

Mitt. österr. geol. Ges.	76 1983	S. 69—100 8 Abb., 7 Tab., 2 Taf.	Wien, 15. Dezember 1983
--------------------------	------------	-------------------------------------	-------------------------

Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg)

Von Hans Peter STEYRER¹⁾

Mit 8 Abbildungen, 7 Tabellen und 2 Tafeln

Zusammenfassung

Die altpaläozoische Habachformation der Hohen Tauern erreicht in ihrer Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg) eine Mächtigkeit von etwa 1500 m. Sie tritt in zwei ENE-WSW-streichenden Mulden, eingefaltet zwischen Zentralgneisungen, auf, nämlich in der Habachmulde im Süden und in der Knappenwandmulde im Norden.

Die Habachmulde ist in ihrem Südabschnitt durch metamorphe basaltische Laven und Tuffe (Prasinite und Amphibolite) gekennzeichnet, untergeordnet treten Gabbroamphibolite auf. An die Metabasite schließen im N andesitische (Biotit-Epidot-Gneise) und rhyolithische (Albitgneise) Metavulkanite an. Eine vulkanosedimentäre Übergangszone (Chloritglimmerschiefer und -gneise) leitet zu einer bis 1000 m mächtigen Meta-sedimententwicklung im nördlichsten Abschnitt der Habachmulde über (dunkle Phyllite, helle Phyllite und Glimmerschiefer, Quarzite).

In der Knappenwandmulde treten dacitische Metavulkanite (Knappenwandgneis) mit fließenden Übergängen einerseits zu Granitgneisen, anderseits zu Metasedimenten (helle Glimmerschiefer) und basischen Metavulkaniten (Amphibolite) auf.

Petrographisch sind die Metasedimente der Habachformation gekennzeichnet durch Quarz, phengitischen Hellglimmer; Biotit findet sich nur in Gesteinen mit niedrigen Al-Gehalten, Chloritoid- und Disthen-führende Paragenesen sind auf extrem Al-reiche Gesteinszusammensetzungen beschränkt.

Innerhalb der Metamagmatite ist die Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden anhand von zonargebauten Amphibolen und Granaten sowie durch Oligoklas-säume um Albit, die auf den Südabschnitt beschränkt sind, zu erkennen. Trotz Meta-morphose und alpidischer S-N-gerichteter Einengungstektonik (Krimmler Gneiswalze) sind die Zusammenhänge zwischen Metamagmatiten und -sedimenten soweit erhalten, daß die Habachformation in der Typlokalität als orogene Abfolge klassifiziert werden und eine genetische Bindung an eine Subduktionszone im Rahmen eines Inselbogens oder eines aktiven Kontinentalrandes angenommen werden kann.

Die ehemalige geotektonische Position der Habachformation ist im paläogeogra-phischen Bild des Altpaläozoikums am ehesten zwischen der Zone der Innsbrucker-Radstädter-Quarzphyllite und der heutigen Böhmisches Masse zu suchen.

¹⁾ Adresse des Verfassers: Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, A-5020 Salzburg, Akademiestraße 26.

Summary

The Lower-Paleozoic Habachformation of the Hohe Tauern exhibits a thickness of about 1500 m in the type-locality between the outer Habach-valley and the Untersulzbach-valley (Pinzgau/Salzburg). It is exposed in two ENE-WSW-extending synclines — the “Habachmulde” in the South and the “Knappenwandmulde” in the North — folded between the masses of Zentralgneis.

The Habachmulde in its southern part is characterized by metamorphic basaltic lavas and tuffs (prasinites and amphibolites) and subordinate gabbroamphibolites, joined by andesitic and rhyolitic metavolcanics north of the metabasites. A volcano-sedimentary transition-zone conducts over to metasediments with a thickness of up to 1000 m in the northern part of the Habachmulde.

Dacitic metavolcanics with transitions to granit-gneisses on the one hand and metasediments and basaltic metavolcanics on the other hand occur in the Knappenwandmulde.

The metasediments are characterized petrographically by quartz and phengitic mica, biotite is restricted to rocks with low Al-content, whereas chloritoid- and kyanite-bearing parageneses are found only in extremely Al-rich rock-compositions.

Within the magmatic sequence the progressive metamorphism can be recognized by zoned amphiboles and garnets as well as by oligoclase-rims around albite, which are restricted to the southern portion. In spite of regional metamorphism and alpine tectonics the connexions between the metamagmatites and -sediments are well preserved so far. Hence the Habachformation of the type-locality can be recognized as an orogenic sequence, genetically connected with a subduction-zone in the framework of an island-arc or an active continental margin.

The paleogeographic Lower-Paleozoic position of the Habachformation in a more general pattern is inferred to be situated between the area of the Innsbrucker-Radstädter-Quarzphyllites and the Bohemian Massive.

