

**Die geologische Neuaufnahme der Habachmulde
und ihre genetischen Implikationen für die Habachgruppe
(Tauernfenster/Ostalpen)**

MICHAEL P. KUPFERSCHMIED & RUDOLF HÖLL*

9 Abbildungen, 1 Tabelle und 2 Tafeln (Beilagen)

Salzburg
Hohe Tauern
Habachgruppe
Habachmulde
Zentralgneis
Lithostratigraphie
Struktureogeologie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 122, 151, 152

Inhalt

Zusammenfassung	139
Abstract	139
1. Einleitung	140
1.1. Geologischer Überblick	140
1.2. Habachgruppe	140
1.2.1. Die Basisschieferformation	140
1.2.2. Die Eruptivgesteinsformation	140
1.2.3. Die Habachphyllitformation	141
2. Gesteine der Habachmulde	141
2.1. Metabasite	142
2.2. Basische Metapyroklastite und Metaepiklastite	142
2.3. Biotit-Epidot-Albit-Gneise und Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneise	143
2.4. Leukokratische Metavulkanite	143
2.5. Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise	144
2.6. Habachphyllite	145
2.7. Muskovitreiche Glimmerschiefer und Phyllite	146
2.8. Quarzite	146
3. Struktureogeologie der Habachmulde	147
4. Die lithostratigraphische Abfolge der westlichen Habachgruppe	147
5. Zusammenfassende Bemerkungen	149
6. Diskussion: Die Phyllite der Habachgruppe	150
Dank	151
Literatur	151

Zusammenfassung

Die Habachmulde und ihr geologischer Rahmen wurden im Maßstab 1 : 25.000 neu kartiert. Sie repräsentiert eine wiedergefaltete, isoklinale Muldenstruktur und enthält Metabasite, basische Metapyroklastite und Metaepiklastite, graphitführende und graphitfreie Metasedimente, Quarzite, leukokratische Metavulkanite und intermediäre Biotit-Epidot-Albit-Gneise. Ein neues lithostratigraphisches Modell basierend auf struktureogeologischen Untersuchungen wird für die westliche Habachgruppe vorgestellt. Die Position der Habachphyllite innerhalb der lithologischen Abfolge wird diskutiert.

**The Habach Syncline and its Genetic Implications for the Habach Group
(Tauern Window/Eastern Alps)**

Abstract

The Habach syncline and its geological setting have been mapped in a 1 : 25.000 scale. This refolded, isoclinal syncline comprises metabasites, basic metapyroclastites and metaepiclastites, graphitic and non-graphitic metasediments, quartzites, leucocratic metavulkanites and intermediate biotite-epidote-albite-gneisses. A new lithostratigraphic model resulting from new structural investigations is presented. The position of the Habach phyllites in the lithological column is discussed.

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

1. Einleitung

Die ersten Kartierungen und geologischen Untersuchungen der Habachmulde stammen von PETERS (1854) und LÖWL (1894). KÖLBL (1932) vertrat die Auffassung, Gesteine des Ostalpins seien im Tauernfenster zwischen Mühlbach und Krimml zugegen. Diese Deutung wurde durch nachfolgende Bearbeiter widerlegt. OHNESORGE (1929) bearbeitete den Bereich um Krimml, HAMMER (1935) legte Kartierungen zwischen Hollersbach- und Habachtal vor. Im Habachtal wurden ferner von FISCHER (1947) geologische Untersuchungen durchgeführt. FRASL (1949, 1953) kartierte das nach Westen anschließende Areal bis zum Gerlospaß.

KARL & SCHMIDEGG (1979) erfaßten das Westende der Habachmulde in der geologischen Karte Blatt 151 Krimml 1 : 50.000. Teile der Habachmulde und Knappenwandmulde wurden von STEYRER (1982, 1983) kartiert sowie petrographisch und geochemisch untersucht. FRANK et al. (1987) präsentierte die Karte Blatt 152 Matrei in Osttirol (1 : 50.000) mit dem Südost-Teil der Habachmulde.

Unter der Betreuung des zweitgenannten Autors wurden einzelne Bereiche der Habachmulde in Diplomarbeiten untersucht und im Maßstab 1 : 10.000 kartiert (DIETRICH, 1985; LAURE, 1985; TOEPEL, 1988; GNIELINSKI, 1989).

Trotz aller dieser Forschungsarbeiten waren geologische Daten in der Habachmulde als Gesamtstruktur mit einer Erstreckung über 3 Kartenblätter im Maßstab 1 : 50.000 nur unzusammenhängend verfügbar. Die Auffassungen der einzelnen Bearbeiter waren oft widersprüchlich. Mit der vorliegenden Kartierung im Maßstab 1 : 25.000 wird die Habachmulde erstmals vollständig erfaßt (siehe Beilage: Geologische Karte). Besonderer Wert wurde auf die detaillierte Aufnahme der Internstrukturen sowie auf die Untersuchung der Kontakte zum Zentralgneis gelegt. Ziel dieser Kartierung sowie der lithologischen Untersuchungen war die Klärung der lithostratigraphischen Abfolge der westlichen Habachgruppe. Das grundlegende strukturgeologische Modell für die Habachmulde wurde von KUPFERSCHMIED (1993, 1994) vor gestellt. Es wird in der vorliegenden Arbeit kurz erläutert.

1.1. Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet am Nordrand des Tauernfensters (Abb. 1) enthält Zentralgneiskerne sowie die Ältere und die Jüngere Schieferhülle. Teile der Älteren Schieferhülle repräsentieren das oberproterozoische bis paläozoische Alte Dach der variszisch intrudierten Zentralgneis-Grani toide. Die Ablagerung permomesozoischer Sedimente auf den Zentralgneis-Protolithen und diesem Dach ist im westlichen Tauernfenster belegt (LAMMERER 1986, 1988). Die Jüngere Schieferhülle ist ein Relikt des Penninischen Ozeans. Sie wurde über die Ältere Schieferhülle über schoben.

Die Gesteine der Habachgruppe sind Bestandteil des Alten Daches. Sie bilden zwei langgezogene, SW-NE-streichende Strukturen in den Zentralgneismassen. Diese Strukturen werden im Schrifttum als Mulden bezeichnet (Knappenwand- und Habachmulde). Der Nachweis der Muldenstruktur der Habachmulde konnte jedoch erst im Zuge der vorliegenden Arbeiten erbracht werden (KUPFERSCHMIED, 1993, 1994).

Die Habachmulde wird im NW von der Südlichen Sulzbachzunge, im SE von der Habachzunge begrenzt. Diese Muldenstruktur wurde im Nordwesten auf die jurassischen(?) Hachelkopf marmore aufgeschoben. Im Bereich

des Werns-Veitlehener-Marmorzuges (Salzachtal) ist die Grenze zur Jüngeren Schieferhülle aufgeschlossen (LOTH & KUPFERSCHMIED, 1993).

1.2. Habachgruppe

Die Habachmulde besteht vorwiegend aus Gesteinen der Habachgruppe. Am Muldensüdrand sind auch kleine Zentralgneiskörper und aplitische Gänge in der Habachmulde präsent. Die Habachgruppe repräsentiert aufgrund ihrer Mächtigkeit und Verbreitung eine bedeutende prävariszische Gesteinseinheit der Hohen Tauern. Sie erreicht zwischen dem Habachtal und dem Felbertal eine Nord-Süd-Erstreckung von über 20 km. Es bestehen 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) geht auf FRASL (1958) zurück. Letzterer bezeichnete damit eine „Geosynklinalfüllung“ und stellte diese aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche ins Altpaläozoikum. Nach HÖLL (1975) wird die Habachgruppe vom Liegenden zum Hangenden in Basis schieferfolge, Eruptivgesteinfolge und Habachphyllit entwicklung untergliedert. Auf diese drei Gesteinsfolgen kann der Formationsbegriff nach HEDBERG (1976) angewendet werden:

1.2.1. Die Basisschieferformation

Die Basisschieferformation hat ihre Typikalität im hinteren Felbertal. Sie wird dort über 500 m mächtig. In dieser Abfolge dominieren pelitische bis psammitische Metasedimente, die geochemisch als Meta(sub)grauwacken interpretiert werden (KUPFERSCHMIED, 1987; GILG et al., 1989). Basische Metavulkanite mit Beteiligung von Metapyroklastika, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sowie seltene Metakonglomerate und Metabrekzien repräsentieren weitere Gesteinstypen. HÖLL (1975) und KUPFERSCHMIED (1987) erachteten die Basisschieferformation als stratigraphisch Liegendes der Eruptivgesteinssformation. Gesteine der Basisschieferformation sind in der Habachmulde bislang nicht bekannt. Sie wurden jedoch in der Knappenwandmulde und im Sulzauer Kristallin erstmals nachgewiesen (KUPFERSCHMIED et al., 1994, dieses Heft).

1.2.2. Die Eruptivgesteinssformation

Diese Formation repräsentiert den mengenmäßig bedeutsamsten Teil der Habachgruppe. Sie erreicht im Hollersbachtal eine besonders hohe Mächtigkeit (möglicherweise bis 4000 m). Sie enthält verschiedene Metamigmatite und sehr untergeordnet Metasedimente. In ihrem stratigraphisch tiefen Teil herrschen feinkörnige Amphibolite vor, in ihrem höheren Teil Amphibolite und unterschiedliche Gneistypen. Der 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 Kumulaten (Grobkornamphibolite und Hornblendite sensu HÖLL, 1975) kann als Relikt einer ozeanischen Kruste eines Kontinent-nahen Randmeeres gedeutet werden. Der obere Teil mit einem breiten kalkalkalischen Gesteinsspektrum (ehemalige Basalte bis Rhyolithe) und geringer Sedimentbeteiligung ist am besten vereinbar mit einem Vulkanismus an einem aktiven Kontinentalrand, d.h. einem Inselbogen mit unterlagernder kontinentaler Kruste.

