische Metasedimente mit Metakonglomeraten finden sich an beiden Außenrändern der Knappenwandmulde. Die Metasedimente werden von der Eruptivsteinsformation überlagert. In der Knappenwandmulde wurden bisher vor allem Metabasite beschrieben und kartiert. Die Detailkartierung zeigt jedoch etwa gleiche Anteile von Metabasiten und Orthogneisen. Die Orthogneise repräsentieren leukokratische Metavulkanite und bislang unbekannte Metaintrusiva.

Neben den bereits bekannten seltenen Epidositen und Marmoren wurden in der Knappenwandmulde erstmals Kalksilikatfelsen mit präalpidischen Epidot- und Grandit-liküten gefunden. Zentralgneiskörper (Lagergänge) und Apliten durchsetzen die Gesteine der Habachgruppe.

4.1. Metabasite

Als Amphibolitvarietäten sind in der Knappenwandmulde Epidot-Amphibolite mit Übergängen zu Epidositen, Chlorit-Amphibolite und Biotit-Amphibolite vertreten. Die Amphibolite der Knappenwandmulde sind geochemisch gut untersucht (SEEMANN & KOLLER, 1988; SEEMANN et al., 1993). Sie repräsentieren Kalkalkalibasite und „low-K-Tholeiite“ einer „typischen Inselbogenabfolge“ (SEEMANN et al., 1993). Petrographisch entsprechen sie im wesentlichen den Metabasiten des Sulzauer Kristallins (Kap. 3.1.).

4.2. Leukokratische Orthogneise

SEEMANN & KOLLER (1988) beschreiben „Albitgneise“ mit sehr variablem Chemismus („andesitisch bis quarzitisch“) sowie kalifeldspatführende Flasergneise aus dem Bereich der Knappenwand. Ein Teil der Muskovit-reichen, feinkörnigen Orthogneise westlich des Obersulzbachtals ist nach eigenen Untersuchungen von Vulkaniten abzuleiten. Sie führen lokal Quarzeinsprenglinge und Pyroklastika. Diese Gesteine sind Äquivalente der leukokratischen, oft Pyroklastika-führenden Metavulkanite der Habachmulde (KUPFERSCHMIED, 1993, 1994). Sie stehen vorwiegend im Südteil der Knappenwandmulde an und gehen lokal in Muskovit-Plagioklas-Gneise bzw. Epidot/Amphibol-reiche Gneise über.

4.3. Metasedimente

Biotit-reiche Glimmerschiefer und Paragneise mit lokal eingelagerten Metakonglomeraten stehen am Nord- und Südrand der westlichen Knappenwandmulde an. Diese Gesteine unterscheiden sich petrographisch nicht von den Metasedimenten des Sulzauer Kristallins (Kap. 3.2.), die wir der Basisschieferformation zuordnen. In den Schiefervarietäten der Knappenwandmulde sind Apatite (akz., $<0,1$ mm) mit braunen Kernen und klaren Säumen nachweisbar. Sowohl die Kerne als auch die Säume können idiomorphe Kristallflächen ausbilden. Als Edukte für die Biotit-reichen Glimmerschiefer und Paragneise sind Grauwacken mit lokal eingelagerten Grobklastika anzunehmen.

Stark deformierte Bänder- und Lagengneise im Söllkar werden als ehemals klastenführende Gesteine aufgefaßt. Bisher unbekannt waren die Metakonglomerate im Seekar am Südrand der Knappenwandmulde bei ca. 2520 m SH. Deren Gerölle liegen in einer Gesteinsmatrix, die meist einem Biotit-Plagioklas-Schiefer mit geringen Amphibolgehalten entspricht. Als Gerölle wurden ehemalige Magmatite und Sedimente nachgewiesen.

Calcitmarmore wurden von AIGNESBERGER (1988) beschrieben. Ein grauweißes, 2 bis 3 m mächtiges Marmorband zusammen mit Metabasiten ist im Seekar, etwa 350 m nordnordwestlich des Söllenkars Kogels, bei ca. 2700 m SH anstehend nachgewiesen. Funde von Rollstücken in der östlich anschließenden großen Rinne geben Hinweise auf mindestens noch ein weiteres Marmorvorkommen. Geringe Gehalte an Grossular, Epidot, Feldspat und Pyroxen weisen auf eine metasomatische Überprägung hin. Randlich wurden die Marmore zu Kalksilikatfelsen (Kap. 4.4.) umgewandelt, teilweise auch silifiziert.

Kohlenstoff- und sauerstoffisotopengeochemische Untersuchungen an den Marmoren vom Seekar wurden von CARL (1988) und LOTH (1991) durchgeführt. Die analysierten Proben stimmen gut mit marinen Kalksteinen überein. Für das Marmorvorkommen kann eine sedimentäre Genese angenommen werden.

4.4. Kalksilikatfelsen und Epidosite

Zwei unterschiedliche Typen von Kalksilikatfelsen wurden von KUPFERSCHMIED (1994) beschrieben. Kalksilikatfelsen des ersten Typus begleiten die Calcitmarmorbänder der Knappenwandmulde. Dieser Typ umfaßt Amphibol-

Abb. 5.
Kalksilikatfels-Einschlüsse (Typus 2) in Amphiboliten.
Lokalität: ca. 380 m nördlich des Söllenkar Kogel,
ca. 2690 m SH.

reiche oder Pyroxen-reiche sowie Epidot-reiche Varietäten. Kennzeichnend für diese grauen bis grünlichen Kalksilikatfelse ist eine feine schieferungssparallele Bänderung im mm- bis cm-Bereich. Bereits makroskopisch sind rotbraune Granate mit einem dunklen Saum zu erkennen. Epidot und Granat können in Linsen angereichert sein. Das Granatwachstum erfolgte auch diskordant zum metamorphen Lagenbau entlang von feinen Rissen. Späte Rißfüllungen bestehen aus grobkörnigem, spätigem Calcit.

Der zweite Typus steht im Zentrum der Knappenwandmulde im westlichen und östlichen Seekar an. Bis 12 cm große Kalksilikat-Einschlüsse in Epidositen und Amphiboliten (Abb. 5) werden als Boudins älterer Kalksilikat-reicher Lagen gedeutet. Die metasomatischen Prozesse werden durch eine lokal noch erkennbare Zonierung der Boudins verdeutlicht: Einem stets Biotit-freien Außenrand mit überwiegend Amphibol folgt eine innere Zone mit vorherrschend eisenarmem Klinozoisit und Pyroxen (\pm Pyrit). Das Zentrum der Boudins wird von Grandit, Epidot und Calcit oder von einem Quarz-Plagioklas-Gewebe mit mm-großen Amphibolblasten und eisenreichem Epidot eingenommen. Tektonisch überprägte, diskordante Kalksilikatgängchen und Texturen verweisen auf wahrscheinlich präalpidische Metasomatosevorgänge. Die Gehalte der nachstehend beschriebenen Minerale sind je nach Kalksilikatfelstypus starken Schwankungen unterworfen.

Kalksilikatfelstypus 1

Amphibol (<0,7 mm) hat einen langprismatischen, überwiegend idiomorphen Habitus (X = schwach braun, Y = gelbgrün, Z = blaugrün).

Große Pyroxen I-Relikte (<3 mm) liegen xenomorph und kurzprismatisch vor. Diese alte Generation wird weitgehend von Pyroxen II, Amphibol, Biotit und Epidot verdrängt. Pyroxen II (<0,45 mm) ist oft langstengelig, (hyp-) idiomorph und weist z.T. mehrfache Zwillingslamellierung auf. Durch Mikrosondenuntersuchungen wurden Pyroxen I und II als Diopside bis Salite bestimmt (KUPFERSCHMIED, 1994).

Epidot (<3 mm) ist meist xenomorph und oft mit Amphibol und Pyroxen zu dichten, glomerophyrischen Aggregaten verwachsen. Die Epidotkörner können Säume von Fe-armem Klinozoisit aufweisen und entsprechen damit den prograd zonierten alpidischen Blasen im Sinne von RAITH (1969, 1976) sowie von RAITH et al. (1977) und STEYRER (1982).

Grandit (<7 mm) mit bräunlicher Eigenfarbe und Zonabau lässt in Außensäumen Anreicherungen an nadeligen Einschlüssen (Amphibol?) erkennen.

Akkessorien: Titanit, opake Erzminerale.