Inhalt

Vorwort	71
1. Einleitung	71
2. Baumaterial	74
2.1. Die Metasedimente	74
2.2. Die Metamagmatite	78
3. Metamorphose	90
4. Tektonik	93
5. Die Internstruktur der Habachformation	95
6. Zur paläogeographischen Stellung der Habachformation	97
Literatur	98

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer geologisch-petrographischen Neubearbeitung der Habachformation am locus typicus zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (siehe Abb. 1 — Geologische Übersichtsskizze). Als Grundlage für die petrographische Bearbeitung wurde das Gebiet in den Jahren 1978—1982 im Maßstab 1:10.000 kartiert und dabei die Geländezusammenhänge der verschiedenen metamorphen Plutonite, Vulkanite und Sedimente der Habachformation und auch ihr Verhältnis zu den Zentralgneismassen studiert. Diese Arbeiten dienten in der Folge als Grundlage für eine geochemische Erstbearbeitung der Habachformation (STEYRER, 1982), deren Ergebnisse an anderer Stelle publiziert werden (STEYRER & HÖCK, in Vorbereitung), deren Erkenntnisse aber hier in genetische Überlegungen bereits einbezogen werden können.

1. Einleitung

Die Habachformation gehört dem Penninikum an, das in den Ostalpen das tiefste tektonische Stockwerk darstellt. Die von Süden her überschobenen Ostalpinen Decken liegen zwar geschlossen über dem Penninikum, dessen Inhalt ist aber in verschiedenen Fenstern, von denen das Tauernfenster das größte und bedeutendste ist, aufgeschlossen.

Der geologische Aufbau des Tauernfensters läßt sich in zwei lithologische Einheiten gliedern:

- Die Zentralgneise, metamorphe, variszisch intrudierte Granite, Granodiorite und Tonalite, als tektonisch tiefste geologische Körper der Hohen Tauern.
- Die Schieferhülle als zum Teil parautochthone, z. T. fernüberschobene Auflage der Zentralgneise. Sie enthält möglicherweise präkambrische(?), sicher aber paläozoische und mesozoische Gesteine. G. FRASL hat 1958 die Schieferhülle prostratigraphisch in fünf „Serien“²⁾ gegliedert: vorpermische Anteile sind das Altkristallin und die Habachserie, den permomesozoischen Bestand bilden die permoskythische Wustkogelserie, die Karbonatserien der mittleren Trias und die Bündnerschieferserie (Jura-Kreide).

Im hiesigen Gebiet treten jedoch nur Zentralgneise, Habachformation und mengenmäßig sehr zurücktretend Hochstegenkalk bzw. Hachelkopfmarmor auf:

1. Die Granitgneise sind tektonisch in die Nördliche Sulzbachzunge, die Südliche Sulzbachzunge sowie in die Habachzunge gegliedert: Die Hauptstreichrichtung der \pm steilstehenden Granitgneiskörper ist WSW-ENE (siehe dazu Abb. 2 — tektonische Übersichtsskizze).

²⁾ Einer Anregung von G. FRASL folgend, werden gemäß den Definitionen des „International Stratigraphic Guide“ (HEDBERG, 1976, S. 32), wonach der Ausdruck „Serie“ nur für gut definierte orthostratigraphische Einheiten gilt und lithostratigraphische Einheiten mit dem Term „Formation“ belegt werden sollen, in der Folge die Bezeichnungen „Habachserie“, „Bündnerschieferserie“ und „Wustkogelserie“ durch „Habachformation“, „Bündnerschieferformation“ und „Wustkogelformation“ ersetzt (vergl. auch STEYRER, 1982, HÖCK et al., 1982, STEYRER & HÖCK, 1983).

Abbildung 1: vereinfachte geologische Übersichtskarte des mittleren Tauernfensters