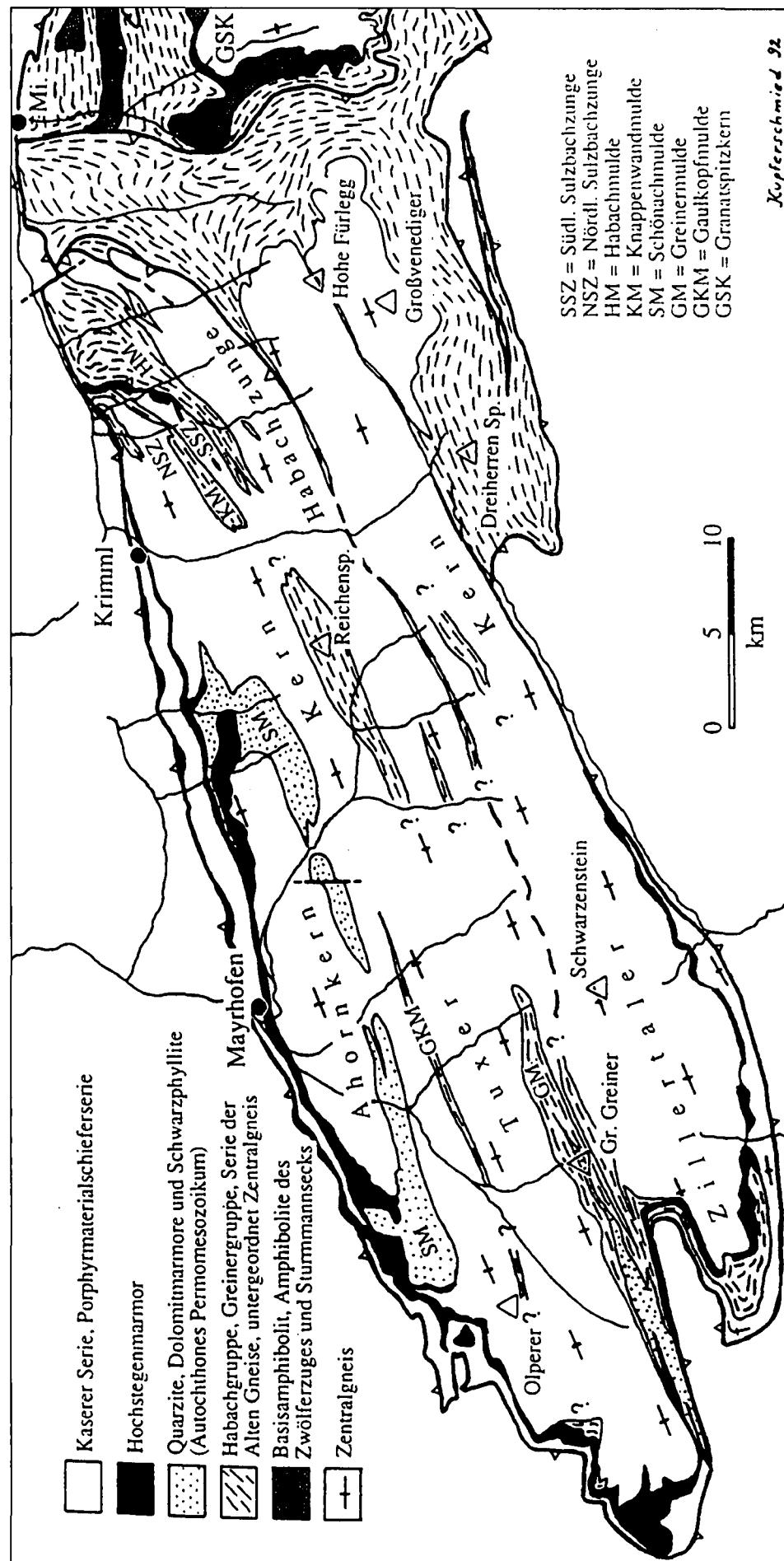


Abb. 1
Übersichtskarte der Älteren Schieferhüle und Zentralgneiskerne im westlichen Tauernfenster.
Zusammengestellt nach RATH (1969, 1971), MORTANI (1971), HOHL (1975), FRISCH (1977, 1980), SCHMIDEFER (1980), MARTIN (1980), SACHSENMAIER (1984), REITZ et al. (1989), SCHON & LAMMERER (1990), GLASER (1991), KÖRSCH (1991), LÖTH (1991), SENGL (1991), den Geo. Kartenblättern 151 Krimml und 152 Matrei, pers. Mitt. von M. WEGER (München) und M. OHLENKE (München) sowie eigenen Aufnahmen.

QUADT (1985, 1992) präsentierte die U-Pb-Datierung von Zirkonen eines Hornblendites mit einem Alter von 496 ± 2 Ma.

1.2.3. Die Habachphyllit-formation

FRASL (1958) prägte den Begriff Habachphyllite für die dunklen bis schwarzen Phyllite der Habachmulde. Diese Formation umfaßt neben den dominierenden Graphit-reichen Phylliten auch eine basale Abfolge meist Graphit-freier Glimmerschiefer und Paragneise. Ferner finden sich geringmächtige Einschaltungen saurer, intermediärer und basischer Metavulkanite sowie vorwiegend im Untersulzbachtal eine Quarzit-reiche Abfolge mit vielfältiger Lithologie. In Graphit-führenden Habachphylliten sensu stricto fanden REITZ & HÖLL (1988) sowie REITZ et al. (1989) Acritarchen, die auf ein oberproterozoisches Alter (Oberes Riphäikum/Unteres Vendium) hinweisen. Die Bildung der Habachphyllitformation wird in Kap. 6. diskutiert.

2. Gesteine der Habachmulde

An der Südostflanke der Habachmulde und am Muldengrund sind vornehmlich Anteile des tieferen Teils der Eruptivgesteinssformation zugegen. Ansonsten dominieren die Vulkanite des höheren Teils dieser Formation sowie Metasedimente der Habachphyllitformation.

2.1. Metabasite

Amphibolite

In der Habachmulde sind verschiedene Amphibolittypen (Epidot-Amphibolite, Chlorit-Amphibolite, Biotit-Amphibolite und Amphibolite mit Plagioklas-Einsprenglingen) nachgewiesen. Als Edukte für die Amphibolite sind vorwiegend basaltische, untergeordnet andesitische Magmen anzunehmen. Eigene Funde von eingeschalteten Pyroklastika, vulkanosedimentären Übergängen sowie seltenen Blasenfüllungen (Plagioklas, Quarz, Granat und Epidot) verweisen auf Extrusiva.

Bei den Geländearbeiten wurden jedoch auch intrusive Verbände mit unterschiedlichen Metabasit-Typen ange troffen.

Die Amphibolitvarietäten der Habachmulde sind petrographisch und geochemisch gut untersucht (STEYRER, 1982, 1983; LAURE, 1985; DIETRICH, 1985; STEYRER & HÖCK, 1985). Nach DIETRICH (1985) und LAURE (1985) haben verschiedene Amphibolite der Habachmulde im Bereich des Habachtals einen überwiegend tholeitischen Chemismus. Vor allem die Metabasite der Feschwand und südlich der Kramer Alm weisen einen Fe- und Ti-Anreicherungstrend auf (TiO_2 bis 2,3 Gew %). Eine Genese als MOR-Basalt oder VA-Basalt ist naheliegend (DIETRICH, 1985). Die Feschwand/Kramer-Alm-Amphibolite lassen sich gut mit der Unteren-Magmatit-Abfolge (LMS, group 1 nach Höck et al., 1993) vergleichen, erreichen aber deutlich höhere Ti-Gehalte.

Hornblendite und Grobkornamphibolite

Diese Metabasite sind in der Habachmulde auf einige Einschaltungen innerhalb der Amphibolite beschränkt. Die Hornblendite und Grobkornamphibolite der Habachgruppe sind vor allem im Bereich der Lagerstätte Felbertal gut untersucht (HÖLL, 1975; PESTAL, 1983; QUADT, 1985; GILG, 1987; THALHAMMER et al., 1989). Der Begriff „Grobkornamphibolit“ wurde von HÖLL (1975) für richtungslos-grobkörnige, grünweiß gesprengelte Amphibolite eingeführt. Aus der Lagerstätte Felbertal sind Hornblendite mit über 10 cm großen Amphibolen bekannt.

Aufgrund geochemischer Untersuchungen wurden Hornblendite und Grobkornamphibolite als metamorphe pyroxenitische bzw. gabbroide Kumulate basaltischer Magmen angesprochen.

CARL (1988) beschreibt diskordante Gänge von Hornblenditen und Grobkornamphiboliten in Prasiniten westlich der Schwarzen Wand. Diskordante Gänge von Grobkornamphiboliten und Hornblenditen stehen auf der Westseite des Obersulzbachtals westlich der Berndl Alm bei etwa 1430 m SH sowie im Kramer-Alm-Amphibolitzug unmittelbar westlich des Habachs bei ca. 1230 m SH an.

Muskovit-Chloritschiefer und Chloritphyllite

Muskovit-Chloritschiefer und Chloritphyllite sind einerseits mit Amphiboliten der Eruptivgesteinformation vergesellschaftet, ferner als konkordante Einschaltungen innerhalb der Habachphyllitformation vertreten. Die grau-grün glänzenden Chloritphyllite gehen bei erhöhten Feldspat/Quarz- und Muskovit-Gehalten in Muskovit-Chloritschiefer über.

Für die Muskovit-Chloritschiefer und Chloritphyllite wird ein tuffitisches Edukt angenommen (HÖLL, 1975; STEYRER, 1982; LAURE, 1985). Wechsellegerungen von karbonatischen, Quarz/Feldspat-reichen sowie Chloritreichen und z.T. auch Graphit-führenden Lagen sprechen für primär sedimentäre Wechselfolgen von pelitisch-

psammitischen sowie vulkanogen beeinflußten Ablagerungen. Chlorit-Schiefer und Chlorit-Phyllite entstanden des weiteren lokal bei der Tektonisierung von Metabasiten.

2.2. Basische Metapyroklastite und Metaepiklastite

Der Begriff Metapyroklastit wird für metavulkanische Klastite verwendet, deren etwaige, durch Metamorphoseprozesse verschleierte sedimentäre Umlagerung höchstens auf kurze Transportwege beschränkt blieb. Hinweise dafür geben noch erhaltene eckige Gesteinsfragmente, dm-große Klasten sowie die nur seltene Beimengung nichtvulkanischen Materials.

Metapyroklastite in der Habachmulde wurden bereits von FRASL (1953) beschrieben. Ausgedehnte Vorkommen von Metapyroklastiten mit meist basischer Matrix und überwiegend basischen Komponenten finden sich auf beiden Flanken des Heuschartenkopfes (vgl. Beilage: Geologische Karte). Einschaltungen basischer Metapyroklastika und möglicherweise abgerutschter Metaepiklastitmassen in leukokraten Metavulkaniten sind im Bereich des Zwölferkogels nachgewiesen.

Tektonisch nur schwach deformierte Proben wurden mit Hilfe des Klassifizierungsdreiecks nach FISHER (1966) ausgewertet (Abb. 2). Die basischen Metapyroklastite sind demnach überwiegend als ehemalige Lapillituffe und Tuffbrekzien anzusprechen. Metapyroklastika mit vorwiegend leukokraten Komponenten zeigen meist deutlich kleinere Klasten.

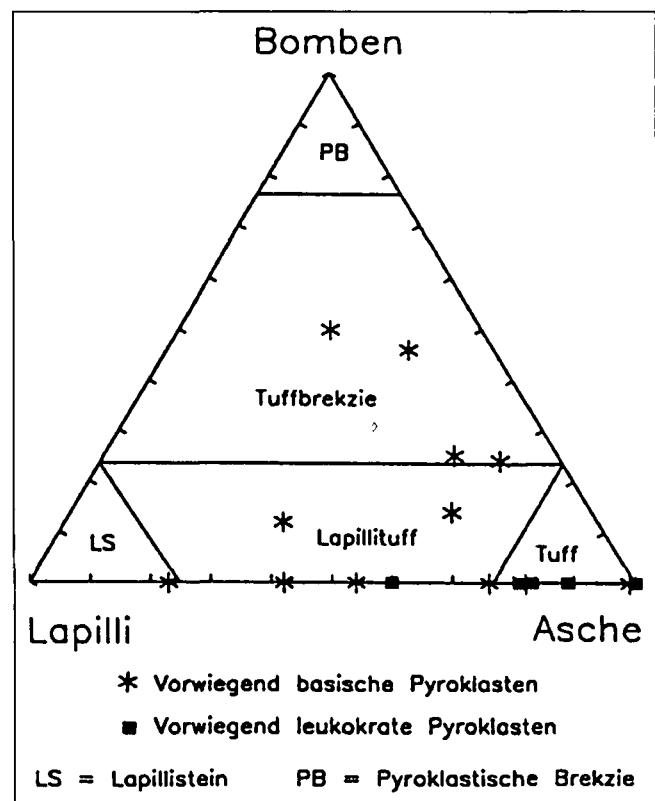


Abb. 2.
Klassifizierung für Pyroklastite nach FISHER (1966) mit der Einteilung nach Klastengrößen: Asche (< 2 mm), Lapilli (2-64 mm) und Bomben (> 64 mm).
Innerhalb der Habachmulde weisen die basischen Metapyroklastite größere Klasten auf als Vorkommen mit betont leukokraten Klasten.

Klastenbestand

In den Metapyroklastiten der Habachmulde sind **basische Klasten** mengenmäßig vorherrschend. Nachgewiesen wurden feinkörnige bis grobkörnige Biotit-Amphibolite, Epidot-Amphibolite und Amphibolite mit Feldspatplatformrelikten. STEYRER (1982) fand Klasten bis 1,5 m Größe.

Feinkörnige, **leukokratische Metavulkanitklasten** können in den Metapyro- bzw. Metaepiklastika lokal Anteile bis nahezu 50 Vol.-% erreichen. In Einzelfällen enthalten große Klasten (< 25 cm) selbst wiederum kleinere Klasten. Die leukokratischen Klasten sind oft durchgreifend epidotisiert. Epidotkomponenten (< 4 cm) repräsentieren wahrscheinlich ehemals leukokratische, völlig epidotisierte Vulkanite.