Kalksilikatfelstypus 2

Neben den alpidischen Mineralen der Epidotgruppe analog jenen in Typus 1 sind ungewöhnliche Relikte zu gegen: Idiomorphe, klare, meist Fe-reiche Epidote mit einem oszillierenden Zonarbau (Abb. 6 und 7) wurden nach einer Katklasephase von einem trüben, Fe-armen Saum 1 umwachsen. Die Trübung dieses Saumes ist auf eine Vielzahl von meist dekrepitierten fluiden Einschlüssen zurückzuführen. Vereinzelt wird dieser Saum wiederum von einem weiteren Klaren, oft Fe-reicheren Randsaum 2 umschlossen, der nach außen hin kontinuierlich Fe-ärmer wird. Dieser Randsaum



wird als prograde alpidische Bildung sensu RAITH (1969, 1976) interpretiert.

Amphibole und Pyroxene entsprechen ihren Analoga im Kalksilikattypus 1.

Albit (<0,8 mm) ist häufig mit Grandit durchsetzt.

Auch Grandit zeigt oft einen oszillierenden Zonarbau (Abb. 8 und 9) sowie Verdrängung durch Epidot und Calcit.

Akkessorien: Titanit, opake Erzminerale.

Epidosite sind als weiterer Kalksilikatfelstyp vertreten. Metermächtige Epidosite in den Metabasiten der Knappenwandmulde sind das Muttergestein für die be-

Tabelle 1.

Ausgewählte Mikrosondenanalysen des Kalksilikatfelstypus 2 (aus KUPFERSCHMIED, 1994).

Kationenberechnung: Granat 12 Anionen, Epidot 13 Anionen, Pyroxen 6 Anionen.

| Analysennr. | Granat | Epidot | | Pyroxen | |
|--------------------------------|--------|--------|-------|---------|-------|
| | p01 | p01 | p36 | px(5) | px(2) |
| | Kern | Kern | Rand | | |
| SiO ₂ | 37,51 | 37,16 | 38,34 | 53,06 | 53,39 |
| TiO ₂ | 1,66 | 0,13 | 0,02 | 0,06 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 9,93 | 26,18 | 29,60 | 1,07 | 1,54 |
| Fe ₂ O ₃ | 0 | 10,75 | 5,89 | 0 | 0 |
| FeO | 14,23 | 0 | 0 | 9,20 | 5,53 |
| MnO | 0,50 | 0 | 0,14 | 0,51 | 0,52 |
| MgO | 0,19 | 0,06 | 0,02 | 11,85 | 13,94 |
| CaO | 33,52 | 23,65 | 24,06 | 22,22 | 24,14 |
| Na ₂ O | 0 | 0 | 0,01 | 1,41 | 0,49 |
| K ₂ O | 0 | 0 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Summe | 97,54 | 97,93 | 98,08 | 99,45 | 99,56 |
| si | 3,03 | 2,92 | 2,96 | 1,99 | 1,98 |
| ti | 0,10 | 0,01 | 0 | 0 | 0 |
| al | 0,95 | 2,43 | 2,69 | 0,05 | 0,07 |
| fe | 0,96 | 0,64 | 0,34 | 0,29 | 0,17 |
| mn | 0,03 | 0 | 0 | 0,02 | 0,02 |
| mg | 0,02 | 0,01 | 0 | 0,66 | 0,77 |
| ca | 2,90 | 1,99 | 1,99 | 0,89 | 0,96 |
| na | 0 | 0 | 0 | 0,10 | 0,04 |
| k | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Abb. 6.
Idiomorphe, klare Epidotrelikte mit einem oszillierenden Zonarbau (1) und einem einschlußreichen, xenomorphen Saum (2).
Kalksilikattypus 2, Probe 9/8, Maßstab: 0,2 mm.

kannten alpidischen Kluftepidote des Söllen- und Seekares. Im Söllenerkar sind pistaziengrüne, meist stark boudinierte Epidotlagen in Amphiboliten verbreitet. Neben reinen Epidositen wurde bei der Kartierung des Seekares ein rötlich-gelbgrüner Granat-Epidot-Fels mit geringen Calcitgehalten als Rollstück gefunden.

Altersstellung der Kalksilikatfelse

Das Alter des Kalksilikatfelstypus 1 ist noch offen; ein frühalpidisches oder präalpidisches Alter erscheinen möglich.

Die Epidotrelikte des Kalksilikatfelstypus 2 werden als präalpidische Bildungen angesehen. Der Fe-Einbau ist bei Mineralen der Epidotgruppe abhängig von Druck, Temperatur, der O_2 -Fugazität (COOPER, 1972), vom pH-Wert (LOU, 1990) sowie vom Stoffangebot der fluiden Phase. Der oszillierende Zonarbau der Epidot- und Granditrelikte ist auf wechselnde physikochemische Bildungsbedingungen zurückzuführen. Die Kalksilikatfelse des Typus 2 und die Epidosite liegen nach eigenen Untersuchungen oft intensiv alpidisch gefaltet oder boudiniert vor. Dies wird als weiteres Anzeichen für eine prä- oder frühalpidische Gesteinsgenese gewertet.

Die alpidische Metamorphose führte in der Knappenwandmulde zu einer starken Epidotblastene mit einer intensiven Epidotisierung der meisten Aplitgänge in den epidotreichen Amphiboliten. Auch die bekannten Vorkommen von Epidot (+ Pyroxen + Byssolith) in alpidischen Zerrklüften sind wohl auf diese Blastene zurückzuführen.

5. Die Hochstegenformation und der Hachelkopfmarmor

FRASL (1949) führte den Begriff Hachelkopfmarmor für Marmore ein, die auf ca. 4,5 km Länge dem Zentralgneis der Südlichen Sulzbachzunge (einschließlich Knappenwandgneis) aufliegen. Aufgrund der Untersuchungen von FRASL (1953) und STEYRER (1982) sowie eigener Befunde ergibt sich:

Diese Marmore erreichen ihre größte Mächtigkeit von etwa 10 m unmittelbar nördlich des Weges vom Hachelkopf zur Popberg-Alm bei etwa 2000 m SH. Sie bilden keinen durchgehenden Zug, sondern sind in Boudins und Schollen zerlegt, lokal ausgedünnt oder auch tekto-

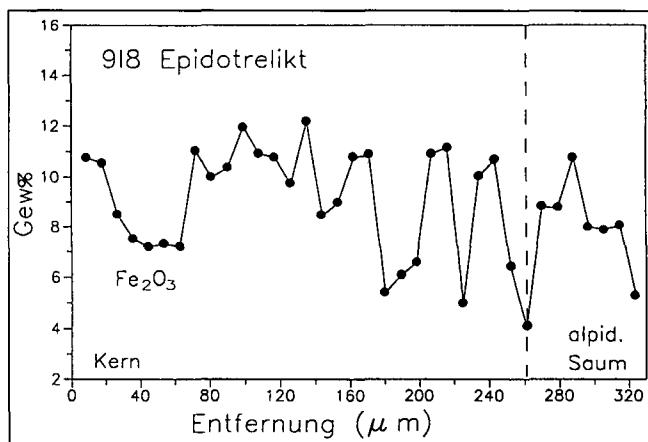
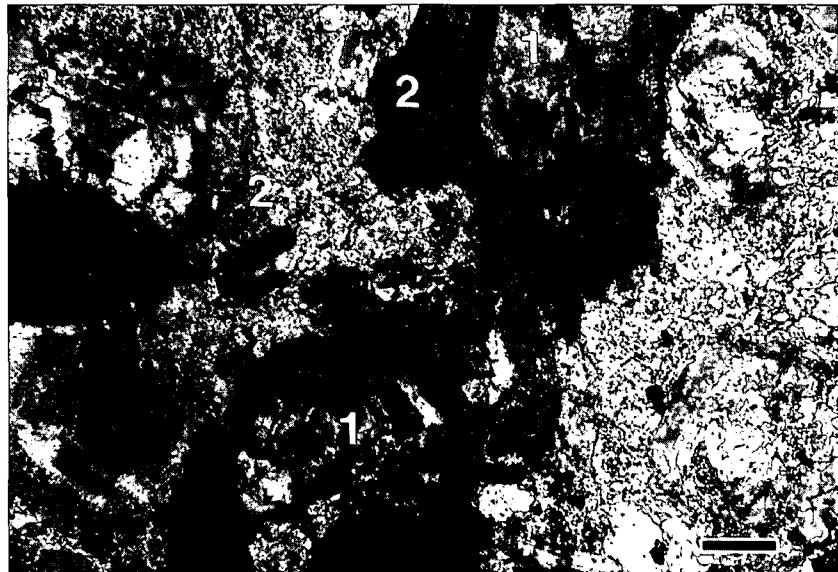


Abb. 7.
Mikrosondenprofil eines Epidotreliktes aus dem Kalksilikatfelstypus 2. Gut erkennbar ist der oszillierende Zonarbau anhand der stark schwankenden Fe_2O_3 -Gehalte. Der Analysenfehler entspricht etwa der Symbolgröße.
Probe 9/8.