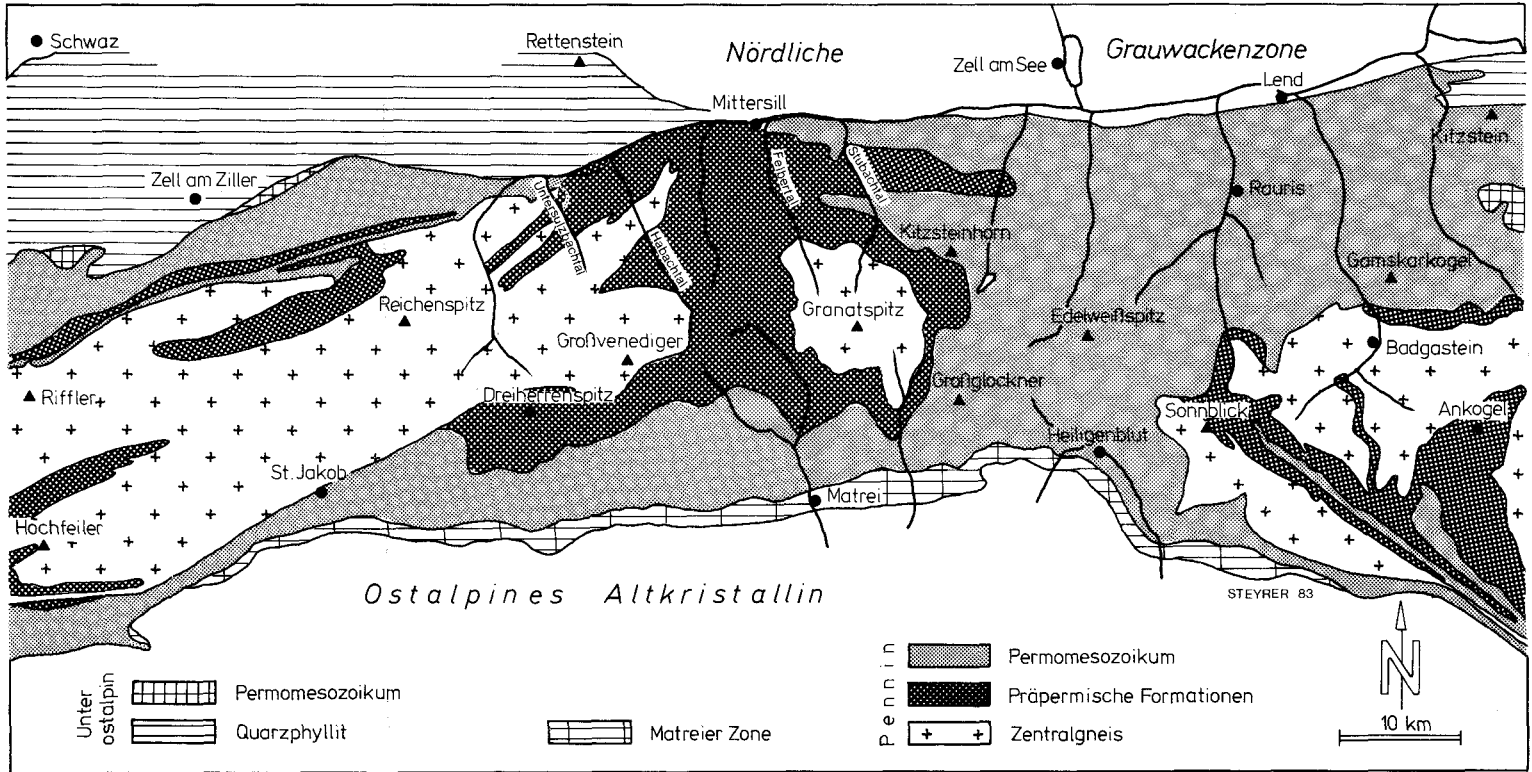
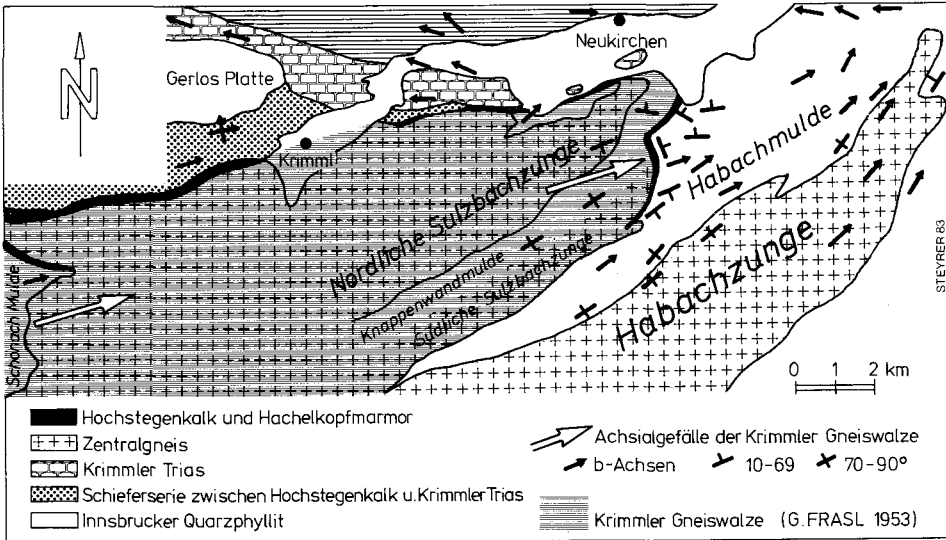


Abbildung 2 Tektonische Übersichtsskizze (nach G.FRASL 1953, ergänzt)



2. Die Gesteine der Habachformation treten in zwei Mulden auf, nämlich der Knappenwandmulde im Norden (eingespannt zwischen die beiden Sulzbachzungen) und der Habachmulde im Süden (zwischen Südlicher Sulzbachzunge und Habachzunge).
3. Hochstegenkalk bzw. Hachelkopfmarmor umhüllen die Nördliche Sulzbachzunge, die Knappenwandmulde und die Südliche Sulzbachzunge, die zusammen die „Krimmler Gneiswalze“ (FRASL, 1953 a) bilden. Von ihr durch den Hachelkopfmarmor getrennt, legt sich die Habachmulde von SE her über die Krimmler Gneiswalze (siehe dazu auch die Profilschnitte 3-3' und 4-4' in Taf. 2).