Ein klein- bis mittelkörniger **Amphibol/Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneis-Klast** (ca. 40 cm) wurde zusammen mit basischen und sauren Metaepiklastiten am Wasserlochgraben nordöstlich der Stocker-Alm bei 2100 m SH gefunden. Dieser Klast stimmt in seinem Mineral- und Modalbestand sowie dem intersertal-intergranularen Gefüge mit (hyp-)idiomorphen Plagioklas-Leisten und -Tafeln gut mit dem Metadiorit von der Achsel-Alm überein (vgl. CARL, 1988; CARL et al., 1989). Auch STEYRER (1982) erwähnt intermediäre, jedoch feinkörnige Biotit-Epidot-Gneisklasten.

Der Fund eines etwa 2 cm großen Quarzitklasten in Metapyroklastiten südsüdwestlich der Peiting-Hochalm verweist auf die untergeordnete Beteiligung von sedimentärem Ausgangsmaterial.

In den Metapyroklastiten am Untersulzbachtal-Osthang finden sich lokal intensiv grüne, glimmerreiche Klasten (< 2 cm). Der Glimmer wurde röntgendiffraktometrisch als Muskovit bestimmt. Er ist mit Granat durchsetzt.

Die basischen Metapyroklastite enthalten häufig große, angulare Gesteinsfragmente. Die Brekzien sind teils matrixgestützt, teils klastengestützt. Die Klasten sind meist monolithologisch (basisch). Die Deutung als pyroklastische proximale Auswurfmassen als Edukte der Metapyroklastika der Habachmulde ist zwangsläufig vertretbar. Bilithologische Klasten (basisch/leukokrat) können als Hinweise für Epiklastite bzw. für Übergänge von Pyroklastiten zu Epiklastiten gewertet werden. Schlotbrekzien als Edukte von Metapyroklastiten sind nicht nachgewiesen, da entsprechende diskordante Strukturen nicht bekannt sind. Auch autobrekzierte Lavaflüsse sind aufgrund der heterogenen Gesteinsmatrix und der heterolithischen Klasten nicht wahrscheinlich.

2.3. Biotit-Epidot-Albit-Gneise und Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneise

Biotit-Epidot-Albit-Gneise

Biotit-Epidot-Albit-Gneise stehen auf beiden Seiten des Habachtals an. Auf der Ostseite dünnen sie in schwer begehbares Gelände südlich der Streukendlgräben bei ca. 1650 m SH aus. Diese Gneise wurden von STEYRER (1982, 1983) mit dem Lokalnamen „Peitingalmgneise“ belegt. FRASL (1958) deutete sie als intermediäre Vulkanite. Geochemisch wurden sie als kalkalkalische Andesite (STEYRER, 1982), Trachyandesite (LAURE, 1985; DIETRICH, 1985) bzw. high-K Andesite (VAVRA, 1989) bestimmt.

Diese mittel- bis grobkörnigen, massigen Gesteine zeigen infolge hoher Epidotgehalte meist eine charakteristische, gelbgrüne Eigenfarbe. Bei den Kartierarbeiten waren Übergänge in Amphibolite und Grünschiefer feststellbar. Westlich der Peiting-Alm wurden bis 8 cm große Epidotknollen in diesen Gneisen gefunden. Diese Knollen repräsentieren offensichtlich durchgreifend epidotisierte Vulkanitklasten (Kap. 2.4.). Mit Epidot und Biotit durchsetzte, kleinkörnige Quarz- bzw. Quarz-Plagioklas-Komponenten mit gleichkörnigem Gefüge werden als ehemalige Pyroklastika gedeutet. Porphyrische Gefügerelikte unterstützen eine Interpretation dieser Gesteine als ehemalige Vulkanite. Die mikroskopischen Befunde sind wie folgt zusammenfassbar:

Hypidiomorphe, oft leistenförmige **Plagioklas-Relikte** (< 48 Vol.-%, < 3 mm) liegen heute als Albite in einer feinkörnigen Albit- und Epidot-reichen Matrix vor. Ihre meist starke Füllung mit Epidot und Klinozoisit wird als Hinweis auf ehemals hohe An-Gehalte gewertet.

Feinfilzige Bereiche aus **Serizit/Muskovit-Blättchen** (< 15 Vol.-%, < 0,4 mm) sind unregelmäßig im Gestein verteilt. In Einzelfällen bildet dieser Filz längliche, von Säumen aus Epidot umgebene Aggregate (Pseudomorphosen).

Die **xenomorphen Biotite** (< 23 Vol.-%, < 4 mm) sind häufig poikiloblastisch von Quarz und Albit durchsetzt. STEYRER (1982) bestimmte diese Biotite mikroanalytisch als **Meroxene**.

Epidot und Klinozoisit (< 31 Vol.-%, < 0,3 mm) bilden runde bis kurzprismatische Körner. Gelegentlich finden sich glomerophyrische Aggregate oder lagige Anreicherungen. Zonierte Individuen mit Fe-reichen Kernen und Fe-armen Säumen entsprechen den prograden alpidischen Epidoten (RAITH et al., 1977).

Der Gehalt an **Karbonat** (< 0,8 mm) ist in der Regel gering, kann aber bereichsweise stark zunehmen (< 19 Vol.-%).

Stengelige Amphibole (< 13 Vol.-%, < 3 mm) werden in diesem Gestein erstmals beschrieben. Sie sind lokal angereichert und können Biotit klar übersprossen.

Die Nordgrenze des Peitingalmgneiszuges wird durch die Zunahme der Gehalte an **Chlorit** (< 26 Vol.-%, < 0,5 mm) angezeigt. Infolge der retrograden Chloritisierung nehmen dort die Biotit-Gehalte ab. Häufig sind Chlorit-Blasten mit Ilmenitstengeln oder Leukoxenkörnern assoziiert. STEYRER (1982) identifizierte die Chlorite mikroanalytisch als **Rhipidolite**.

Apatit (< 0,6 mm) sowie **Kalifeldspat** (< 0,7 mm) sind überwiegend nur akzessorisch vorhanden.

Weitere Akzessorien sind Ilmenit sowie Hämatit, Rutil, Zirkon, Leukoxen/Titanit und opake Erzminerale.

Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneise

Im Untersulzbachtal steht am Südrand der Habachmulde ein Zug von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen an (vgl. STEYRER, 1982). Diese Gesteine stimmen in Mineralbestand und Gefüge gut mit den Biotit-Epidot-Albit-Gneisen überein. Sie erreichen jedoch nicht deren hohe Epidot-Gehalte und zeigen am Südrand des Zuges eine erhöhte Klastenführung. Als Edukte werden überwiegend intermediäre Tuffe und Tuffite angenommen.

2.4. Leukokratische Metavulkanite

Geringmächtige Züge leukokratischer Metavulkanite sind in der westlichen Habachmulde in Amphiboliten oder Metasedimenten eingeschaltet. Der Hauptzug der leukokratischen Metavulkanite erstreckt sich vom Westende des Wenns-Veitlehener Marmorzuges über den Zwölferkogel bis auf die Ostseite des Untersulzbachtals („Heuschartenkopfgneise“ sensu FRASL, 1949). Diese Gesteine wurden bisher meist mit den Kalifeldspat-Plagioklas-Gneisen zusammengefaßt. Beide Gesteinstypen werden in der vorliegenden Arbeit getrennt besprochen, da letztere den Zentralgneisen zuzuordnen sind (Kap. 2.5.).

Die leukokratischen Metavulkanite sind generell inhomogen. Sie führen häufig pyroklastische, teilweise auch epiklastische Komponenten. Im Klassifizierungsdreieck für Pyroklastite nach FISHER (1966) können diese Gesteine unter Berücksichtigung metamorpher Prozesse als ehemalige Tuffe bis Lapiitituffe angesprochen werden (Abb. 2). Porphyrische Gefüge mit reliktischen Feldspat- und/oder Quarz-Einsprenglingen in einer feinkörnigen Grundmasse sind lokal erhalten. Die Glimmergehalte sind

sehr variabel. Die generelle Korngrößenzunahme der Grundmasse innerhalb dieser lithologischen Einheit von Nordost nach Südwest wird auf den Anstieg des Metamorphosegrades in dieser Richtung zurückgeführt.

Plagioklas-, Kalifeldspat- und/oder Quarz-Phänokristalle sowie verbreitet auch Komponenten liegen in der fein- bis mittelkörnigen Quarz-Albit-Grundmasse der leukokraten Metavulkanite.

Plagioklas (< 49 Vol.-%) bildet den Hauptbestandteil der Grundmasse. Reliktische Plagioklas-Einsprenglinge (< 1,5 cm) zeigen überwiegend xenomorphe Kornformen. Klare Albit-Anwachssäume um zerbrochene oder korrodierte Körner repräsentieren eine metamorphe Zonierung.

Kalifeldspäte (< 8 Vol.-%, < 7 mm) sind als Mikrokline in der Grundmasse oder vereinzelt als perthitische Großkörner präsent. Mikroklinsäume um Plagioklas-Phänocrysten wurden vereinzelt nachgewiesen.

Quarze (< 35 Vol.-%) erreichen als meist rundliche Einsprenglinge Korngrößen bis 9 mm. Diese Einsprenglinge sind monokristallin oder polykristallin (Neukornbildung). Gut erhaltene, monokristalline Großquarze zeigen mit feinkörniger Grundmasse gefüllte Korrosionsschlüsse.

Die xenomorphen, braunen bis olivbraunen Biotite (< 11 Vol.-%, < 0,8 mm) werden partiell von Chlorit verdrängt.

Calcit (< 4 Vol.-%, < 1,5 mm) ist in Einzelfällen lagig angereichert.

Kleine, (hyp-)idiomorphe Granate (< 0,5 Vol.-%, < 0,9 mm) sprossen bevorzugt im Druckschatten von Phänokristallen, im Gewebe von Plagioklas-Einsprenglingen und in den mikrokristallinen Komponenten des nachstehend besprochenen Typus 5b. Die Granate haben nach eigenen Analysen folgende Zusammensetzung: Gross₄₂₋₅₃ Alm₂₀₋₃₅ Spess₇₋₁₁ And₄₋₁₃ Uva₀₋₄ im Osten und Alm₄₀₋₅₃ Gross₂₇₋₃₅ Spess₁₀₋₂₂ And₀₋₆ Prp_{0-1,8} im Westen des Zuges leukokrater Metavulkanite.

Akzessorien: Allanit, Apatit, Zirkon, Granat, Titanit, Leukoxen, Hämatit und opake Erzminerale.

Die Komponenten in den leukokraten Metavulkaniten sind sowohl sedimentogener (Typen 1 und 2) als auch vulkanogener Herkunft (Typen 3 bis 5b):

Typ 1: Metapelitische Klasten (Phyllite und Schiefer) mit hohen Biotit- und/oder Muskovit-Gehalten und verbreiteter Titanit-Führung.

Typ 2: Quarzreiche, Titanit-durchstäubte Komponenten mit meist gleichkörnigem Gefüge und stark wechselnden Gehalten an Biotit und Muskovit.

Typ 3: Amphibolite und Grünschiefer mit variablem Mineralbestand. Sie entsprechen petrographisch den Metabasiten der Habachgruppe.

Typ 4: Erzpigmentierte Klasten, deren Mineralbestände und Korngrößen im wesentlichen ihrer umgebenden Matrix entsprechen.

Typ 5a: Feinkörnige Komponenten mit einem Implikationsgefüge aus xenomorphen Kalifeldspatleisten. Die dichtgedrängten, gleichkörnigen Kalifeldspäte zeigen aufgrund ihrer mikro- bis kryptoperthitischen Entmischung lamellenartige Internstrukturen und sind mit Muskovit-Einschlüssen durchsetzt. Quarz, Albit, Biotit, Muskovit, Titanit und Granat repräsentieren Nebengemengteile und Akzessorien.

Typ 5b: Aphyrische bis porphyrische, sehr feinkörnige bis dichte Klasten (Abb. 3) mit ähnlichem Mineralbestand wie Typ 5a. Der Klastentyp 5b ist oft intensiv serizitisiert und epidotisiert. Vielfach ist eine graue bis schwarze Eigenfarbe infolge von Erzpigmentierung typisch.