nisch verdoppelt. Über dem Hachelkopfmarmor folgt ein Scherhorizont, auf dem die Südliche Sulzbachzunge so-

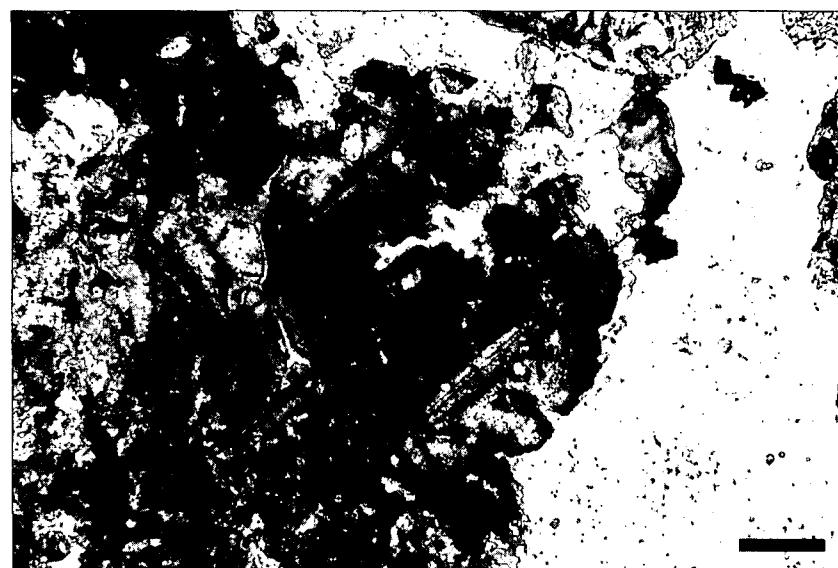


Abb. 8.
Grandit mit oszillierendem Zonarbau ist randlich korrodiert und mit Calcit verwachsen.
Die Granditblasten werden von xenomorphem Epidot verdrängt.
Kalksilikattypus 2, Probe 9/8, Maßstab: 0,2 mm.

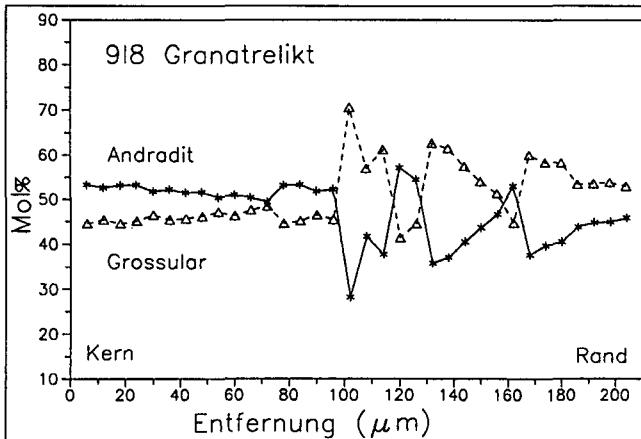


Abb. 9.
Mikrosondenprofil eines Granatreliktes aus dem Kalksilikatfelstypus 2. Der oszillierende Zonarbau wird anhand der gegenläufigen Grossular- und Andradit-Gehalte deutlich. Die Analysenfehler entsprechen etwa den Symbolgrößen.
Probe 9/8.

wie möglicherweise auch Teile der Knappenwandmulde (Kap. 7.3.) von der Habachmulde überschoben wurden.

Eine graue bzw. gelblich-weiße Bänderung ist für die klein- bis mittelkörnigen Calcitmarmore typisch. An deren Basis sowie zwischen den einzelnen Marmorschollen stehen lokal Quarzite (Graphit) sowie teilweise graphitführende Phyllite und Schiefer an. Exemplarisch für diese unterlagernden Gesteine wird hier erstmals ein Graphit-führender Quarzphyllit vorgestellt:

Ein granoblastisches Quarzpflaster (<0,4 mm) wird von Muskovit-reichen Schieferungsbahnen durchzogen. Die Muskovitblasten (<0,2 mm) sind teilweise stark mit Graphit (<0,04 mm) durchsetzt.

Akkessorien: Turmalin (<0,07 mm, schwach gelbliche Färbung), Rutil, Hämatit, Leukoxen, Plagioklas, opake Erzminerale.

Seit FRASL (1949, 1953) wird der Hachelkopfmarmor als Äquivalent des oberjurassischen Hochstegenmarmores gedeutet. Tatsächlich entspricht der Hachelkopfmarmor lithologisch den am östlichen Eingang des Untersulzbachtals aufgeschlossenen Marmoren, die zum Hochstegenmarmor gestellt werden. Für die in der Literatur angenommene direkte Verbindung zwischen Hachelkopfmarmor und dem Hochstegenmarmor östlich des Untersulzbaches fanden sich bei der Kartierung jedoch keine Belege.

6. Die Porphyrmaterialschieferserie

Östlich des Untersulzbaches ist zwischen dem Hochstegenmarmor und der Krimmler Trias eine tektonische Schuppe aufgeschlossen, deren lithologische Zugehörigkeit bislang kontrovers diskutiert wurde. FRASL (1949) sieht sie als „Begleiter der Krimmler Trias“, erwähnt 1953 jedoch auch Ähnlichkeiten mit den „Porphyroiden des Farnbichl“. Auf der geologischen Karte Blatt 151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) werden diese Gesteine mit dem Sulzauer Kristallin parallelisiert und zu den Porphyrmaterialschiefern gestellt. Im Arbeitsgebiet existieren Aufschlüsse südlich des Schiedhofes am Untersulzbachtal sowie am Bach östlich von Waldhütten. Östlich und westlich dieser beiden Aufschlüsse keilen diese Gesteine lateral aus.

In der Schuppe dominieren dunkel- bis hellgraue Muskovit-Quarzitgneise mit einer straffen Schieferung. Bis-

weilen finden sich in diesen Gesteinen weiße, stark tektonisch gelängte Klasten (<3 cm).

In einer feinkörnigen Quarz-Matrix werden mm-große, weiße Feldspäte und Quarzrelikte von Hellglimmern umflossen. Die Quarzkörner der Matrix (<0,25 mm) sind vorwiegend gelängt rekristallisiert und zeigen buchtige Korngrenzen. Die Plagioklasrelikte (<1,5 mm) sind stark serizitisiert, teils von Karbonat durchsetzt. Eisenschüssiges Karbonat (<1,6 mm) kann lagig angereichert sein. Kataklastische Risse im Gestein sind von Chlorit (<0,15 mm) mit intensiv grüner Eigenfarbe gesäumt und mit Karbonat gefüllt.

In den Muskovit-Quarzitgneisen wurden seltene, cm-dünne Graphitschiefer-Einschaltungen ohne Fossilnachweis neu gefunden. Vereinzelte Metabasitblöcke im Hangschutt stammen möglicherweise auch aus dieser Gesteinsfolge.

Die Muskovit-Quarzitgneise können aufgrund ihrer lithologischen Merkmale entweder zu den Quarziten der Wustkogeler Serie oder zu den Porphyrmaterialschiefern gestellt, nicht jedoch dem Sulzauer Kristallin zugeordnet werden. Ein eingehender Probenvergleich erbrachte gute Übereinstimmungen mit Porphyrmaterialschiefern vom Farmbichl (FEDERL, 1993). Die Porphyrmaterialschiefer werden nach MILLER et al. (1984) sowie BEIL-GRZEGORCZYK (1984) als Wechselfolge von Phylliten, Quarziten, Gneisen und Myloniten beschrieben. Auch Vorkommen von Graphitschiefern und Metabasiten sind vom Farmbichl bekannt (BEIL-GRZEGORCZYK, 1984). Zirkon-Datierungen (U-Pb) an Metavulkaniten aus der Porphyrmaterialschiefer Serie im Tuxer Tal ergaben ein Kristallisationsalter um 284 Ma (SÖLLNER et al., 1991). Die Muskovit-Quarzitgneise lassen sich zwangsläufig als Produkte eines sauren Vulkanismus deuten.

Die Porphyrmaterialschiefer Serie erscheint als eine der in ganz Mitteleuropa verbreiteten spätvariszischen Grabenfüllungen aus gemischt klastisch/vulkanischem Material vom Typ Saar/Nahe-Trog. Ihre Verformung und Metamorphose sind im wesentlichen alpidisch. Die Serie liegt heute allochthon nördlich ihres Entstehungsgebietes; sie war ursprünglich wohl auf einem nicht mehr identifizierbaren, wahrscheinlich auch nicht mehr vorhandenen, weiter südlich gelegenen Kristallin abgelagert worden.