Der Begriff, der hier mit Schwerpunkt behandelten „Habachformation“ wurde 1958 von G. FRASL definiert: Er bezeichnet damit den Gesteinsbestand einer vormesozoischen Geosynklinale, deren Sedimentanteil hauptsächlich in Form von schwarzen Phylliten vorliegt, dann in geringerer Menge aus hellen Phylliten, Glimmerschiefen und Paragneisen sowie Spuren von Kalkmarmoren besteht. Diesen rein sedimentären Bildungen stehen wesentlich größere Massen von magmatogenen Gesteinen gegenüber. Die darunter vorherrschenden Amphibolite und Prasinite sind aus basischen Tiefengesteinen, Ergußgesteinen, Tuffen und Tuffiten abzuleiten. An magmatogenen Gesteinen treten außerdem saure Effusiva, möglicherweise auch Plutonite sowie intermediäre Effusiva und ausnahmsweise auch ein intermediärer Plutonit (FRASL, 1958) auf. FRASL vergleicht diese Abfolge mit dem Gesteinsbestand der Nördlichen Grauwackenzone und stellt sie ins Altpaläozoikum (Kambrium-Ordovicium?), doch wird nicht ausgeschlossen, daß Anteile davon noch bis ins Jungpaläozoikum hinaufreichen.

Innerhalb ihrer E-W-Erstreckung zwischen Kapruner Tal und Krimmler Achentäl zeigt die Habachformation große Variationsbreite. So etwa überwiegen im Hollersbachtal basische Vulkanite, während im Habachtal, aber auch im Mühlbachtal bis Stubachtal intermediäre und saure Vulkanite zusammen mit mächtigen Sediment-

abfolgen auftreten. Unter diesem Aspekt der großen lateralen Variationsbreite ist auch die von HÖLL (1975) für den Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal aufgestellte Gliederung in drei prostratigraphische Einheiten — sie werden im folgenden kurz skizziert — nur bedingt auf den Gesamtbereich der Habachformation zu übertragen:

— Die Basisschieferfolge ist der stratigraphisch tiefste Komplex und besteht vorwiegend aus metamorphen Sedimentabkömmlingen. Vulkanogener Einschlag manifestiert sich durch höchstens wenige 10er m mächtige Lagen von Metavulkaniten.

— Die Eruptivgesteinsfolge setzt sich aus metamorphen ultramafischen basaltischen, intermediären und sauren Magmatiten zusammen, wobei die basaltischen Effusiva dominieren.

Die Eruptivgesteinsfolge enthält in ihrem tiefsten Teil die schichtgebundene Scheelitführung (= scheelitführende Serie, HÖLL, 1975). Der Hangendbereich der Eruptivgesteinsfolge ist stets durch eine vulkano-sedimentäre Wechselfolge gekennzeichnet. Kontinuierlich ist daher der Übergang zur

— Habachphyllitentwicklung: Sie stellt den stratigraphisch jüngsten Komplex dar. In ihrem unteren Teil sind neben verschiedenen Metasedimenten auch Prasinit- und saure Tufflagen verbreitet.

Am locus typicus der Habachformation gibt es Entsprechungen für HÖLLS Habachphyllitentwicklung und die Eruptivgesteinsfolge — allerdings mit geringeren Anteilen von Metabasalten und wesentlich größeren von intermediären und sauren Effusiva. Für die Basisschieferfolge gibt es zwischen Habachtal und Untersulzbachtal kein Äquivalent.

Methoden:

Optik: Aus dem Gebiet wurden etwa 140 Dünnschliffe bearbeitet, zusätzlich standen aus dem Gesamtbereich der Habachformation Vergleichsschliffe zur Verfügung, ebenso aus der Bündnerschieferformation (Lawsonitpseudomorphosen).

Mineralanalysen: Der weitaus größte Teil der ca. 100 Mineralanalysen wurde am hiesigen Institut mit der Elektronenmikrosonde (Cambridge MK 5) ermittelt, die Korrektur für Absorption, Fluoreszenz und Ordnungszahl erfolgte nach der Methode von BENCE & ALBEE (1968). Die Durchführung eines Teiles der Amphibolanalysen erfolgte am Institut für Petrologie der Universität Wien (Dr. F. KOLLER).

Röntgen: Glimmergitterkonstanten wurden unter der Verwendung von Si-Eichsubstanz als internem Standard mit einem lattice-constant-least-square-Programm verfeinert, wobei mindestens 25 Linien in die Berechnung einbezogen wurden.

2. Baumaterial

2.1. Die Metasedimente

Zum sedimentogenen Anteil der Habachformation zählen dunkle Phyllite (= Habachphyllite, G. FRASL, 1958), helle Phyllite und Glimmerschiefer sowie verschiedene Typen von Quarziten. Die verschiedenen Metasedimente sind untereinander häufig durch Übergänge verbunden, und so wurde in diesen Fällen in Karte und Profilschnitten (Taf. 1 und Taf. 2) auf durchgezogene Grenzlinien verzichtet, dasselbe gilt auch für die Abgrenzung der Metasedimente zu den sauren und intermediären Metavulkaniten:

Auch hier sind Übergänge vorhanden, in manchen Fällen bilden sie überhaupt den Schlüssel zum Verständnis der genetischen Zusammenhänge.

Die dunklen Phyllite (= Habachphyllite im Sinne von G. FRASL, 1958) bilden zwischen Gamskogel und Schiefermahd (siehe Taf. 1) einen mehr als 1 km breiten Streifen, der an der W-Flanke des Untersulzbachtales in drei Züge aufgespaltet ist, getrennt durch helle Phyllite und Glimmerschiefer. Daneben finden sich kleinere Vorkommen im Schönbach-Wald und in der Umgebung des Heuschartenkopfes. Die dunklen Phyllite treten nur selten in reiner Form auf, sehr häufig finden sich helle, papierdünne Quarz/Albitlagen, die auf sandige oder saure tuffogene Beimengungen zu den Tönen (heute: dunkle Phyllite) zurückgeführt werden können (siehe Seite 80).