Die leukokraten Metavulkanite erreichen eine Mächtigkeit bis 700 m. An der Basis dieses Zuges sind sedimentäre Übergänge zu den unterlagernden Habachphylliten (FRASL, 1953) im Nordschenkel der Habachmulde und zu basischen Pyroklastika im Südschenkel aufgrund eigener Feldbefunde nachgewiesen. Basische Vulkanoklastite sind als Einschaltungen mit Mächtigkeiten bis 50 m auch in den leukokraten Metavulkaniten zugegen.

Die Hauptmasse der leukokraten Metavulkanite ist von pyroklastischen Ablagerungen herleitbar. Die klastenrei-

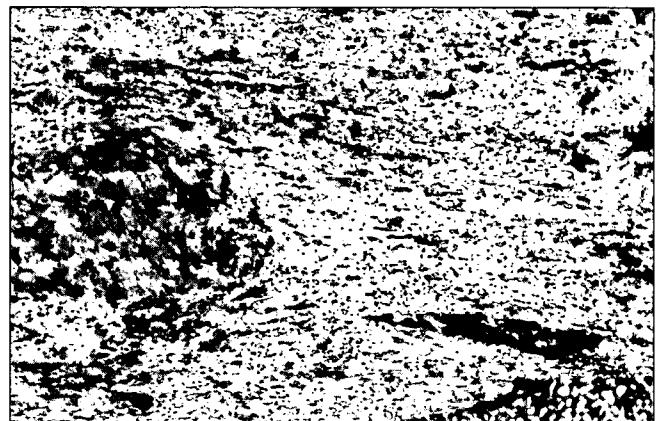


Abb. 3.
Leukokrater Metavulkanit mit sehr feinkörnigen Klasten (Typ 5b). Der Klast auf der linken Seite ist stark mit Epidot und Granat durchsetzt. Probe 17F7, Lokalität: Forststraße von Grundl zur Kar-Grundalm, 1620 m SH, Länge des rechten Klasten 3,5 cm.

chen Metavulkanite sind wohl auf pyroklastische Flow- oder Surge-Ablagerungen zurückzuführen. Für Flow-Gesteine ist im Gegensatz zu Surge-Pyroblasten meist eine schlechte Sortierung und Bankung typisch. Ferner enthalten vor allem kleine Flows meist sehr viele juvenile Fragmente (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Der grobe Lagenbau sowie die häufigen juvenilen Klasten im Lapillibereich (Typen 4 bis 5b) ermöglichen für die klastenreichen Metavulkanite eine zwanglose Deutung als felsische Flow-Ablagerungen in proximaler Fazies. Für die klastenarmen und -freien Varietäten sind Tuffe bzw. Tuffite als Edukte anzunehmen.

2.5. Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise

Die Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise erstrecken sich von der Habachtal-Westseite bis zum Wenns-Veitlehener Marmorzug (vgl. Beilage: Geologische Karte). Sie grenzen unmittelbar südlich an das Hauptvorkommen der leukokraten Metavulkanite (Kap. 2.4.) und wurden zusammen mit diesen meist zur Habachgruppe gestellt (FRASL, 1953; STEYRER, 1982; VAVRA, 1989; Geol. Karte 1 : 50.000 Blatt 152 Matrei, 1987). Nur FRASL (1949) betrachtete die Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise als Teil der Habachzunge. Die makroskopische Abgrenzung der leukokraten Metavulkanite von den Kalifeldspat-Plagioklas-Gneisen ist in Gebieten mit einer Klastenführung der Metavulkanite unproblematisch.

Die hololeukokraten Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise zeigen oft eine verwitterungsbedingte, schwach rötliche Färbung. In der überwiegend klein- und gleichkörnigen Grundmasse der Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise aus Plagioklas-, Kalifeldspat- und Quarzkörnern sind Plagioklase (< 47 Vol.-%, < 3 mm) und Kalifeldspäte (< 24 Vol.-%, < 2,2 mm) bereichsweise als Einsprenglinge vertreten. In tektonisierten Bereichen ist eine Abnahme der Kalifeldspat-Gehalte bei gleichzeitiger Zunahme der Muskovit-Gehalte festzustellen. Endprodukte intensiver Durchbewegung sind z.T. mehrere Meter mächtige Muskovit-Plagioklas-Gneise.

VAVRA (1989) datierte eine am Fahrweg ins Habachtal genommene, als „high-K kalkalkalische Metarhyolith“ bezeichnete Gesteinsprobe isotopengeochemisch (U/Pb-Zirkondatierung). Die vorgenommene Datierung ergab ein Alter von „ca. 334 Ma“ (VAVRA, 1989). Der Ort der Probenahme (freundl. Mitt. Dr. VAVRA) liegt nach eigenen Aufnahmen innerhalb des auskartierte Kalifeldspat-Plagioklas-Gneiszuges.

Autor(en) n	LMV	KPG	HZ
	L	L	C/L
SiO ₂	69,43	75,19	75,59
TiO ₂	0,44	0,17	0,16
Al ₂ O ₃	14,33	13,25	13,18
Fe ₂ O ₃	3,34	1,82	1,38
MnO	0,05	0,04	0,05
MgO	1,19	0,31	0,46
CaO	2,23	0,48	0,78
Na ₂ O	4,54	3,12	3,47
K ₂ O	2,92	4,53	4,12
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,05
Summe	98,58	99,05	99,24
LOI	1,17	1,14	1,27

L = LAURE 1985, C = CARL 1988
 LMV: Leukokrate Metavulkanite
 KPG: Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise
 HZ: Zentralgneise der Habachzunge

Tabelle 1.
 Mittelwerte von ausgewählten geochemischen Literaturdaten.

Die Klassifizierung der Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise als Metavulkanite (STEYRER, 1982; VAVRA, 1989) konnte nicht bestätigt werden. Das Gefüge ist überwiegend gleichkörnig, Pyroklastika fehlen. Die Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise stimmen nach geochemischen Kriterien mit Zentralgneisen der Habachzunge gut überein, zeigen jedoch deutliche Unterschiede in den Mg-, Fe- und Si-Gehalten zu den leukokraten Metavulkaniten der Habachgruppe (Tab. 1).

In dieser Arbeit werden die Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise als intrusive Vorläufer der Habachzungengranitoide interpretiert: Das Alter der Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise von ca. 334 Ma ist mit einer Vorläuferphase der Zentralgranitoide gut vereinbar. Orthogneise ähnlichen Alters sind im Felbertal bekannt (PEINDL & HÖCK, 1993; R. EICHHORN, mündl. Mitt.). Die Kleinkörnigkeit der Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise erklärt sich zwangsläufig aus der raschen Abkühlung des kleinvolumigen Intrusivkörpers.

2.6. Habachphyllite

Als Habachphyllite s.s. (FRASL, 1958) werden dunkle, meist Graphit-führende, feinschiefrige Phyllite bezeichnet, die als metamorph überprägte bituminöse Tonschiefer angesehen werden. REITZ & HÖLL (1988) konnten durch Acritarchenfunde erstmalig für die Habachgruppe ein Fossilalter vorlegen: Ober-Riphäikum/Unter-Vendium. Unter

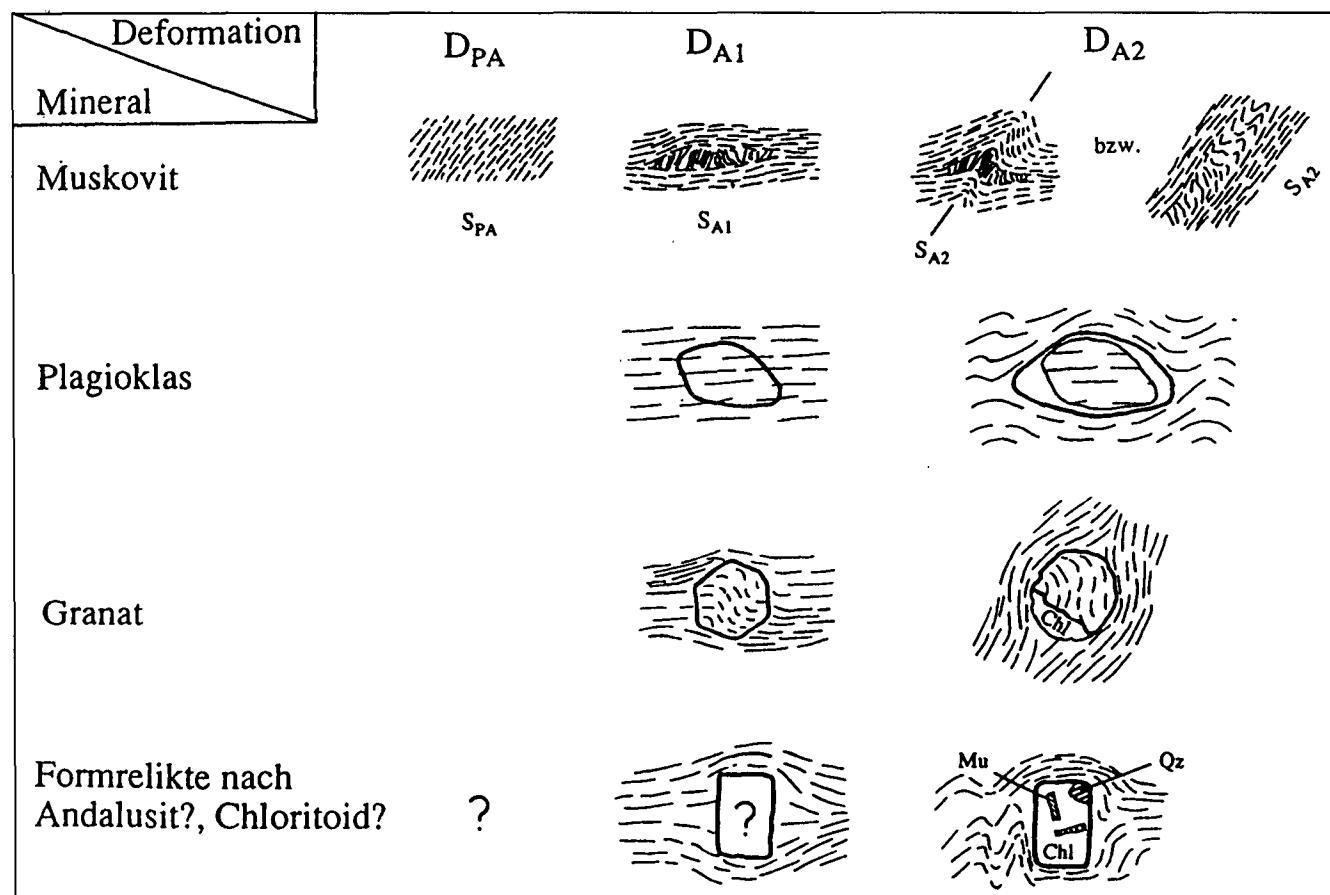


Abb. 4.
 Die mikrostrukturelle Entwicklung ausgewählter Minerale in den Habachphylliten.
 PA = präalpidisch; A1, A2 = erstes und zweites alpidisches Ereignis.



Abb. 5.
Kurzprismatisches Formrelikt im Habachphyllit. Das Mineralkorn wurde vollständig durch Chlorit, Phengit und Quarz verdrängt. Die erste alpidische Schieferung s_{A1} verläuft etwa von links nach rechts. Die zweite alpidische Schieferung s_{A2} steht als Krenulationschieferung fast senkrecht auf s_{A1} . Probe Hab 17.

Berücksichtigung der neuen biostratigraphischen Untersuchungen von KNOLL & WALTER (1992) lassen sich die Funde ins Volyn (ca. 575 bis 590 Ma) einstufen (mündl. Mitt. Priv.-Doz. Dr. E. REITZ).

Nach eigenen Befunden gehen die metapelitischen Habachphyllite lateral und vertikal in Graphitschiefer bzw. Glimmerschiefer über.

Einschaltungen von Amphiboliten, Chloritphylliten, Chloritschiefern, Biotit-Epidot-Gneisen, Graphitquarziten sowie leukokraten Metavulkaniten sind nachgewiesen.