7. Strukturgeologie

7.1. Kenntnisstand

Der „Zungen-“ (Antiklinal-) und Muldenbau im Arbeitsgebiet wurde bereits von LÖWL (1894) beschrieben. Dieser Autor interpretierte die Habachmulde ohne nähere Untersuchungen als „zusammengeklappte, gegen Norden überschobene Mulde“ und implizierte damit die Präsenz isoklinaler Großfalten. Großfalten sind heute im ganzen westlichen Tauernfenster bekannt (FRISCH, 1977; MILLER et al., 1984; LAMMERER, 1988; SENGL, 1991).

Ein tektonisches Modell der Krimmler Gneiswalze wurde von FRASL (1953) vorgestellt. Diese Gneiswalze taucht mit etwa 20° nach Osten ab. Ein wesentlicher Inhalt dieses Modells ist die tektonische Eigenständigkeit der Gneiswalze: Ihre vier lithologischen Einheiten (Sulzauer Kristallin, Knappenwandmulde und beide Sulzbachzungen, vgl. Abb. 10) waren

„... in der für den heutigen Gebirgsbau entscheidenden tektonischen Phase zu einem einzigen Körper vereinigt, der einer fremden Umgebung gegenüberstand ...“ (FRASL, 1953, S. 169).

Als diese „fremde Umgebung“ sind insbesondere die südlich angrenzende Habachmulde und die Habachzunge angesprochen.

Die Bedeckung sämtlicher lithologischer Einheiten der Gneiswalze mit Hachelkopfmarble ist ein weiterer wichtiger Inhalt des Modells. FRASL (1953) nimmt eine Überdeckung der Knappenwandmulde mit Marmor vor allem deshalb an, weil er – im Gegensatz zur vorliegenden Arbeit – die Knappenwandgneise als Bestandteil der Knappenwandmulde betrachtet. Als weiterer Beleg für die Präsenz von Hachelkopfmarble auf den Gesteinen dieser Mulde wird von FRASL (1953) ein Aufschluß gewertet, der 1951 von SCHMIDEGG im Aschbachtal bei 1020 m SH gefunden wurde (FRASL, 1953). Dieses Marmorvorkommen wird als Bindeglied zwischen den Aufschlüssen des Hachelkopfmarbles und dem Hochstegenmarble am Untersulzbach angesehen. Die KOBER'sche Idee (erwähnt in FRASL, 1953) eines Transgressionskontaktes zwischen der Krimmler Gneiswalze und dem Hachelkopfmarble konnte FRASL aufgrund der starken Tektonisierung nicht bestätigen. Eine ehemalige, jetzt tektonisch überarbeitete Winkeldiskordanz zwischen beiden Einheiten wurde jedoch als möglich erachtet.

FRISCH (1977, S. 687) postuliert im westlichen Tauernfenster (Venedigerdecke) eine

„... Anlage in Gneiskerne und Schiefermulden schon in der variszischen Ära ...“

Diese Strukturen wurden nach FRISCH (1977, 1980) in alpidischer Zeit durch eine Faltung in Zentralgneiskuppen großer Wellenlänge sowie in enge Mulden mit Gesteinen der Älteren Schieferhülle überprägt. Der Nordrand des Tauernfensters wird mittels Tauchstrukturen erklärt.

MILLER et al. (1984) sowie LEDOUX (1984) unterscheiden am Nordwestende des Tauernfensters 4 Deformationen (f_1 – f_4): Ursprünglich liegende, isoklinale Großfalten werden zur ersten Deformation f_1 gestellt. Anschließend entstanden lokal N-S-streichende f_2 -Querfalten. Eine Wiederfaltung in großem Maßstab erfolgte durch die nahezu aufrechten f_3 -Großfalten mit „Faltenlängen von rund 1 km“ (MILLER et al., 1984). Südvergente f_4 -Rücküberschiebungen und Kleinfalten werden auf die Aufwölbung des Tauernfensters zurückgeführt. Jüngere Bruchtektonik ist lokal bekannt.

LAMMERER (1986, 1988) verweist auf eine autochthone helvetische Fazies in der Greiner Mulde. Er erklärt die Strukturen des Tauernfensters erstmals mit Hilfe eines Transpressionsmodells und unterscheidet vier Deformationsphasen (D_1 – D_4): D_1 entspricht den Deckenüberschiebungen im Zuge der Kollision der penninischen und ostalpinen Einheiten mit dem europäischen Schelf. Während D_2 entwickeln sich enge bis isoklinale, stark Nordwest-vergente oder liegende Falten mit Wellenlängen von etwa 1 km und Amplituden bis 5 km. Die D_1 -Überschiebungsfächen wurden z.T.

von D_2 überfaltet. Die D_3 -Falten zeigen Wellenlängen von 10 km und Amplituden von 5 km. Sie sind oft südvergent. Bruchhafte D_4 -Strukturen entstanden während der Heraufschiebung des Tauernfensters.

SENGL (1991) postuliert die präalpidische Ausbildung von Horst-Graben-Strukturen infolge von Extensionstektonik in der Schönachmulde. Als alpidische Deformationsphase 1 wird ein „buckle fold“-Ereignis mit breiten Zentralgneis-Antikinalen und schmalen Synkinalen der prävariszischen Gesteine während der Überschiebung der Jüngeren Schieferhülle angesehen. In Phase 2 entstehen lokale Querfalten (f_2 nach MILLER et al., 1984). Als Deformation 3 wird die Ausbildung ursprünglich stark vergenter bis liegender Isoklinalfalten unter einem transpressiven Regime erachtet. Einer Phase 4 wird die Überfaltung durch eine langwellige, aufrechte Stauchfaltung (D_3 nach LMMERER, 1988) zugeordnet. Die zweite Querfaltung (Phase 5) wurde beim beginnenden Aufstieg des Tauernfensters wirksam.

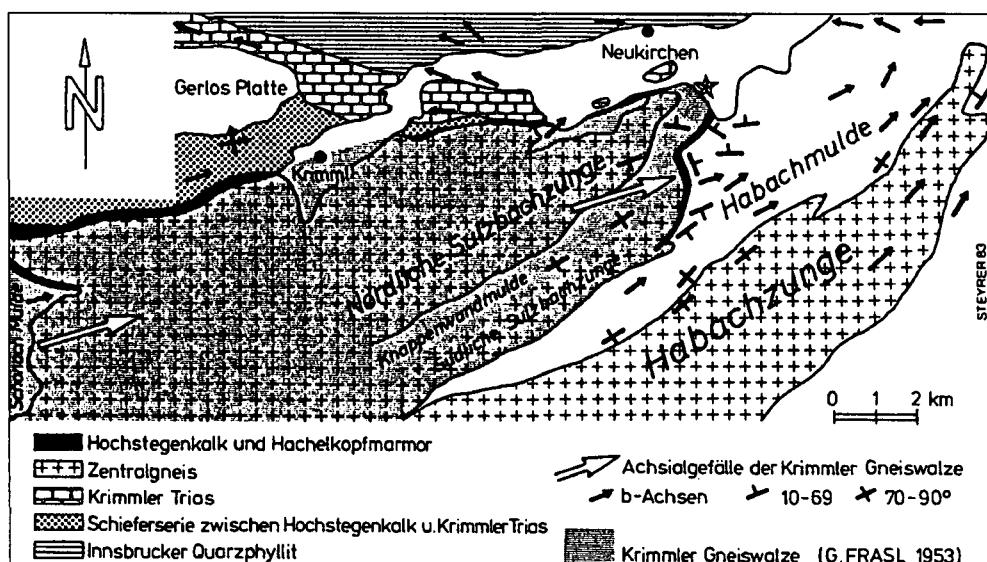
7.2. Tektonischer Bau des Arbeitsgebietes

Nach dem bisherigen Literaturstand ist der Einfluß der variszischen und alpidischen Faltungen auf die Entstehung der Mulden- und Zungenstrukturen im Arbeitsgebiet unklar. Die struktureogeologischen Untersuchungen belegen vor allem zwei nahezu koaxiale Faltungsphasen.

Erste Faltungsphase D_{A1}

Diese Faltung erzeugte die engen bis isoklinalen Mulden der Habachgruppe mit den dazwischenliegenden Zentralgneis-Antikinalen (= Zungen). Die Amplitude dieser Falten erreicht bis 5 km. KUPFERSCHMIED (1993, 1994) konnte erstmals den Muldencharakter der Habachmulde nachweisen. Die im Westen über 1 km breite Knappenwandmulde wurde an ihrem Nordostende auf wenige 100 m eingeebnet und ist im Ostteil durch Metasedimentzüge vorwiegend an den Muldenflanken nachgezeichnet. Das Sulzauer Kristallin läßt sich als Relikt einer dritten Mulde deuten.