Helle Phyllite und Glimmerschiefer bauen im Bereich der Habachmulde drei, je etwa 300 m mächtige Lagen auf, die sich von den westlichen Hängen des Untersulzbachtales in Richtung NE hinziehen und sich am E-Hang des Untersulzbachtales auf nur mehr zwei Lagen reduzieren, von denen die südliche in halber Höhe des Hanges ausklingt und in Heuschartenkopfgneise (siehe Seite 80) übergeht.

In der Knappenwandmulde sind helle Phyllite und Glimmerschiefer selten und treten nur in Form einer geringmächtigen Lage zwischen Amphiboliten (im N) und dem Knappenwandgneis (im S) auf.

Quarzite: Unter dieser Bezeichnung werden Hellglimmerquarzite, vererzte Quarzite und Disthenquarzite zusammengefaßt. Quarzite treten ausschließlich in der Habachmulde auf, und auch da nur in wenigen Vorkommen von geringer Ausdehnung (siehe Taf. 1 — Geologische Karte): In einer Mächtigkeit von etwa 5 m kommen Hellglimmerquarzite am Hachelkopf vor, dann im Untersulzbachtal, wo eine Lage (Mächtigkeit etwa 10 m) sowohl SE als auch NE der Finkalm ansteht. Weitere Quarzit- und Hellglimmerquarzitvorkommen findet man in einer Mächtigkeit bis zu 30 m NW des Leutachkopfes in dunklen Phylliten. In Heuschartenkopfgneise eingelagert sind Hellglimmerquarzite an den westlichen Abhängen des Habachtales im Wildenkarer Wald und zwei Vorkommen WSW des Zwölferkogels.

Die chemische Zusammensetzung der Hellglimmerquarzite (STEYRER, 1982) mit hohem Gehalten an SiO_2 (78,57 Gew.-%) und hohem $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis (6,26) gleichzeitig bei sehr niedrigem $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis (0,03), weiters das geringe Volumen der Quarzite innerhalb der Habachformation und vor allem die Verbindung mit ehemaligen, sehr wahrscheinlich marinen Sedimenten (dunkle Phyllite, helle Phyllite und Glimmerschiefer) sprechen am ehesten für eine küstennahe Entstehung dieser Gesteine (GREENSMITH, 1978).

Als Edukte dieser Sande können möglicherweise verwitterte saure Aschen(tuffe) gesehen werden — diese Vermutung wird dadurch unterstützt, daß in den Quarziten auch noch vereinzelte — reliktsche — Albitporphyroklasten auftreten, die von sauren Vulkaniten herzuleiten wären.

Der Mineralbestand der Metasedimente:

Quarz und Hellglimmer sind in allen Metasedimenten enthalten. Bei den Hellglimmern handelt es sich in allen untersuchten Fällen um Phengite ($2M_1$ Polytyp), wie die Messungen von Gitterkonstanten schließen lassen: Gitterkonstanten von Phengiten (Tab. 1) zeigen eine Verringerung in c_0 und eine Vergrößerung in b_0 — verglichen mit

TABELLE 1 Gitterkonstanten von synthetischem Muscovit (YODER & EUGSTER 1955), Phengiten der Habachformation und Phengiten der Bündnerschieferserie (HÖCK 1974).

	(1)	(2) D36	(3) D57	(4) D105	(5) D193	(6) H151/70	(7) H114/70	(8) H157/70	(9) H131/70	(10) H148/70
a_0	5,189	5,209±0,0008	5,188±0,0007	5,190±0,0019	5,199±0,0003	5,186±0,008	5,203±0,002	5,21 ±0,004	5,188±0,006	5,196±0,006
b_0	8,995	9,057±0,0024	9,057±0,0005	9,029±0,0011	9,028±0,0002	9,023±0,0012	9,024±0,007	9,036±0,011	9,005±0,014	9,03 ±0,013
c_0	20,097	20,002±0,0006	20,078±0,0007	20,078±0,0018	20,025±0,0004	20,102±0,016	20,42 ±0,006	20,008±0,01	20,071±0,009	20,093±0,01
n	95,18	95,933	95,781	95,773	95,882	95,729±1,55	95,66 ±0,059	95,538±0,102	95,873±0,097	95,951±0,099
v	934,2	938,682±0,245	935,506±0,127	936,165±0,324	935,000±0,0065	936,04 ±1,55	936,40 ±0,72	937,58 ±1,22	932,7 ±1,15	937,73 ±1,14

(1) : Synthetischer Muscovit (YODER & EUGSTER 1955).

(2)- (4): Phengit aus dunklen Phylliten der Habachformation.

(5) : Phengit aus hellem Glimmerschiefer der Habachformation.