Auffallend ist die verbreitete Karbonatarmut. Erhöhte Karbonatgehalte (< 5 Vol.-%) bis hin zu seltenen Karbonatlagen (< 1 cm) sind nur lokal feststellbar.

Das inkompentente Verhalten der Phyllite begünstigte weithin die Ausbildung dreier Schieferungen. An Materialgrenzen ist zusätzlich noch die primäre Schichtung ss erkennbar.

Die Ergebnisse der erstmaligen mikrostrukturellen Bearbeitung der Habachphyllite sind nachstehend und in Abb. 4 zusammengefaßt:

Hauptgemengteile sind Muskovit, Quarz und Plagioklas. Plagioklas (< 20 Vol.-%, < 0,9 mm) liegt meist als Albit vor. Nur im südlichen Teil der Habachmulde wurden Oligoklasblasten nachgewiesen. In diesem Bereich findet sich auch Granat (< 3 Vol.-%, < 3 mm) in den Metapeliten. Diese Almandin-betonnten Granate (Alm_{57-63} Gross₁₉₋₂₁ Spess₈₋₁₅) weisen lediglich einen schwachen Zonarbau auf. Mehrfach zonierte Granatblasten mit präalpidischen Kernen (GRUNDMANN, 1983) sind wohl auf die Metapelite am Südrand der Habachzunge beschränkt.

In den Habachphylliten der Typikalität sind durchschnittlich ca. 4-5 Vol.-% graphitisches Pigment enthalten.

Formrelikte (< 1,1 mm) nach einem stets vollständig verdrängten, wahrscheinlich präalpidischen Mineral sind oft rundlich. Das Mineral wurde durch Chlorit und Hellglimmer, untergeordnet auch durch Quarz ersetzt. Der Hellglimmer erwies sich bei Mikrosondenanalysen als Phengit. Möglicherweise waren die Formrelikte ehemals Andalusite oder Chloritoide. Diese Vermutung gründet sich auf den Ersatz durch Fe-Mg-Mineralen. Gegen eine Deutung als ehemaliger Granat spricht insbesondere auch der zuweilen deutlich kurzprismatische Habitus (Abb. 5).

Akzessorien: Apatit, Turmalin, Zirkon, Leukoxen, opake Erzminerale.

2.7. Muskovitreiche Glimmerschiefer und Phyllite

Im Nordabschnitt der Habachmulde gehen Graphit-führende Habachphyllite in eine Abfolge meist Graphit-freier Glimmerschiefer und Phyllite über. Diese Abfolge wurde bereits von FRASL (1953) und STEYRER (1982) beschrieben. Es dominieren Albit-Muskovit-Schiefer mit Übergängen in Muskovit-reiche Phyllite sowie Muskovit-Albit-Gneise. Zunehmende Chlorit-Gehalte bedingen Übergänge in grünliche Chloritphyllite und Chloritschiefer. Einschaltungen leukokrater und basischer Metavulkanite sind nachweisbar.

Schwarzschiefer-Klasten in graphitfreien Glimmerschiefern wurden bei den Kartierungsarbeiten im Übergangsbereich zwischen graphitführenden und -freien Metasedimenten gefunden. Sie können zwangsläufig auf bereits synsedimentäre Umlagerungen zurückgeführt werden.

Der Karbonatanteil in den muskovitreichen Glimmerschiefern und Phylliten wurde bislang unterschätzt: Karbonat ist meist Nebengemengteil. In Muskovit-Karbonat-Albit-Schiefern wurde bis 23 Vol.-% Karbonat festgestellt.

Plagioklas (< 50 Vol.-%): Hauptsächlich als feinkörniger Albit in der Grundmasse sowie als große, reliktische Plagioklasse (< 2 mm) mit mikrolithendurchsetzten Kernen und klaren Randsäumen.

Muskovit I-III (< 36 Vol.-%, < 0,6 mm) kann 3 Schieferungen zugeordnet werden. Verwachsungen mit Biotit bzw. Chlorit sind häufig.

Quarz (< 45 Vol.-%) dominiert zusammen mit Albit in der feinkörnigen Grundmasse. Große Quarzrelikte (< 2,7 mm) sind wahrscheinlich vulkanogener Abkunft.

Karbonat (< 2 mm, < 23 Vol.-%) ist durchwegs mit opaken Erzphasen und/oder Hämatit durchsetzt.

Akzessorien: Kalifeldspat, Titanit/Leukoxen, Apatit, Ilmenit, Pyrit, Hämatit, z.T. Graphit, Rutil, Epidot, Klinozoisit, Zirkon, Turmalin, opake Erzminerale.

2.8. Quarzite

In der Habachgruppe sind verschiedene Quarzitvarietäten bekannt: Weißgraue bis grünliche Hellglimmerquarzite, dunkle Graphitquarzite, Disthenquarzite und Quarzite mit Sulfidmineralisationen und/oder Scheelit. Die Hellglimmerquarzite wurden von STEYRER (1982) von „küstennahen Sanden“ abgeleitet. Graphitquarzite sind als konkordante Lagen und Linsen innerhalb der Graphit-führenden Habachphyllite verbreitet (FRASL, 1958). Variable Graphit-Gehalte bedingen eine feine Bänderung. Diese Gesteine werden von FRASL (1958) als Metalydite bezeichnet. Erzführende Quarzite sind in der Scheelitlagerstätte Felbertal verbreitet (HÖLL, 1975). Auffällig ist eine Quarzitfolge in der Habachphyllitformation der Habachmulde mit Topas-führenden Disthenquarziten.

Topas-führende Disthenquarzite und Begleitgesteine

Eine Quarzitfolge mit variabler Lithologie ist auf beiden Flanken des Untersulzbachtals im Bereich der Stokker-Alm, westlich der Bettlerscharte im Obersulzbachtal sowie westlich der Foissen-Alm innerhalb der Habachzunge aufgeschlossen (vgl. Beilage: Geologische Karte). Sie besteht aus quarzreichen Gneisen und Quarziten mit bereichsweise hohen Gehalten an Disthen und Erzmineralen sowie akzessorischem Topas. Dies ist das bislang einzige bekannte Topasvorkommen der Ostalpen.

Topas-führende Disthenquarzite und Disthenschiefer wurden von KARL und SCHMIDEGG im Jahre 1951 im Untersulzbachtal entdeckt (KARL, 1954). Die weißgrauen Di-

stenquarzite sind oft porös, vorherrschend wohl infolge herausgewitterten Pyrits. Disthen und Pyrit sind lagenweise angereichert. Gelbliche bis rostige Verwitterungsfarben und ein brandiger Geruch sind für erzreiche Gesteinspartien typisch.

Quarz (< 72 Vol.-%, < 0,9 mm) zeigt überwiegend statische Rekristallisation mit oft geraden Korngrenzen und 120°-Korngrenzwinkel.

Die weißgrauen bis schwach blaugrauen, breitstengeligen Disthene (< 34 Vol.-%, < 2 cm) mit stark buchtigen Korngrenzen und häufiger einfacher Verzwilligung führen Einschlüsse von Quarz, Rutil sowie opaken Erzmineralen (Magnetit, Titanomagnetit und Pyrit nach LADURNER, 1954). Quarz und Pyrophyllit verdrängen Disthen randlich und entlang von Spaltrissen.

Folgende Erzminerale sind lokal stark angereichert: Pyrit, Magnetit, Titanomagnetit, Limonit und Rutil (LADURNER, 1954). Diese Erzminerale können als Einschlüsse in Quarz, Topas und Disthen enthalten sein und eine reliktische Paralleltextur nachzeichnen.

Xenomorpher, prismatischer Topas I (< 2 Vol.-%, < 0,7 mm) mit vorherrschend Rutileinschlüssen kann mit Disthen verwachsen sein. KARL (1954) bestimmte für diese Topase 2Vγ-Werte von „43–28° und niedriger“. Als Topas-Generation II werden hier die von MEIXNER (1978) beschriebenen, seltenen, großen Topaskristalle (< 1 cm) bezeichnet. Die idiomorphe, farblose bis schwach gelbliche zweite Topas-Generation wurde bislang nur zusammen mit Dickit in „pegmatoiden Quarzgängen“ gefunden. Sie hat bei optischen Untersuchungen „durchaus absonderliche Resultate gezeigt“ (MEIXNER, 1978). Nach unveröffentlichten Mikrosondenuntersuchungen von Prof. Dr. A. BERAN, Wien, (erwähnt in MEIXNER, 1978) ist dieser Befund auf einen hohen OH-Gehalt zurückzuführen (0,6 pfu bezogen auf 6 Anionen). Topase der zweiten Generation wurden von uns nicht gefunden.

Aus den Quarzgängen wurden auch eisenarmer Lazulith (< 1 cm), Fluorit sowie Kupferkies, Tetradymit, Fahlerz und gediegen Tellur beschrieben.

In den Disthenquarziten konnten durch Mikrosondenanalysen Pyrophyllit, Trolleit und Florencit akzessorisch nachgewiesen werden (KUPFERSCHMIED, 1994).

Begleitgesteine der Disthenquarzite sind Quarzite, Pyritquarzite, Disthenschiefer sowie fast monomineralische, weiße Phengitschiefer vor allem in der Umgebung der Jagdhütte Wiesegg. Chloritschiefer, Muskovit-reiche Glimmerschiefer sowie Graphit-führende Habachphyllite sind Einschaltungen innerhalb der Quarzitfolge. Feldspat- und Biotit-führende, Pyrit-reiche Quarzite sind zusammen mit Metabasiten in einer Gesteinsscholle innerhalb der Habachzunge (Obersulzbachtal-Westhang) aufgeschlossen. Ungewöhnliche Glimmerquarzite mit bis 3 mm großen, rosafarbenen Titanit-Poikiloblasten sowie Paragonit-reichen Hellelglimmern wurden in der Quarzitfolge südwestlich der Fink-Alm gefunden.

3. Strukturgeologie der Habachmulde

Der tektonische Bau der Habachmulde wurde von KUPFERSCHMIED (1994) vorgestellt und wird hier nur noch kurz umrissen. Der Terminus Habachmulde wird seit langem in der Tauernliteratur verwendet. Ein tatsächlicher Muldencharakter wurde jedoch bislang nie explizit nachgewiesen; auch blieb die Bedeutung der alpidischen Faltung für die Entstehung der Mulden- und Zungenstrukturen im Arbeitsgebiet unklar. Die Strukturen innerhalb der Habachmulde weisen nach eigenen Untersuchungen auf einen isokinalen Faltenbau hin:

Die Schlüsselstelle für das Verständnis des komplexen Internbaus der Habachmulde liegt im Bereich der Peiting-Hochalm (Habachtal). Dort wird der Muldenkern aus intermediären Biotit-Epidot-Albit-Gneisen von überwie-

gend basischen Metapyroklastiten und Amphiboliten ummantelt (Abb. 6; Beilage: Geologische Karte). Um diese Metabasite legen sich die meist Klasten-führenden, leukokraten Metavulkanite, die sich als lithologischer Leithorizont am Südflügel der Mulde bis um die Spitze der Habachzunge hinziehen. Dieser Horizont dünnst am Nordflügel rasch aus. Am Habachtalweg sind die leukokraten Metavulkanite nördlich des Biotit-Epidot-Albit-Gneiszuges auf eine metermächtige Lamelle reduziert.

Das Liegende dieses Leithorizontes ist am Untersulzbachtal-Osthang aufgeschlossen. Der stratigraphische Kontakt zu den unterlagernden Habachphylliten im Nordschenkel der Habachmulde ist seit FRASL (1953) bekannt. Im Süden liegen die leukokraten Metavulkanite auf vorwiegend basischen Metapyroklastiten und Amphiboliten. Durch Detailbegehungen konnte trotz der starken Faltung ein Übergang zwischen basischen Metapyroklastiten bzw. Metaepiklastiten und leukokraten Metavulkaniten nachgewiesen werden.