Das Alter der vorliegenden Faltungsphase ist noch nicht sichergestellt. Nach KUPFERSCHMIED (1993, 1994) ergeben sich Hinweise auf ein alpidisches Alter: Die erste (isoklinale) Faltung der Greiner Mulde und der Schönachmulde ist wohl derselben Phase (D_{A1}) zuzuordnen. Beide Mulden enthalten permomesozoische Gesteinsserien (LAMMERER,



1986; SENGL, 1991). Die isoklinale Faltungsphase D_{A1} wird daher von KUPFERSCHMIED (1993, 1994) als alpidisches Ereignis interpretiert. Ein variszisches Alter ist jedoch nicht mit hinreichender Sicherheit auszuschließen. Die seltenen variszischen Intrusivkontakte der Zentralgranitoide ermöglichen keine abschließende Beurteilung.

Die Überschiebung der Habachmulde auf den Hachelkopfmarmor (Hachelkopfüberschiebung) ist als alpidisches Ereignis anzusehen. Die Überschiebungsweite beträgt mindestens 3 km. Diese Überschiebungsbahn wurde während der zweiten Faltung D_{A2} mitverfaltet. Doch sind auch post- D_{A2} -Bewegungen dokumentiert, die als Rücküberschiebung gedeutet werden und zum südgerichteten Versatz der D_{A2} -Achsenfläche führten.

Zweite Faltungsphase D_{A2}

Diese großräumige, alpidische Faltung erfolgte nahezu koaxial zu den D_{A1} -Strukturen. Im nördlichen Aufnahmgebiet zwischen dem Obersulzbachtal und dem Hollersbachtal-Westhang entstand eine enge Antiform mit einer Amplitude etwa in der Größenordnung der D_{A1} -Falten. Diese Struktur wurde von früheren Bearbeitern nur am Nordrand der Habachmulde richtig erkannt und bis jetzt nie als Antiform beschrieben. Bei unseren tektonischen

Untersuchungen ließ sich diese Antiformstruktur auch in der Krimmler Gneiswalze nachweisen: Das Umschwenken der Schieferungsflächen ist am Wanderweg zu den Untersulzbachfällen innerhalb des – bisher vernachlässigten – Sulzauer Kristallins gut nachvollziehbar. Diese Struktur wird daher nachstehend als Sulzauer Antiform bezeichnet. Alle Syn- und Antikinalen der ersten Faltungsphase werden durch die Sulzauer Antiform nach Norden überkippt und liegen als Tauchstrukturen vor. D_{A2} -Synformstrukturen wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden.

Der weitere Verlauf der Sulzauer Antiform westlich des Obersulzbachtals wurde nicht näher untersucht. Es wird vermutet, daß ihre Achsenfläche südlich des Farmbichls weiterzieht. Dort fallen die Schieferungsflächen der nördlichsten anstehenden Zentralgneise nach Norden ein (FEDERL, 1993). Ein Übergang der Sulzauer Antiform in die Antiformstruktur des (überkippten) Nordteils der Schönachmulde (SENGL, 1991) liegt nahe.

Dritte Faltungsphase D_{A3} (Querfaltung)

Diese Phase ist mit der „Aufdomung“ des Tauernfensters verknüpft. Sie bedingt das westliche Abtauchen der D_{A1}/D_{A2} -Strukturen am Westende des Tauernfensters und deren östliches Abtauchen im Arbeitsgebiet. Im Gelände

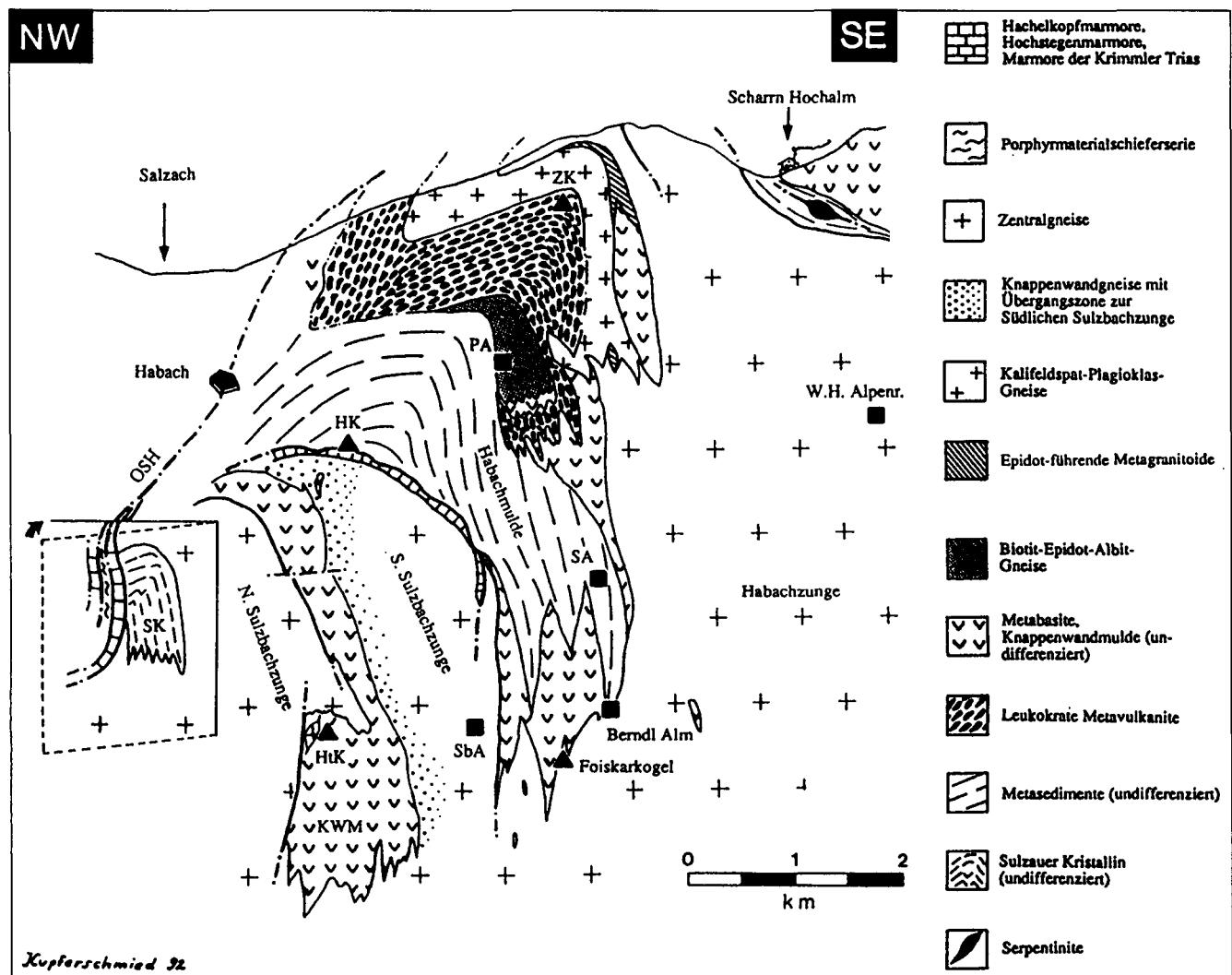


Abb. 11.

Projektion (Sammelprofil) durch die Sulzauer Antiform senkrecht zum Mittelwert $54^{\circ}/26^{\circ}$ der B_{A1}/B_{A2} -Faltenachsen.
KWM = Knappenwandmulde, OSH = Überschiebung der Oberen Schieferhülle, HtK = Hüteltalkopf, HK = Hachelkopf, SbA = Seebach-Alm, PA = Peitingalm, SA = Stocker-Alm, ZK = Zwölferkogel. Dicke Linien = Störungen und Überschiebungen.
Modifiziert nach KUPFERSCHMIED (1993a).

konnten die N-S-streichenden Falten dieser Phase nicht direkt gemessen werden. Die Existenz dieser Falten mit großer Wellenlänge wurde von SENGL (1991) im Schönachgebiet festgestellt. Möglicherweise sind die mittelteil westfallenden b-Achsen im Arbeitsgebiet z.T. auf D_{A3} -Un-
dulationen der D_{A1}/D_{A2} -Achsen zurückzuführen.

Der weitere Aufstieg des Tauernfensters war mit der Bil-
dung bzw. Reaktivierung von bruchhaften Strukturen (D_{A4}) verbunden.

Das strukturgeologische Modell der Sulzauer Antiform ist gut mit den von LAMMERER (1986, 1988) im westlichen Tauernfenster nachgewiesenen Ereignissen D_1 – D_4 ver-
einbar. Auch mit dem Modell von MILLER et al. (1984) be-
stehen gute Übereinstimmungen.