(6)-(10): Phengit aus Glimmerschiefern der Bündnerschieferserie (HÖCK 1974).

den entsprechenden Daten von reinem synthetischen Muscovit (YODER & EUGSTER, 1955, siehe Tab. 1). Veränderungen von Zellparametern werden vor allem durch Ionenaustausch in der Oktaederschicht verursacht (RADOSLOVICH & NORRISH, 1962, ZEN & ALBEE, 1964, GUIDOTTI & SASSI, 1976). Insbesondere die Substitution $(Mg^{2+}, Fe^{2+})Si = Al^{IV}Al^{VI}$ verursacht eine Vergrößerung in b_0 und eine Verringerung in c_0 . Darüber hinaus reduziert ein Ersatz des Zwischenschicht-Kations K^+ durch Na^+ oder Ca^{2+} die c_0 -Distanz (ZEN & ALBEE, 1964). Die b_0 -Werte der Hellglimmer der Habachformation liegen durchwegs höher als die des reinen Muscovites (YODER & EUGSTER — Tab. 1), sie scheinen insgesamt auch etwas höher zu sein als die Vergleichswerte aus der Bündnerschieferformation (HÖCK, 1974).

Biotit tritt fast ausschließlich in den Habachphylliten auf, in den hellen Phylliten und Glimmerschiefern fehlt er für gewöhnlich, was nicht nur eine Funktion des Metamorphosegrades sein dürfte, da Biotit auch in den nördlichsten, vermutlich niedrigstmetamorphen Habachphylliten nachgewiesen wurde (siehe Taf. 1), so daß angenommen werden kann, daß die p-T-Bedingungen, die für die Bildung von Biotit notwendig sind, im gesamten Untersuchungsgebiet erreicht worden sind (STEYRER & HÖCK, in Vorb.). Die Ursachen für das scheinbar unsystematische Auftreten von Biotit dürfte in schon primär vorhandenen Variationen im Gesamtgesteinschemismus liegen.

Ilmenit in bis zu 1,2 mm langen Stengeln kann bis zu 7(!) Vol.-% am Gesteinsaufbau beteiligt sein. Der für diese Ilmenitgehalte notwendige hohe Ti-Gehalt der Gesteine hat seine Ursache möglicherweise in der Beimengung von tuffitischem Material zu Peliten als den Ausgangsmaterialien der Habachphyllite. Für diese These spricht die Tatsache, daß in den Vulkaniten der Habachformation Ilmenit praktisch immer als Nebengemengteil vorhanden ist. Ursachen für die in manchen Phylliten zu beobachtende Anreicherung von Ilmenit sind wohl durch Verwitterung und Transport des tuffitischen Ausgangsmaterials und die relative Anreicherung der Schwermineralfraktion dabei gegeben. Diese Deutung der Ilmenitführung erscheint umso wahrscheinlicher, als die Fe-Ti-Oxide Titanomagnetit und Ilmenit als überwiegende Komponente der Schwermineralfraktion in sauren Tuffen und Tuffiten ganz allgemein auftreten (z. B. HILDRETH, 1979).

Albit ist in allen Metasedimenten verbreitet, wenn auch in sehr wechselnder Menge. Generell nimmt die Albitführung mit der räumlichen Nähe zu den Heuschartenkopfgneisen zu.

Die „Albitporphyroklasten“ in den Metasedimenten erreichen Größen von 0,5 bis 1 mm, sind meist nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligt oder locker gefüllt (Epidotminerale, Hellglimmer), als Einschlüsse treten Quarz und Karbonat auf. Abgesehen von vermutlich transportbedingten Zurundungen entsprechen diese Albite in bezug auf Verzwilligung, Dichte der Füllung und Korngröße den reliktschen Albiten, der Heuschartenkopfgneise — die als Abkömmlinge saurer Tuffe gedeutet werden.

Epidot, Karbonat (Dolomit, Ankerit), Chlorit, Pyrit und Apatit sind häufige Accessorien in den bisher betrachteten Metasedimenten. Eine Besonderheit stellt der Modalbestand der Disthenquarzite dar: Quarz um 70 Vol.-%, Disthen 25—28 (bildet poikiloblastische Stengel bis 2 mm Länge), Pyrit (2—4) und Phengit (0—2) — zur Genese des Disthen siehe Seite 91.

2.2. Die Metamagmatite

Die Beteiligung saurer Effusiva am Gebirgsbau im Tauernfenster wurde im Oberpinzgau zuerst von OHNSORGE (1925, 1929) klar erkannt. Weitere Untersuchungen über saure magmatogene Gesteine aus diesem Raum stammen von KARL (1954, 1955) und SCHMIDEGG (1954, 1955 a, b), die gesamte Variationsbreite und die Bedeutung von vulkanogenen Gesteinen sowie die Verbreitung in der Habachformation wurde aber erst durch die grundlegenden petrographischen Betrachtungen von G. FRASL (1958) erkannt. Seine „Seriengliederung“ enthält im Abschnitt über die Habachserie (= Habachformation) bereits Hinweise auf die Existenz von basischen Tiefen- und Ergußgesteinen sowie intermediären und sauren Effusiva, jeweils in Begleitung von entsprechenden Tuffen und Tuffiten.