Die strukturgeologischen Untersuchungen belegen zwei nahezu koaxiale alpidische Faltungsphasen. Die ältere Faltung D_{A1} erzeugte die engen bis isokinalen Mulden der Habachgruppe mit den dazwischenliegenden Zentralgneis-Antikinalen (= Zungen). Die Amplitude dieser Falten erreicht bis 5 km. Während der zweiten alpidischen Faltung D_{A2} wurden die nördlichen Teile des ersten Faltensystems überkippt. Es entstand eine südvergente Antiformstruktur (Sulzauer Antiform) subparallel zum Tauernnordrand. Ihr Öffnungswinkel beträgt etwa 60°. Die erste alpidische Faltenachse bildet infolge ihrer Überfaltung eine Großkreisverteilung. Falteninterferenzmuster bestätigen die Überprägung der zwei nahezu koaxialen Faltenachsen.

4. Die lithostratigraphische Abfolge der westlichen Habachgruppe

STEYRER (1982, 1983) erstellte ein lithostratigraphisches Profil durch die westliche Habachgruppe (Abb. 7). Es basiert auf dem tektonischen Modell der „Krimmler Gneiswalze“. Die Synformstruktur der Habachmulde wurde dabei jedoch nicht berücksichtigt. Er erachtete die Südliche Sulzbachzunge und die Knappenwandgneise als tiefste Teile der Knappenwandmulde mit auflagernden Metabasiten und untergeordnet Metasedimenten. In der Habachmulde werden Metabasite als tiefste Anteile der Habachgruppe betrachtet (STEYRER, 1982, 1983). Darüber sollen die Heuschartenkopfgneise (= leukokratische Metavulkanite + Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise) folgen und vertikal und lateral in Metasedimente bzw. in die Peitingalmgneise (= Biotit-Epidot-Albit-Gneise) übergehen. Die Habachphyllite bilden „die höchsten gesicherten Anteile“ (STEYRER, 1982) der Habachgruppe. Ungeklärt blieb für diesen Autor die Stellung des Sulzauer Kristallins.

Nach Rückformung der Habachmulde ergibt sich auf der Basis unseres neuen strukturgeologischen Modells (Kap. 3) ein wesentlich abweichendes lithostratigraphisches Modell. Die lithologische Entwicklung (Abb. 8) beginnt mit Metabasiten (Eruptivgesteinformation). Geringmächtige, bilithologische (mafische, leukokratische) Pyroklastika und Epiklastika sowie leukokratische, vulkanische Einschaltungen verweisen auf einen bimodalen Vulkanismus. Während im Südosten weiterhin basische Vulkanite vorherrschen, folgen im Nordwesten Gesteine der Habachphyllitformation. Im basalen Teil der Habachphyllite

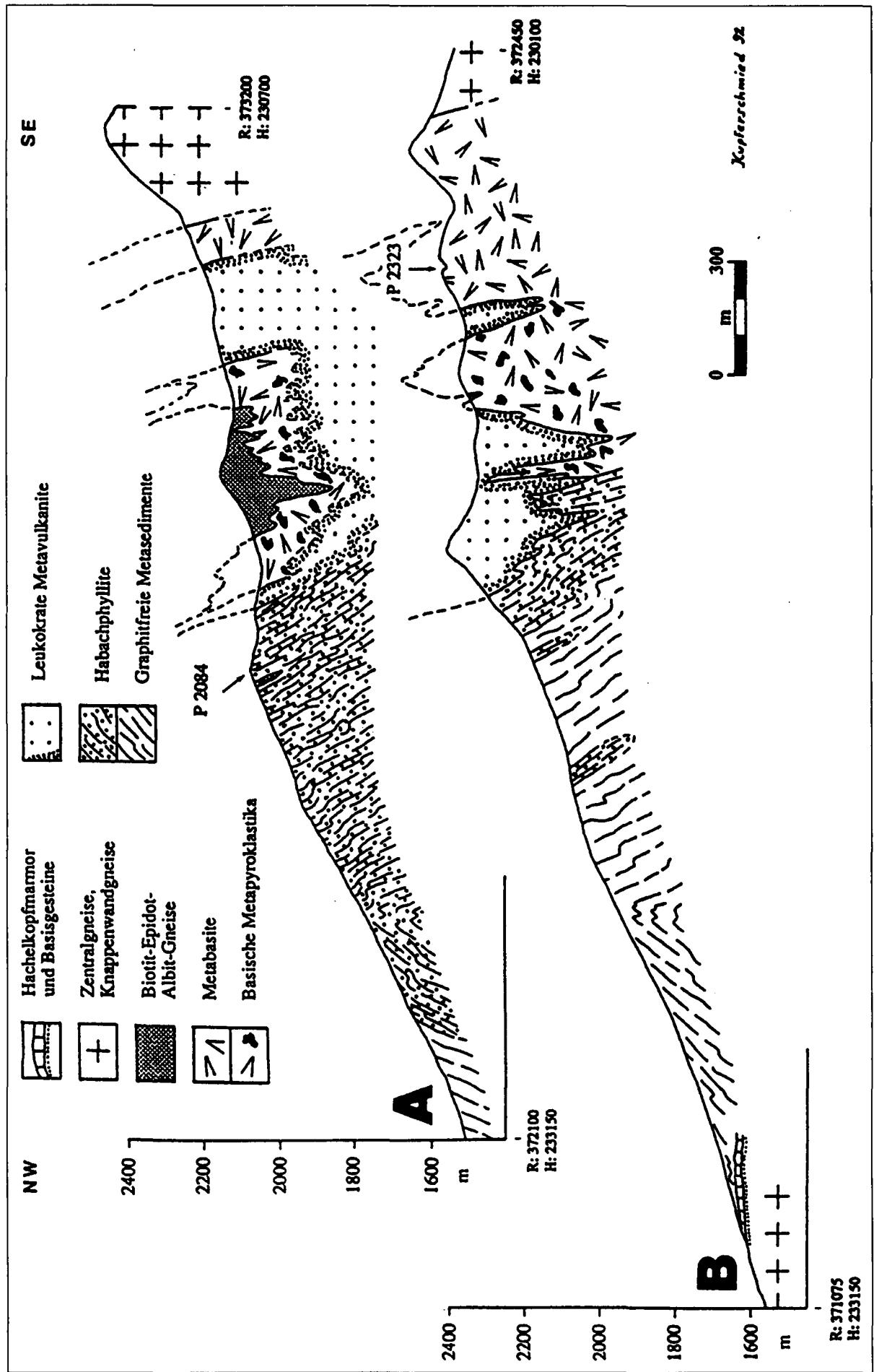


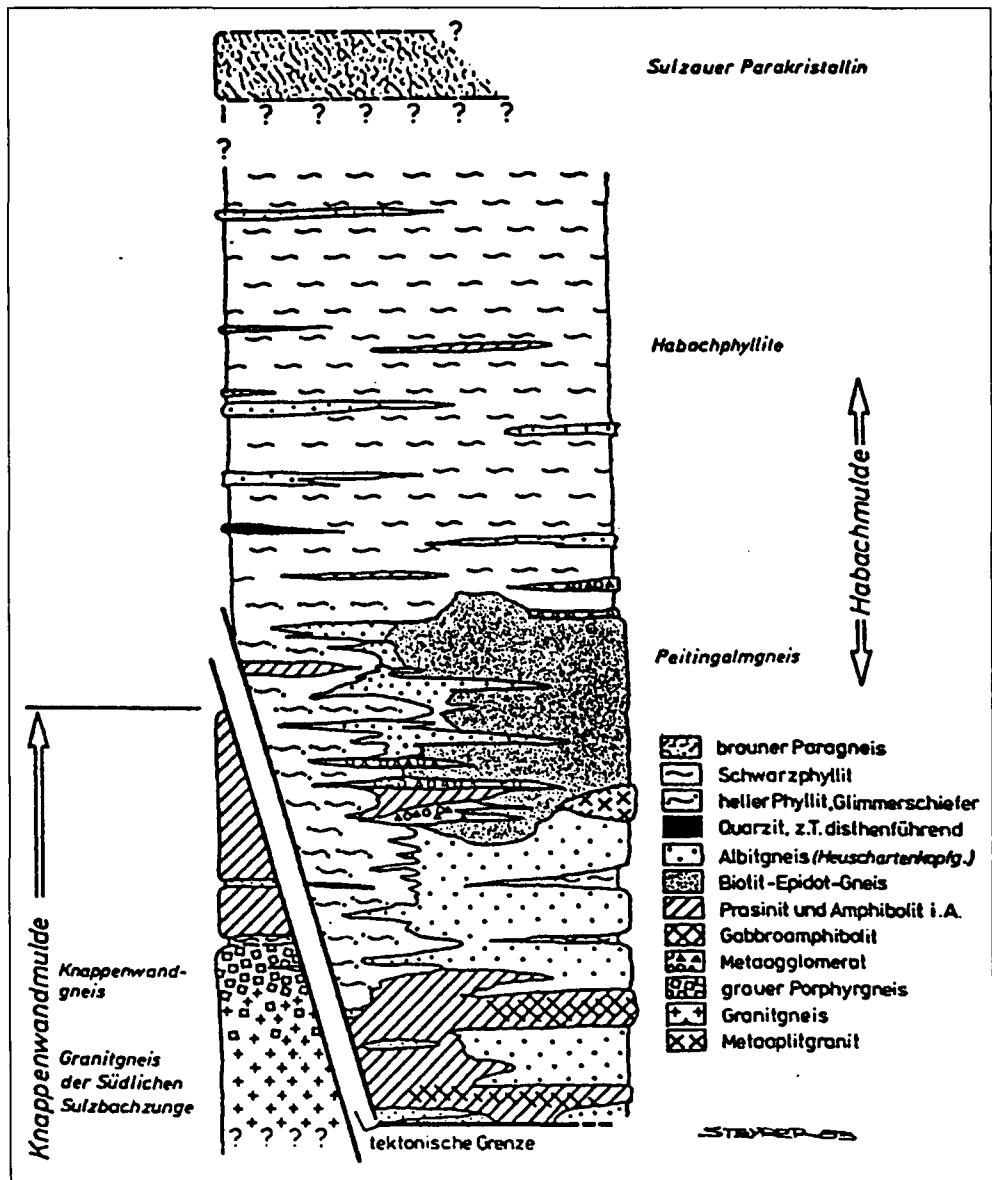
Abb. 6.
Detailprofile durch den Kern der Habachmulde im Gebiet des Heuschartenkopfes.
Rechts- und Hochwertangaben (R,H) siehe Beilage: Geologische Karte.

Abb. 7.
Lithostratigraphisches Säulenprofil der westlichen Habachgruppe (nach STEYRER (1983)).

litformation dominieren klastische, weitgehend bitumenfreie Sedimente. Einschaltungen von leukokraten und mafischen Vulkaniten sind nachweisbar. Die im Ober- und Unter-sulzbachtal verbreitete Quarzitfolge (Kap. 2.7.) ist ebenfalls diesem unteren Teil zuzuordnen. Weiter oben entwickeln sich monotope, bituminöse Tonablagerungen. Im Süden nimmt die Häufigkeit von meist basischen Pyroklastiten nach oben hin zu. Mit stratigraphischem Kontakt überdecken verstärkt einsetzende leukokratische Vulkanite sowohl die Habachphyllitformation als auch die Basite. Lokal zwischengeschaltete, vorherrschend basische Pyroklastit/Epiklastit-Lagen lassen auf eine mehrphasige Ignimbrit- und Tuffförderung schließen. Intermediäre Vulkanite (K-reiche Andesite) als Edukte der Biotit-Epidot-Albit-Gneise finden sich im Kernbereich der Habachmulde.

Die Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise repräsentieren leukokratische Intrusiva mit einem höheren Alter als die Zentralgneisgranitoide. Diese Zentralgneis-Vorläufer intrudierten zwischen Basiten und leukokraten Vulkaniten. Während der Intrusion der Habachzungen-Granitoide in die Habachgruppe sank eine große Gesteinsscholle ab, die heute westlich der Foissental (Obersulzbachtal) aufgeschlossen ist. Die charakteristischen Pyrit-reichen Quarzite in dieser Scholle verweisen auf einen ursprünglichen Verband mit der Quarzitfolge in der jetzigen Habachmulde.