7.3. Krimmler Gneiswalze und Sulzauer Antiform

Nachstehend wird dem Modell der Krimmler Gneiswalze (FRASL, 1953) das neue Modell der Sulzauer Antiform ge-
genübergestellt. FRASL (1953) vermerkt für den Einfluß der alpidischen Faltungen auf die Entstehung der Krimmler Gneiswalze die „Schleppung“ der Knappenwandmulde nach Norden, ohne auf die Entstehung der Mulde bzw. der Walze näher einzugehen. Unsere Ergebnisse weichen in vier wesentlichen Punkten vom Modell der Krimmler Gneiswalze ab bzw. bieten Alternativen:

- Die postulierte tektonische Eigenständigkeit der Krimmler Gneiswalze gegenüber ihrer Umgebung konn-
te nicht bestätigt werden. Mineralallineationen, b-Ach-
senrichtungen (Abb. 12) und Schieferungsflächenver-
teilungen stimmen in den Gesteinseinheiten dieser Gneiswalze und der Habachmulde und der Habachzunge gut überein. Die Krimmler Gneiswalze kann nicht als eigenständige Einheit losgelöst von der Habachmulde/-zunge interpretiert werden. Ihre Entstehung wird auf die Faltung während der Deformationsphase D_{A2} (Kap. 5.2.) und die nachfolgenden Bewegungen an der Hachelkopfüberschiebung zurückgeführt. Die Gneis-
walze ist somit integraler Bestandteil der im weiteren Text noch definierten Sulzauer Antiform und des nord-
westlichen Tauernfensters.
- Eine durchgehende Bedeckung der Krimmler Gneiswalze mit Hachelkopfmar-
mor kann aufgrund der Detailkar-
tierung nicht bestätigt werden. Unsere Zuordnung der

Knappenwandgneise zur Südlichen Sulzbachzunge (Kap. 2.1.) anstatt zur Knappenwandmulde impliziert den Nachweis einer parautochthonen Auflagerung von Hachelkopfmar-
mor nur auf der Südlichen Sulzbachzunge und keinen Nachweis auf der Knappenwandmulde. Lediglich der angeblich von SCHMIDEGG gefundene Mar-
moraufschluß im Aschbachtal (erwähnt von FRASL, 1953) könnte eine Auflagerung von Hachelkopfmar-
mor auf Gesteinen der Knappenwandmulde belegen. Trotz intensiver Suche konnte dieser Aufschluß von uns je-
doch nicht gefunden werden. Er ist möglicherweise heu-
te von Hangschutt verdeckt. Dieses Vorkommen – seine Existenz als kleiner Körper vorausgesetzt – könnte einen Scherkörper repräsentieren, der bei der Über-
schiebung der Habachmulde vom Hachelkopfmar-
mor abgeschnitten und auf die Knappenwandmulde verfrachtet wurde. Die von FRASL (1953) für möglich gehaltene und von FRISCH (1977) postulierte Sedimentation von juras-
sischen Karbonaten auf der bereits isoklinal gefalteten Knappenwandmulde würde die Einstufung der isoklinalen Faltungsphase (D_{A1}) in präjurassische, d.h. präalpidische Zeit erfordern. Dieses Argument entfällt, da die Detailkartierung keine Hinweise für eine sedimen-
täre Auflagerung postpermischer Sedimente auf der Knappenwandmulde erbrachte. Die tektonischen Über-
einstimmungen mit der Greiner-Mulde und der Schö-
nach-Mulde (LAMMERER, 1986; SENGL, 1991) weisen zu-
sätzlich auf ein alpidisches Alter hin (vgl. Kap. 7.2.).

- FRASL (1953, S. 155) vermerkt, daß in der Knappen-
wandmulde

*„... im ‘Windschatten’ der starreren Südlichen Sulzbachzunge
die Steilstellung des weicheren Muldenmaterials bis oben hin gut
erhalten ...“*

sei. Diese Steilstellung ist durch die von uns vorgenom-
mene Reduzierung des Muldeninhaltes mit Neuzuord-
nung der Knappenwandgneise zur Südlichen Sulzbach-
zunge (Kap. 2.1.) nicht mehr gegeben. Auf der geologi-
schen Karte (vgl. Beilage zu KUPFERSCHMIED et al., 1994,
dieses Heft) tritt vielmehr die Ausbildung der Tauch-
struktur am Nordrand der Knappenwandmulde in den Vordergrund.

Die Interpretation der Südlichen Sulzbachzunge als starrer Körper ist mit der Neuzuordnung der teilweise intensiv deformierten Knappenwandgneise (Kap. 2.1.) ebenfalls hinfällig. Darüber hinaus mehren sich im Tau-
ernfenster die Hinweise auf ein zumindest teilweises duktile Verhalten der Zentralgneiskörper. WEGER &
LAMMERER (1992) erkannten mit Hilfe von strain-Mes-
sungen z.B. eine starke duktile Extension im Tuxer Kern.

- FRASL (1953) postuliert „die Schleppung der Schiefer-
mulden nach Norden“ im ursächlichen Zusammenhang mit einer Nordbewegung darüberliegender Gesteinseinheiten. Ein derartiger Zusammenhang zwischen der Entstehung der Tauchstrukturen am Tauernnordrand und der Überschiebungstektonik ist nach neueren Unter-
suchungen im westlichen Tauernfenster unwahr-
scheinlich: LAMMERER (1988) konnte D_3 -Faltungen (= D_{A2}) an der Überschiebungsbahn der Jüngeren Schieferhülle nachweisen und erachtet die Deckenüberschie-
bungen als zeitlich vor bzw. zeitgleich mit der ersten (isoklinalen) alpidischen Faltung. Unter dieser Bedingung ist die Entstehung der Sulzauer Antiform zeitlich später als die Überschiebungen anzusetzen. Die Kine-
matik ihrer Entstehung ist bislang nicht geklärt. Die Sulzauer Antiform könnte auch erst bei der Aufdomung des Tauernfensters gebildet worden sein.

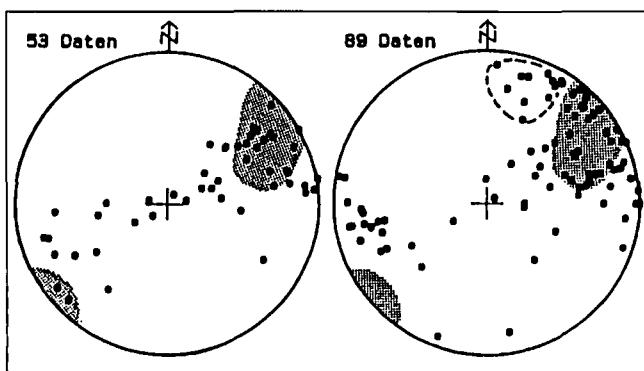


Abb. 12.
Vergleich der b-Achsenverteilungen in der Krimmler Gneiswalze (links) und der Habachmulde/Habachzunge (rechts).

Raster = Streubereich der Faltenachse B_{A2} .

Es ergeben sich keine wesentlichen Unterschiede zwischen beiden Be-
reichen. Die flachliegenden, 0° – 30° streichenden Achsen der Habach-
mulde/Habachzunge (umrahmt) sind eine Lokalerscheinung am Nord-
rand des Arbeitsgebietes.

- Definition Sulzauer Antiform: Die Sulzauer Antiform umfaßt sowohl die Krimmler Gneiswalze als auch die Habachmulde und die Habachzunge mit weitgehend einheitlichem tektonischem Deformationsplan. Tauchstrukturen sind nahe dem Salzachtal im Sulzauer Kristallin, in den beiden Sulzbachzungen, in der Knappenwandmulde, der Habachmulde und sogar in der Habachzunge von West nach Ost verfolgbar. Sie werden als Nordschenkel der Sulzauer Antiform interpretiert. Die Antiform wird nach Süden und Osten durch die Leckbachstörung tektonisch begrenzt (KUPFERSCHMIED, 1993, 1994) und zeigt eine deutliche Südvergenz. Die Entstehung dieser Antiform beruht auf der nahezu koaxialen Überfaltung des D_{A1}-Faltensystems.

7.4. Tauernnordrand

Der Mechanismus der Aufdomung des Tauernfensters ist bislang noch nicht befriedigend geklärt, nicht zuletzt aufgrund des unzureichenden Kenntnisstandes über die Salzach- bzw. Tauernnordrandstörung. Bildungsmodelle für die Sulzauer Antiform müssen deren subparallele Orientierung zu dieser nahegelegenen Störung sowie das Fehlen von begleitenden Synformen berücksichtigen. Es liegt nahe, die Sulzauer Antiform als „fault propagation fold“ zu interpretieren. Die Anwendung dieses Falten-Modells auf die Sulzauer Antiform wird von KUPFERSCHMIED (1994) diskutiert. Die Anwendbarkeit des „fault propagation“-Modells ist nach unserer Auffassung nur im Rahmen einer strukturgeologischen Analyse des gesamten komplexen Störungs- und Schuppenbaus am Tauernnordrand beurteilbar.