Die Metabasite: sind petrographisch als Prasinite und Amphibolite zu bezeichnen: Prasinite sind mittel- bis feinkörnige Gesteine, die im allgemeinen eine starke Schieferung aufweisen mit Albit/Oligoklas, Epidot, Biotit, zwei Amphibolgenerationen, Chlorit und Titanit. Amphibolite bestehen fast ausschließlich aus Plagioklas (Albit/Oligoklas) und Amphibol, nur mehr sehr untergeordnet finden sich Chlorit und Epidot. Die Metabasite haben großen Anteil am Gesteinsbestand, in der Knappenwandmulde bilden sie überhaupt das mengenmäßig überwiegende Material, es kommt ihnen im hiesigen Gebiet aber nicht jene dominierende Rolle zu, wie etwa im Bereich zwischen Hollersbachtal und Felbertal. Verschiedene Arten von Metabasiten können unterschieden werden:

- METAGABBROS, grobkörnige, teilweise kaum geschiefert erscheinende Amphibolite mit noch erhaltener gabbroider Textur treten im Rahmen des Grüngesteinszuges N der Höhenrinne (siehe Taf. 1, E-Hang des Habachtales) und in der Verlängerung dieses Zuges nach SW auf (Wildenkarer Wald). Auch aus dem Bereich der Knappenwandmulde wurden Metabasite angegeben, bei denen Tiefengesteinscharakter vermutet wurde (FRASL, 1953 a, SCHARBERT, 1957), und zwar aus dem Gebiet des Vierlochstadels und aus dem Buchwald, doch fehlen diesen Gesteinen die angedeuteten makroskopisch erkennbaren Merkmale von Tiefengesteinen.

- METABASALTE treten im Gegensatz zu den Metagabbros vorwiegend in der Knappenwandmulde auf, wo sie als feinstkörnige kompakte, chloritarme Prasinite vorliegen, aber auch in der Habachmulde (Feschwand) finden sich Metabasalte, hier in Form feinstkörniger massiger Amphibolite.

- KRISTALL- und ASCHENTUFFE, mehr oder weniger streifige und lagige feinstkörnige Amphibolite bzw. Prasinite bauen große Teile des Grüngesteinszuges W und SW des kleinen Fühnel auf, auch die Grüngesteinslinse S der Peitingalm zählt zu dieser Gruppe von Gesteinen. Weiters treten in der Knappenwandmulde feingebänderte Prasinite, vermutlich Abkömmlinge ehemaliger Tuffe, auf.

Metabasalte und Metatuffe wurden in der geologischen Karte (Taf. 1) nicht getrennt ausgeschieden, da eine eindeutige Zuordnung im Gelände nicht immer möglich war und außerdem so rasche Wechsel sowohl in Streich- als auch in Profilrichtung zwischen den verschiedenen Typen auftreten, daß eine kartenmäßige Ausscheidung auch nicht konsequent durchführbar gewesen wäre.

Metaandesite (Peitingalmgneis)* — Biotit-Epidot-Gneis: Als Peitingalmgneise

* Da prinzipiell Biotit-Epidot-Gneise auch aus Plutoniten usw. entstehen können, wurde für die vulkanogenen intermediären Gneise der Habachformation der Lokalname „Peitingalmgneis“ vorgeschlagen (STEYRER, 1982).

werden hell-grünlichgraue, mittel- bis feinkörnige Biotit-Epidot-Gneise mit im allgemeinen gut ausgeprägter Schieferung bezeichnet. Chemische Serienuntersuchungen an diesen Gesteinen (STEYRER, 1982) haben den Andesitcharakter, den schon G. FRASL (1958) vermutet hatte, in schönster Weise bestätigt: sowohl die Klassifikation der Biotit-Epidot-Gneise nach TAYLOR (1965), basierend auf der K_2O/SiO_2 -Verteilung der Gesteine, als auch die Verwendung der Definition von GILL (1981), wonach Hypersthennormative vulkanische Gesteine mit SiO_2 -Gehalten von 53—63 Gew.-%, bezogen auf wasserfreie Basis, als Andesite bezeichnet werden, ergab in allen Fällen eine Einstufung als (Meta)andesit. In Verbindung mit den Prasiniten und Amphiboliten, die geochemisch als Basalte klassifiziert werden konnten, und den noch zu behandelnden Albitgneisen (geochemisch als Rhyolithe einzustufen) scheint somit eine magmatogene Abfolge vorzuliegen (basisch-intermediär-sauer), die in ihrem Differentiationsverhalten (STEYRER, 1982) im AFM-Diagramm eindeutig dem Kalk-Alkali-Trend folgt und damit als „Orogene Serie“ im Sinne von RINGWOOD (1977) zu bezeichnen ist.

Die Peitingalmgneise bilden zwischen Habachtal und Untersulzbachtal einen bis zu 500 m breiten Streifen, der von der Peiting-Hochalm in Richtung NE bis an den Grund des Habachtals zieht, an dessen E-Hang nimmt er rasch an Mächtigkeit ab und geht über in Chloritgneise und -glimmerschiefer (siehe Seite 81). Im SW-Abschnitt des geschlossenen Verbreitungsgebietes des Peitingalmgneises ist eine Verzahnung mit basischen und sauren Vulkaniten sowie mit Metaagglomeraten gegeben. Auch die Grenze des Peitingalmgneises im N ist nur selten scharf, sondern meist durch mehrfachen Wechsel in cm- bis dm-Bereich von phyllitischem (sedimentogenem) Material mit den Metavulkaniten gekennzeichnet (siehe HÖCK et al., 1981, Abb. 10 — Vulkanitabfolge am Weg in das Habachtal), aber auch fließende Übergänge sind zu beobachten, wobei als Übergangsgesteine auch hier die Chloritglimmerschiefer und -gneise auftreten.