Der geologische Bau der Knappenwandmulde wird gesondert behandelt (KUPFERSCHMIED, HÖLL & MILLER, 1994, dieses Heft). Diese Mulde ist relativ einfach strukturiert. Metasedimente (biotitreiche Schiefer und Paragneise) mit seltenen Metakonglomeraten bilden bereichsweise die unterste Gesteinseinheit. Diese Metasedimente entsprechen nicht den Muskovit-betonnten Schiefern und Paragneisen der Habachphyllitformation. Sie zeigen jedoch auffallende lithologische Ähnlichkeiten mit den Paragesteinen des Sulzauer Kristallins und der Basis-schieferformation im hinteren Felbertal. Über den Metasedimenten der Knappenwandmulde folgen Wechsella-gerungen mächtiger Metabasite mit leukokraten Meta-

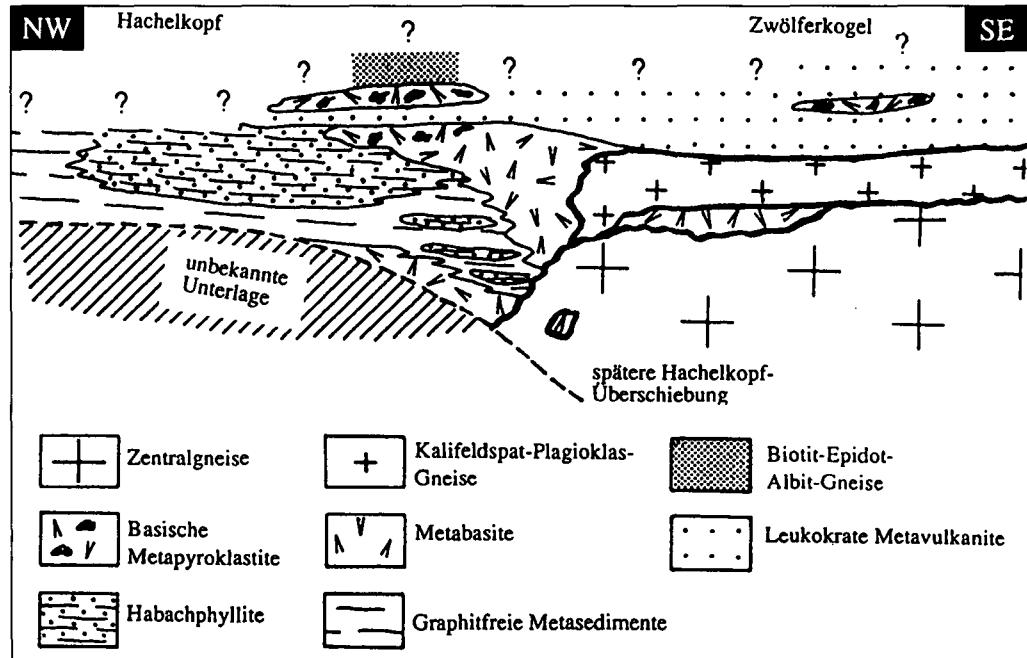


vulkaniten und Metaintrusiva. In die Metabasite sind ferner seltene Marmorlagen eingeschaltet. Der Südostteil der Knappenwandmulde wurde von den variszischen Knappenwandgranitoiden intrudiert (KUPFERSCHMIED, 1993a,b).

5. Zusammenfassende Bemerkungen

- Die Habachmulde stellt eine isoklinale Muldenstruktur dar. Sie bildet in ihrem Nordabschnitt infolge einer zweiten Faltungsphase eine Tauchstruktur. Am Südrand der Mulde sind Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise als Zentralgneis-Vorläufer oder eigenständige variszische Intrusiva von den leukokraten Metavulkaniten der Habachgruppe abzutrennen.
- Für die Habachgruppe westlich des Hollersbachtals, insbesondere in der Habachmulde, ergibt sich folgende lithostratigraphische Abfolge (Abb. 9): Die basalen Biotit-reichen Schiefer und Paragneise (nur in der Knappenwandmulde und im Sulzauer Kristallin) werden zur Basisschieferformation gestellt. Im Profil schließen sich vorwiegend basische Gesteine der Eruptivgesteinsformation an. Darüber lagern in der Ab-

Abb. 8.
Schematisches lithostratigraphisches Profil der Habachmulde nach der Intrusion der Zentralgranitoide im Oberkarbon.
Dicke Linien = intrusive Kontakte.



folge im NW-Schenkel der Habachmulde die metasedimentären Habachphyllite. Diese Position der Habachphyllite wird in Kap. 6 diskutiert. Über den Phylliten folgen mit stratigraphischem Kontakt vorwiegend leukokratische Metavulkanite danach Metabasite und intermediäre Metavulkanite. Die Intrusion der variszischen Zentralgranitoide erfolgte vom Sulzauer Kristallin im Norden bis zur Habachmulde im Süden in sukzessiv höhere Niveaus der Habachgruppe.

□ In den Sedimenten der Basisschieferformation manifestiert sich der lithologische Einfluß eines kontinentalen Liefengebietes. Dies stimmt mit den Befunden von GILG et al. (1989) im hinteren Felbertal überein. In der auflagernden Eruptivgesteinsformation dominieren zuerst MOR-Basite, später Vulkanite mit Inselbogenaffinität über kontinentaler Kruste. Die Muskovit-betonnten Sedimentabkömmlinge der basalen Habachphyllitforma-

tion werden von uns als vorherrschend vulkanogener Gesteinsschutt leukokrater Provenienz angesehen und von Inselbogenmagmatiten abgeleitet. STEYRER (1982) interpretiert die Habachphyllite s.s. als Abtragungsprodukte basischer Vulkanite. Nach unseren Befunden ist die Beteiligung eines weiten Gesteinsspektrums zu postulieren. Ihr Fossiliinhalt verweist auf ein marines Environment (REITZ & HÖLL, 1988). Über der Habachphyllitformation setzen mächtige, zunehmend K-betonte Vulkanite mit Inselbogencharakteristik ein. Auch die deutliche Zunahme von Pyroklastiten belegt einen verstärkt explosiven Vulkanismus.

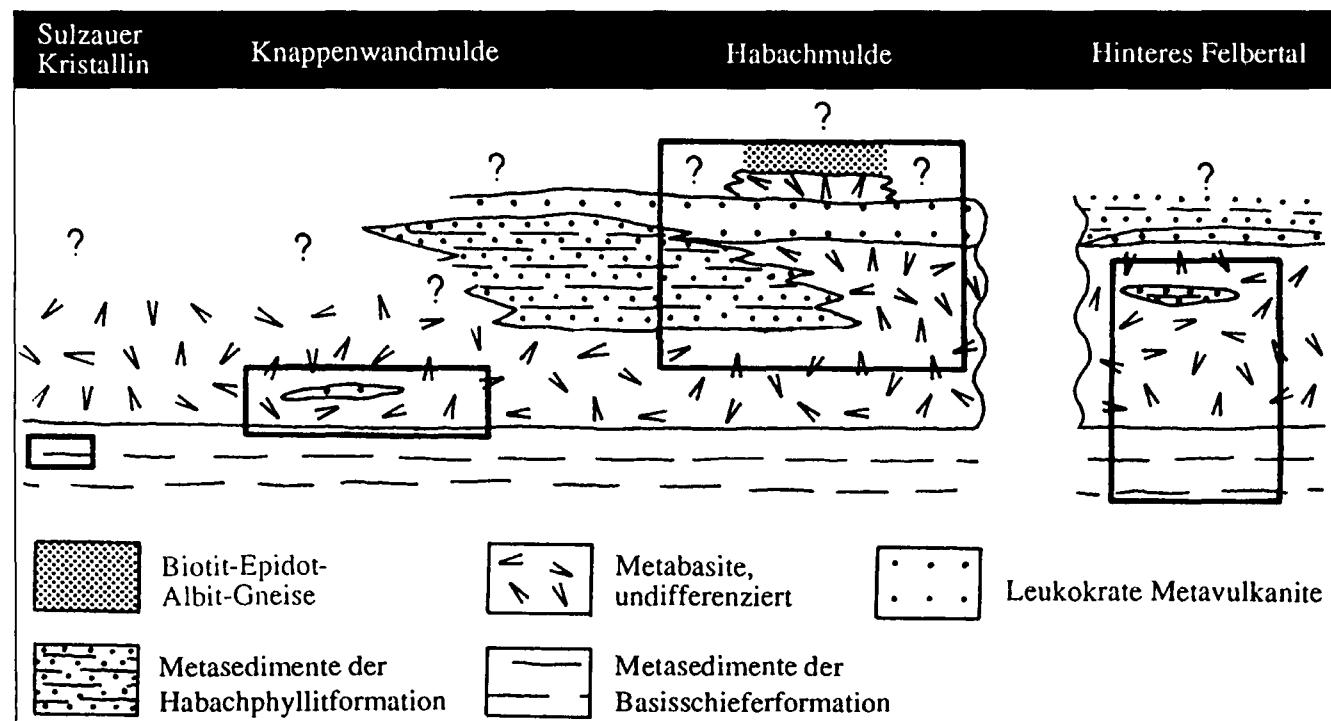


Abb. 9.
Schematischer prävariszischer Aufbau der Habachgruppe (vor der Intrusion der Zentralgneisgranitoide). Die eingerahmten Ausschnitte verdeutlichen die jeweils heute aufgeschlossenen Gesteinsabfolgen im Sulzauer Kristallin, in der Knappenwand- und Habachmulde sowie im hinteren Felbertal.

6. Diskussion: Die Phyllite der Habachgruppe

Phyllite der Habachgruppe wurden bislang aus der Habachmulde, dem Hollersbachtal, dem Falkenbachlappen (insbesondere Ostseite des Stubachtals) und der Umrahmung des Granatspitzkerns beschrieben. Ähnliche Schwarzschiefer finden sich als Furtschaglschiefer in der Schönbichler Mulde im westlichen Tauernfenster (LAMMERER, 1986, 1988; FRITZER, 1986).

Die graphitführenden Phyllite der Habachgruppe wurden bislang durchwegs als Habachphyllite bezeichnet und dem oberen Teil der Habachgruppe zugeordnet. Nach unseren Befunden ist eine differenziertere Betrachtungsweise notwendig. Geringmächtige Einschaltungen Graphit-führender Phyllite finden sich auch in anderen Teilen der Habachgruppe: In der Basisschieferformation (KUPFERSCHMIED, 1987) und in der oberen Eruptivgesteinssformation (HÖLL, 1975). Mächtige Vorkommen bilden den höheren Teil der Habachphyllitformation der Habachmulde sowie wahrscheinlich den Abschluß der lithostratigraphischen Sequenz im Felbertal. Die Bezeichnung Habachphyllit wird daher nachstehend nur mehr für die Phyllite der Typokalität im Habachtal (Habachmulde) und ihre zeitlichen und genetischen Äquivalente (z.B. die Schuppe nördlich des Farmbichl) gebraucht. Die Position der Habachphyllite mit unter- und auflagernden Magmatiten ist durch zwei Modelle erklärbar:

Modell 1: Akkretionskeil am Inselbogen (über kontinentaler Kruste)

- Die scheinbare Mächtigkeit der graphitführenden Habachphyllite (mit nur wenigen vulkanischen Einschaltungen) ist nach Rückformung der Sulzauer Antiform mit mindestens 700 Metern abschätzbar. Mit Hilfe eines Akkretionskeilmodells könnte diese hohe scheinbare Mächtigkeit auf eine tektonische Vervielfachung infolge von Rücküberschiebungen zurückgeführt werden.
- Obwohl radiometrische Datierungen in der Habachmulde noch ausstehen, ist nach Datierungen im Felbertal (QUADT, 1985, 1992; R. EICHORN, München, mündl. Mitt.) ein jüngeres Alter der unterlagernden Basite als der Habachphyllite (575–590 Ma, mündl. Mitt. Priv.-Doz. Dr. E. REITZ) nicht auszuschließen. Derartige Altersdaten sind mit dem Modell eines Akkretionskeiles (Rücküberschiebungstektonik) mit älteren Sedimenten und jüngeren Inselbogenmagmatiten vereinbar.