REITZ et al. (1989) wiesen aufgrund von Acritarchen-funden am Farmbichl das Auftreten des präkambrischen „Fremdkörpers Habachphyllit“ mitten in permomesozoischen Einheiten nach. Sie diskutieren mehrere Strukturmodelle zur geologischen Situation am Tauernnordrand bei Krimml. Ihr wahrscheinlichstes Modell (Modell a) ist in Abb. 13 dargestellt.

Dieses Modell leitet die Habachphyllite des Farmbichls aus dem

„... nach Norden überschlagenen und meist tektonisch unterdrückten Teil einer Habachmulden-Tauchstruktur...“ (REITZ et al., 1989)

ab. Eine Herkunft aus der Habachmulde in einer etwas modifizierten Form ist unserer Ansicht nach in der Tat nahelegend. Weder im Sulzauer Kristallin noch in der Knappenwandmulde (in Abb. 13 mit den Sulzbachzungen zusammengefaßt) existieren ähnliche Phyllite.

Teile der Habachphyllitformation bilden infolge der Hachelkopfüberschiebung den Hangendblock zur Krimmler Gneiswalze. Nach Bildung der Sulzauer Antiklinale finden sich diese Teile im überkippten Schenkel nördlich der Gneiswalze.

Es bietet sich unseres Erachtens an, auch die Position der Farmbichl-Phyllite auf diese Weise zu erklären. Das nach REITZ et al. (1989) problematische Fehlen der Basis-schiefer bzw. der Eruptivgesteinsformation am Farmbichl ergibt sich aus der Lithostratigraphie der Habachmulde und der postvariszischen Extensionstektonik (KUPFERSCHMIED, 1994).

Zusätzlich oder alternativ dazu könnten die oberproto-rozoischen Habachphyllite des Farmbichls als Schuppe durch tektonische Bewegungen beim Aufstieg des Tauernfensters oder bereits durch die Überschiebung der Jüngeren Schieferhülle vom Untergrund abgeschnitten und nach Norden verfrachtet worden sein.

Im übrigen beschrieb bereits FRASL (1953) die westliche Fortsetzung des am Nordrand des Arbeitsgebietes vorge-fundenen Schuppenbaus.

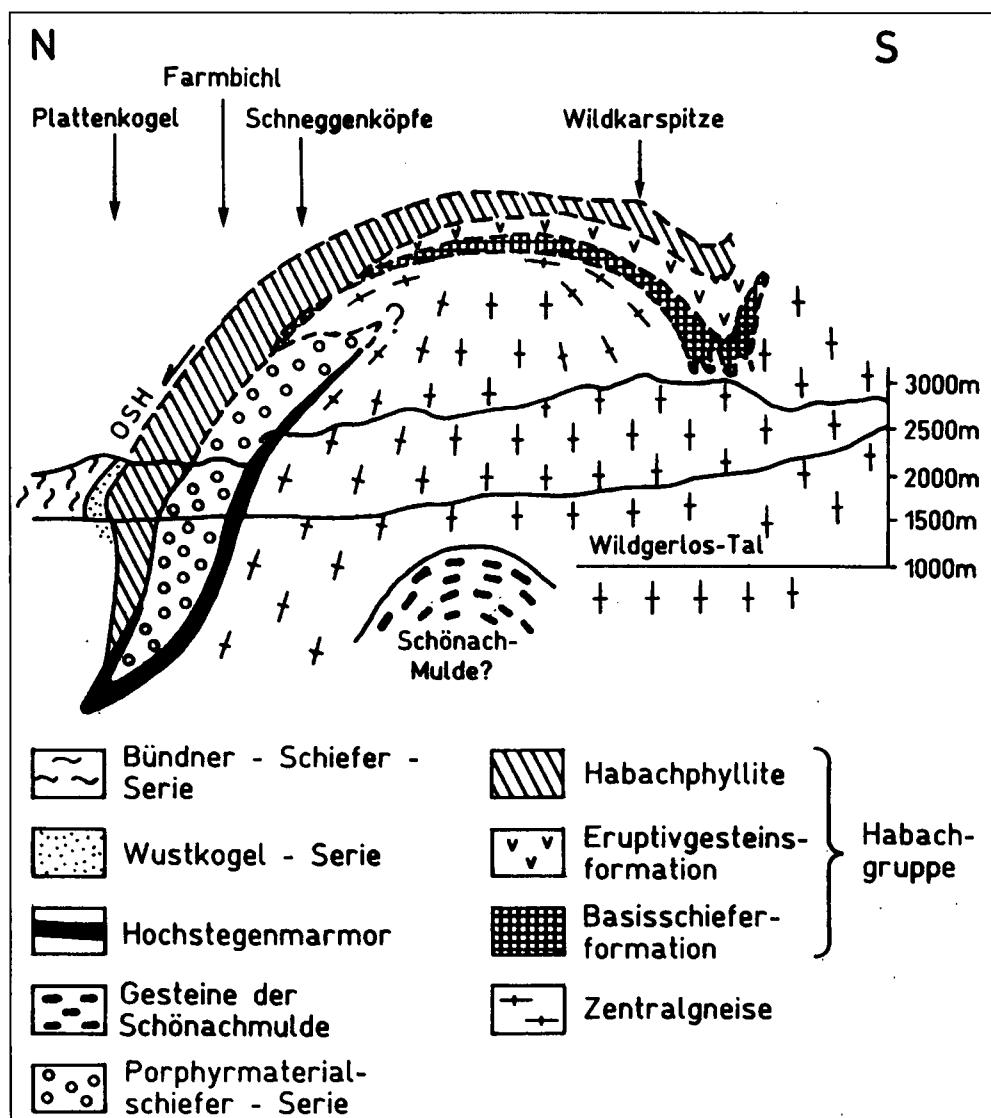


Abb. 13.
Tektonisches Modell am Tauernnordrand westlich von Krimml.
Modifiziert aus REITZ et al.
(1989).

8. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

- ① Im Sulzauer Kristallin wurden Metabasite, Metakonglomerate und diskordante Aplite neu gefunden. Dieses Kristallin zeigt große lithologische Ähnlichkeiten zur Basisschieferformation im Felbertal und Ameratal.
- ② Die Knappenwandmulde enthält eine wesentlich vielfältigere Lithologie als bisher bekannt. Metabasite und leukokratische Orthogneise dominieren. Als Metasedimente wurden Biotit-reiche Glimmerschiefer und Paragneise, Metakonglomerate und Marmore nachgewiesen. Kalksilikatfelsen sind selten.
- ③ Aufgrund von intrusiven Kontakten zur Knappenwandmulde werden die Knappenwandgneise als Zentralgneis-Varietät aufgefaßt und zur Südlichen Sulzbachzunga gestellt. Aus dieser Zuordnung ergeben sich wichtige Konsequenzen für die Strukturgeologie des Arbeitsgebietes.
- ④ Die strukturgeologischen Untersuchungen belegen zwei nahezu koaxiale Faltungsphasen. Die Krimmler Gneiswalze und die tektonisch auflagernde Habachmulde/Habachzunga weisen ähnliche Deformationspläne auf. Die Tauchstrukturen am Nordrand des Arbeitsgebietes wurden von der Habachzunga durchgehend bis ins Sulzauer Kristallin nachgewiesen. Sie werden als Nordschenkel der Sulzauer Antiform interpretiert und sind nach Westen wahrscheinlich bis zu den Habachphylliten vom Farmbichl östlich des Durlaßbodens existent. Die Sulzauer Antiform entstand durch die Überfaltung eines bereits früher angelegten, engen bis isokinalen Faltensystems. Postpermische Sedimente lagern auf der Südlichen Sulzbachzunga, sind jedoch auf Gesteinen der Knappenwandmulde unbekannt.
- ⑤ Ein Querprofil zeigt von Nord nach Süd sukzessive stratigraphisch höhere Teile der Habachgruppe: Das Sulzauer Kristallin umfaßt nur tiefe Teile (Basisschieferformation), die Knappenwandmulde neben Basis-schiefern vor allem Gesteine der Eruptivgesteinssformation, die Habachmulde vorwiegend höhere Teile der Eruptivgesteinssformation und Habachphyllite.
- ⑥ Eine tektonische Schuppe am Nordrand des Arbeitsgebietes wird als Teil der Porphyrmaterialschieferserie angesehen.

Dank

Wir bedanken uns für die finanzielle Unterstützung durch die Albert-Maucher-Stiftung zur Förderung der Wissenschaft. Des weiteren gilt unser Dank Herrn Dipl.-Geol. M. WEGER (München) und Herrn Dipl.-Geol. M. OEHLEK (München), die uns Einblick in ihr unveröffentlichtes Kartensmaterial gewährten.

Literatur

- AIGNESBERGER, G.: Die Geologie der Knappenwandmulde im Bereich des Obersulzbachtals und Krimmler Achental (Bundesland Salzburg/Österreich). Petrographie, Geochemie und Tektonik. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 171 S., München 1988.
- BEIL-GRZEGORCZYK, F.: Petrographie, Genese und stratigraphische Stellung des „Porphyrmaterialschiefers“ am Nordrand des Tauernfensters zwischen Hintertux und Gerlospaß. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 219–230, Wien 1984.
- CARL, R.R.B.: Die Geologie der vorderen Hollersbachtal-Westseite (Scharnthal), Bundesland Salzburg/Österreich. Untersuchungen zur Petrologie, Lagerstättenkunde, Isotopengeochemie. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 138 S., München 1988.
- COOPER, A.F.: Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand. – J. Pet., **13**, 457–492, Oxford 1972.
- DANECK, T.: Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des Schönachtals unter besonderer Berücksichtigung der Tektonik. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 118 S., München 1989.
- FEDERL, R.: Geologische Neuaufnahme zwischen Wildgerlos-Tal und Oberkrimml. – Unveröff. Diplomarbeit (Teil II) Univ. München, 52 S., München 1993.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. – 34–54, Wien (Deuticke) 1987.
- FRASL, G.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 168 S., Wien 1949.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau/Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 143–193, Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien 1958.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Pal. Mitt. Mh., **11**, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: Tectonics of the western Tauern Window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 65–71, Wien 1980.
- GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMIED, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Ameratal (Tauernfenster, Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 65–91, Wien 1989.
- GLASER, S.: Die Geologie des Salzachtal-Südhanges bei Wilhelmsdorf (Bundesland Salzburg, Österreich). Untersuchungen zur Petrographie, Tektonik und Kohlenstoff-Kristallinität. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 83 S., München 1991.
- HAMMER, W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 1–19, Wien 1935.
- HAMMER, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **86**, 265–301, Wien 1936.
- HAMMER, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel – Zell am See der geologischen Spezialkarte (1 : 75.000). – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 99–108, Wien 1937.
- HEDBERG, H.D.: International stratigraphic guide. – 200 S., New York (John Wiley & Sons) 1976.
- HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H.: Oceanic vs. continental origin of the Paleozoic Habach Formation in the vicinity of the Felbertal scheelite deposit (Hohe Tauern, Austria). A geochemical approach. – Abh. Geol. B.-A., **49**, 79–96, Wien 1993.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Habilitations-schrift, Bayer. Akad. Wissensch. Math. – Nat.wiss. Klasse, Abh. N.F., H. **157A**, 114 S., München 1975.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte der Republik Österreich Blatt 151 Krimml. – Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- KRAIGER, H.: Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 47–64, Wien 1989.
- KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat.wiss. Kl., Abt.I, **141**, 39–66, Wien 1932.
- KORSCH, C.: Die Geologie des vorderen Felbertal-Osthanges zwischen Mittersill und Zwölferkogel (Bundesland Salzburg/Österreich): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Ultrabasiten und deren Nebengesteinen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 83 S., München 1991.

- KUPFERSCHMIED, M.P.: Die Geologie des hinteren Felbertal-Westhanges (Land Salzburg/Österreich): Petrographische, tektonische und geochemische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Basisschieferfolge. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 187 S., München 1987.
- KUPFERSCHMIED, M.P.: Geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hollersbachtal und Krimmler Achental: Petrographie, Strukturgeologie, Lithostratigraphie und Geobariometrie. – Münchener Geologische Hefte, **12**, 1–160, München 1994.
- KUPFERSCHMIED, M.P.: Structural studies in the Western Habach Group (Tauern window, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **49**, 67–78, Wien 1993.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 51–67, Wien 1986.
- LAMMERER, B.: Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – Geol. Rdsch., **77**, 143–156, Stuttgart 1988.
- LEDOUX, H.: Paläogeographische und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauernfensters im oberen Tuxer Tal. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 359–368, Wien 1984.
- LIOU, J.G.: Stabilities and compositional variations of natural epidotes. – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 51–53, Wien 1990.
- LÖWL, F.: Der Gross-Venediger. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **44/3**, 515–532, Wien 1894.
- LOTH, G.: Die Geologie des vorderen Stubachtal-Westhanges (Land Salzburg/Österreich). Petrographische, tektonische und isotopengeochemische Untersuchungen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 98 S., München 1991.
- MARTIN, H.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Pembach und Bruckwies-Graben am Felbertal-Westhang (Mittlere Hohe Tauern, Bundesland Salzburg/Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 156 S., München 1984.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – Stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. dt. geol. Ges., **135**, 627–644, Hannover 1984.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 287–314, Wien 1971.
- NEUGEBAUER, H.: Die Geologie des Schönachkammes-Ost (Tirol – Salzburger Land) unter besonderer Berücksichtigung des Quartärs. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 102 S., München 1989.
- OHNESORGE, T.: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **17**, Wien 1929.
- PETERS, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaus, insbesondere der Centralalpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **5**, 766–808, Wien 1854.
- RAITH, M.: Petrographie und Geologie des östlichen Zillertaler Hauptkammes. – Unveröff. Diss. Univ. Kiel, 97 S., Kiel 1969.
- RAITH, M.: The Al-Fe(III)-epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria. – Contr. Min. Pet., **57**, 99–107, Berlin 1976.
- RAITH, M., HÖRMANN, P.K. & ABRAHAM, K.: Petrology and metamorphic evolution of the penninic ophiolites in the western Tauern Window (Austria). – Schweiz. Min. Pet. Mitt., **57**, 187–232, Zürich 1977.
- REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H.: Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 751–760, Wien 1989.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und im nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 329–340, Wien 1988.
- RYDAL, P.: Bericht zur Kartierung der Schichten der Glocknerdecke am Nordwestrand des Tauernfensters im Bereich des Almdorfes Königsleiten – Unveröff. Diplomarbeit (Teil II) Univ. München, 42 S., München 1993.
- SACHSENMEIER, M.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Aigner-Hochwiese und Schiedergraben am Felbertal-Westhang (Bundesland Salzburg/Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 145 S., München 1984.
- SCHENK, P.: Mikrothermometrische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen. – Münchener Geol. Hefte, **1**, 198 S., München 1990.
- SCHMEDERER, J.: Geologische, Petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachserie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 113 S., München 1980.
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B.: Strainanalysen an den postvariszischen Metakonglomeraten der Greinermulde (westliches Tauernfenster, Österreich/Italien). – Mitt. Österr. Min. Ges., **135**, 76–77, Wien 1990.
- SEEMANN, R. & KOLLER, F.: Petrographic and geochemical investigations in the Knappenwand area, Habach formation (Tauern Window, Austria). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 109–122, Wien 1988.
- SEEMANN, R., KOLLER, F., GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F. & HEJL, E.: The copper ore deposit Hochfeld – part of a cross section of the Habach formation in the Untersulzbach valley (Salzburg). – Abh. Geol. B.-A., **49**, 49–66, Wien 1993.
- SENGL, F.: Geologie und Tektonik der Schönachmulde (Zillertaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. München, 183 S., München 1991.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H.: U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **142**, 285–299, Hannover 1991.
- STEYRER, H.P.: Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 178 S., Salzburg 1982.
- STEYRER, H.P.: Die Habachformation der Typikalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 69–100, Wien 1983.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien 1974.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (ed): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 300–314, Wien (Springer) 1980.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Tübinger Geowiss. Arbeiten Abh., Reihe A6, Tübingen 1989.
- WEGER, M. & LAMMERER, B.: Oligocene–Miocene ductile east–west extension of the Variscan Basement of the Western Tauern window, Eastern Alps. – Terra Nova Abstr., Suppl. 2 to Terra Nova **4**, 70–71, 1992.
- WINKELMANN, M.: Kartierbericht zur Oberen Schieferhülle des Tauernfensters zwischen Königsleiten und Krimml im Bereich Gerlosplatte (Salzburger Land). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 55 S., München 1993.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1994

Band/Volume: [137](#)

Autor(en)/Author(s): Kupferschmied M. P., Höll Rudolf, Miller Hubert

Artikel/Article: [Lithologische und strukturgeologische Untersuchungen in der Krimmler Gneiswalze \(Tauernfenster/Ostalpen\) und ihrem Umfeld 155-170](#)