Modell 2: Sedimentation in einem Intra arc-Becken oder Spezialbecken im Back arc basin-Bereich.

- Für die Habachphyllite s.s. sind hohe Sedimentationsraten nicht auszuschließen. Die hohe scheinbare Mächtigkeit der Habachphyllite mag durch eine hohe wahre Sedimentmächtigkeit mitbedingt und auf eine rasche Sedimentation in einem Intra arc-Becken oder Spezialbecken im Back arc basin-Bereich zurückzuführen sein. Der Chemismus der unterlagernden Basite ist in ähnlicher Weise (E-MORB) in den Initialstadien von Back arc basins bekannt (IKEDA & YUASA, 1989).
- Auch die überlagernden Rhyolithe, basischen Pyroklastite und Epiklastite sowie die Andesite mit Inselbogencharakteristik sind gut vereinbar mit Randbereichen von Back arc basins. Auffallende Analogien bieten die rezenten Verhältnisse im Lau-Becken (FOUQUET et al., 1991).

- Die Zunahme von K-reichen Rhyolithen und Andesiten kann als Folge einer Verlagerung der vulkanischen Aktivität bzw. einer Winkeländerung der Subduktionszone gedeutet werden. Eine derartige Zunahme ist an der Rückseite von Inselbögen bekannt.
- Das vorliegende Modell wird ferner gestützt durch das Fehlen eines Nachweises der für Akkretionskeile typischen Melangezonen mit großen Gesteinsblöcken deutlich unterschiedlichen Alters und/oder von Duplexstrukturen.
- Die lokalen tektonischen Kontakte der Habachphyllite (Habachmulde) sind überwiegend alpidischen oder variszischen Ursprungs. Bewegungsbahnen im Zusammenhang mit Akkretionsvorgängen sind nicht nachgewiesen.

Dank

Wir bedanken uns für die finanzielle Unterstützung durch die Albert-Maucher-Stiftung zu Förderung der Wissenschaft. Des weiteren gilt unser Dank den Herren Dipl.-geol. M. WEGER und Dipl.-Geol. M. OEHLE (München), die uns Einblick in ihr unveröffentlichtes Kartenmaterial gewährten.

Literatur

CARL, R.R.B. (1988): Die Geologie der vorderen Hollersbachtal-Westseite (Scharnthal), Bundesland Salzburg/Österreich. Untersuchungen zur Petrologie, Lagerstättenkunde, Isotopengeochemie. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 138 S., München.

CARL, R.R.B., HÖLL, R. & SCHROLL, E. (1989): Ein Metadioritvorkommen in der Habachformation westlich der Achselalm/Hollersbachtal (Hohe Tauern, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 123–132, Wien.

CORNELIUS, H.P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. – Ber. R.-A. Bodenf. Zweigst. Wien, 1944, 25–31, Wien.

DIETRICH, M. (1985): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an der Westflanke des vorderen Habachtals (Mittlere Hohe Tauern, Bundesland Salzburg/Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 99 S., München.

EICHORN, R., HÖLL, R., JAGOUTZ, E. & SCHÄRER, U. (1993): Scheelite remobilisation ages modelled by combined Nd, Sr and U-Pb dating: The Felbertal tungsten deposit (central Tauern Window, Austria). – Abstr. IAGOD joint meeting of COFAB and WGTT, Geyer (Erzgebirge).

FISCHER, H. (1947): Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. – Verh. Geol. B.-A., 1947, 134–139, Wien.

FISHER, R.V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments. – Earth Sci. Rev., 1, 287–298, Amsterdam.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. – 528 S., Springer, Berlin.

FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.H. & FAUPL, P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps. – 34–54, Deutike, Wien.

FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich Blatt 152 Matrei in Osttirol. – Wien (Geol. B.-A.).

FRASL, G. (1949): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 168 S., Wien.

FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau/ Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 96, 143–193, Wien.

FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, 323–472, Wien.

FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster unter besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Aufschluß, Sonderh. **15**, 30–58, Heidelberg.

FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Pal. Mitt. Mh., **11**, 675–696, Stuttgart.

FRISCH, W. (1980): Tectonics of the western Tauern Window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 65–71, Wien.

FOUQUET, Y., STACKELBERG, U.v., CHARLOU, J.L., DONVAL, J.P., ERZINGER, J., FOUCHER, J.P., HERZIG, P., MÜHE, R., SOAKAI, S., WIEDICKE, M. & WHITECHURCH, H. (1991): Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin. – Nature, **349**, 778–780.

GILG, H.A. (1987): Der geologische Rahmen des Ostfeldes der Scheelitlagerstätte Felbertal (Land Salzburg/Österreich). Petrographische, geochemische und geothermometrische Untersuchungen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 206 S., München.

GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMIED, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1989): Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Amertal (Tauernfenster, Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 65–91, Wien.

GLASER, S. (1991): Die Geologie des Salzachtal-Südhanges bei Wilhelmsdorf (Bundesland Salzburg, Österreich). Untersuchungen zur Petrographie, Tektonik und Kohlenstoff-Kristallinität. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 83 S., München.

GNIELINSKI, F.v. (1989): Petrographische, geochemische und tektonische Untersuchungen im Dreieck „Hollersbach – Wenns/ Bramberg – Mahdleitengipfel“ im Pinzgau, Land Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 224 S., München.

GRUNDMANN, G. (1983): Die Genese der regionalmetamorphen, metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisationen des Habachtals. Land Salzburg. Österreich. – Diss. Techn. Univ. Berlin, 207 S., Berlin.

GRUNDMANN, G. (1988): Metamorphic evolution of the Habach Formation. A review. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 133–149, Wien.

GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragdvorkommens im Habachtal (Land Salzburg/Österreich). – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 71–107, Wien.

HAMMER, W. (1935): Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 1–19, Wien.

HEDBERG, H.D. (1976): International stratigraphic guide. – 200 S., New York (John Wiley & Sons).

HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the alpine metamorphism in the Penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 119–127, Wien.

HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Ofioliti, **8**, 103–126, Bologna.

HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H. (1993): 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.

HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitevorkommen in den Ostalpen. – Habilitationsschrift, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Klasse, Abh., N.F., H. 157A, 114 S., München.

IKEDA, Y. & YUASA, M. (1989): Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, Northwest Pacific: evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. – Contr. Min. Pet., **101**, 377–393.

KARL, F. (1954): Aufnahmen 1953 auf Blatt Krimml (151). – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 48–51, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG (1979): Geologische Karte der Republik Österreich Blatt 151 Krimml. – Wien (Geol. B.-A.).

KNOLL, A.H. & WALTER, M.R. (1992): Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. – Nature, **356**, 673–678.

KÖLBL, L. (1932): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt.I, **141**, 39–66, Wien.

KORSCH, C. (1991): Die Geologie des vorderen Felbertal-Osthangs zwischen Mittersill und Zwölferkogel (Bundesland Salzburg/Österreich): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Ultrabasiten und deren Nebengesteinen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 83 S., München.

KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 47–64, Wien.

KUPFERSCHMIED, M.P. (1987): Die Geologie des hinteren Felbertal-Westhangs (Land Salzburg/Österreich): Petrographische, tektonische und geochemische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Basisschieferfolge. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 187 S., München.

KUPFERSCHMIED, M.P. (1993): Structural studies in the Western Habach Group (Tauern window, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **49**, 67–78, Wien.

KUPFERSCHMIED, M.P. (1994): Geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hollersbachtal und Krimmler Achtental: Petrographie, Strukturgeologie, Lithostratigraphie und Geobarometrie. – Münchener Geologische Hefte, **12**, 1–160, München.

LADURNER, J. (1954): Ergebnisse der Untersuchungen an Disthen-Serizit-Quarziten des Untersulzbachtals. – Unveröff. Gutachten, 18 S., Innsbruck.

LADURNER, J. (1956): Untersuchungen am Interngefuge von Disthen (Disthenquarzit, Untersulzbachtal). – Tscherm. Min. Pet. Mitt., **5**, 380–393, Wien.

LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 51–67, Wien.

LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – Geol. Rdsch., **77**, 143–156, Stuttgart.

LAURE, G. (1985): Die Geologie des äußeren Habachtals. Petrographische, geochemische und tektonische Untersuchungen an Gesteinen nördlich der Habachgneiszone. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 204 S., München.

LOTH, G. (1991): Die Geologie des vorderen Stubachtal-Westhangs (Land Salzburg/Österreich). Petrographische, tektonische und isotopengeochemische Untersuchungen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 98 S., München.

LOTH, G. & KUPFERSCHMIED, M.P. (1993): Die tektonische Stellung des Wenns-Veitlhener-Marmorzuges (Tauernfenster, Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 489–492, Wien.

LÖWL, F. (1894): Der Gross-Venediger. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **44/3**, 515–532, Wien.

MARTIN, H. (1984): 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.

MEIXNER, H. (1978): Topas-Kristalle von der Stockeralm im Untersulzbachtal, Salzburg. – Lapis, **3**, 58–59, München.

MORTEANI, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupltal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 287–314, Wien.

OHNESORGE, T. (1929): Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **17**, Wien.

PEINDL, P. & HÖCK, V. (1993): U-Pb and $^{207/206}\text{Pb}$ -Dating of zircons from the Habach formation (Central Tauern Window, Austria). – Terra Abstr., **1993**, S. 393.

PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau /Salzburg). – Diss. Univ. Wien, 117 S., Wien.

PETERS, K. (1854): Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Centralalpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **5**, 766–808, Wien.

QUADT, A.H.F.C.v. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). – Diss. ETH Zürich, 241 S., Zürich.

QUADT, A.H.F.C.v. (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Contr. Min. Pet.*, **110**, 57–67, Berlin.

RAITH, M. (1969): Petrographie und Geologie des östlichen Zillertaler Hauptkammes. – Unveröff. Diss. Univ. Kiel, 97 S., Kiel.

RAITH, M. (1971): Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 163–207, Wien.

RAITH, M. (1976): 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.

RAITH, M., HÖRMANN, P.K. & ABRAHAM, K. (1977): Petrology and metamorphic evolution of the penninic ophiolites in the western Tauern Window (Austria). – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **57**, 187–232, Zürich.

REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 751–760, Wien.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und im nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 329–340, Wien.

SACHSENMEIER, M. (1984): 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.

SCHARBERT, H.G. (1956): Die Grüngesteine der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau, Salzburg), I. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, **166**/7, 307–330, Wien.

SCHENK, P. (1990): Mikrothermometrische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen. – *Münchener Geol. Hefte*, **1**, 198 S., München.

SCHMEDERER, J. (1980): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachserie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 113 S., München.

SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. – *Geol. Rdsch.*, **70**, 794–799, Stuttgart.

SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1990): Strainanalysen an den postvariszischen Metakonglomeraten der Greinermulde (westliches Tauernfenster, Österreich/Italien). – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **135**, 76–77, Wien.

SENGL, F. (1991): Geologie und Tektonik der Schönachmulde (Zillertaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. München, 183 S., München.

STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 178 S., Salzburg.

STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Tyrolkalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **76**, 69–100, Wien.

STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria): A preliminary report. – *Ofioliti*, **10**, 441–455, Bologna.

THALHAMMER, O.A.R., STUMPF, E.F. & JAHODA, R. (1989): The Mittersill scheelite deposit, Austria. – *Econ. Geol.*, **84**, 1153–1171.

TOEPEL, R. (1988): Die Geologie am Westende der Habachmulde. Petrographische, geochemische und tektonische Untersuchungen im Seebachkar und Foiskar. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. München, 166 S., München.

VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – *Tübinger Geowiss. Arbeiten Abh., Reihe A6*, 150 S., Tübingen.

VAVRA, G. & HANSEN, B.T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb-dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: Implications for the Penninic basement evolution. – *Geol. Rundsch.*, **80**, 703–715, Stuttgart.

WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S., Stuttgart (Enke).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Dezember 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

Artikel/Article: [Die geologische Neuaufnahme der Habachmulde und ihre genetischen Implikationen für die Habachgruppe \(Tauernfenster/Ostalpen\) 139-153](#)