Metadacit (Knappenwandgneis): Im Jahre 1949 hat G. FRASL den Inhalt der Knappenwandmulde unterteilt: er unterschied einmal den Granitgneis der Südlichen Untersulzbachzunge, dann den „Grauen Streifen“ — als dessen Hauptgestein er den Knappenwandgneis betrachtete, sowie den „Grünen Streifen“ — die Prasinite und Amphibolite. In derselben Arbeit wird auch die große Bedeutung des Knappenwandgneises als ein Leitgestein für die Knappenwandmulde herausgestrichen, denn dieser Gneis zieht ohne Unterbrechung und in ganz gleichmäßiger Ausbildung in einem etwa 11 km langen Streifen vom Inneren Söllenskar (E des Krimmler Achentales) bis in den Buchwald zwischen Untersulzbachtal und Habachtal. Die Verbreitung des Knappenwandgneises im Typusgebiet ist im wesentlichen auf die Hänge des Untersulzbachtals beschränkt (Taf. 1), wo dieser Gneis einen 300—400 m breiten Streifen bildet, der quer über das Tal streicht und in den tieferen Teilen saiger steht.

Der Knappenwandgneis ist petrographisch und geochemisch (STEYRER, 1982) am ehesten als ehemaliger Vulkanit mit dacitischem Chemismus zu klassifizieren. Der Gneis ist makroskopisch durch 1—4 cm große, oft gut idiomorphe Kalifeldspäte gekennzeichnet, die in einer grauen feinkristallinen Grundmasse schwimmen, die überwiegend aus Fe-reichen Hellglimmern, in geringerer Menge aus Feldspat und nur sehr wenig Quarz besteht. An tektonisch stärker beanspruchten Stellen (z. B. im Grenzbereich zum Hachelkopfmarmor) sind die Feldspateinsprenglinge stark ausgelängt. Im Süden

gehen die Knappenwandgneise innerhalb eines etwa 50 m breiten Streifens kontinuierlich in den Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge über, wobei — vom Knappenwandgneis her kommend — die Feldspatauge seltener und kleiner werden, der Glimmergehalt zunächst zunimmt, dann aber weiter in Richtung Granitgneis wieder geringer wird.

Im Norden geht der Knappenwandgneis in helle Glimmerschiefer und Paragneise über — auch diese Grenze ist unscharf, aber doch wesentlich deutlicher, etwa im Bereich von 2—5 m erfaßbar, als jene im Süden. Eine ähnliche enge Verbindung zeigt der Knappenwandgneis auch zu den Metabasiten der Knappenwandmulde. Östlich (= oberhalb) der Knappenwand sind in den Knappenwandgneis Amphibolitlagen eingeschaltet, die zum Teil scharf begrenzt sind, zum Teil aber auch Wechsellagerungen im cm-dm-Bereich zeigen.

Die sauren Metavulkanite (Heuschartenkopfgneis) — Albitgneise: Als Albitgneise werden massige, fast weiße Gesteine mit sehr hohem Albit- und Quarzgehalt bei sehr zurücktretendem Bestand an anderen Mineralien, wie Biotit, Muscovit, Epidot, Hornblende, verstanden. Abweichungen von der üblichen, gleichmäßig-feinkörnigen Form der Albitgneise sind durch das Auftreten von Einsprenglingen gegeben: meist mm-große Plagioklassäulchen, aber auch Kalifeldspäte, die dann bis 3 cm Größe erreichen können, in einem Fall auch erbsengroße Quarze (Metaquarzporphyr unmittelbar SW der Brücke 1107 im Habachtal). Alle geochemisch untersuchten Albitgneise sind nach TAYLOR (1965), basierend auf der K_2O/SiO_2 -Verteilung, durchwegs als Rhyolithe zu klassifizieren (STEYRER, 1982).

In einer Gesamtmächtigkeit von etwa 500 m bauen besonders typische saure Metavulkanite den Kammbereich zwischen Heuschartenkopf und Leutachkopf (siehe Taf. 1) auf. In die Metavulkanite sind höchstens bis wenige Zehnermeter mächtige Lagen dunkler Phyllite, Metaagglomerate und in einem Fall auch Amphibolite eingeschaltet. An den Abhängen zum Untersulzbachtal (Höhe ca. 2000—2300 m) gehen die Albitgneise kontinuierlich in helle Phyllite und Glimmerschiefer über, indem der Glimmergehalt zunimmt, während Quarz- und insbesondere Feldspatgehalt abnehmen. Daneben bauen die Albitgneise drei schmale Streifen S und SW des Fühnelkopfes auf, deren südlichster durch lagenweise Einschaltungen von hornblendeführenden Peitingalmgneisen gekennzeichnet ist. Dieser Gesteinszug stellt das südlichste Vorkommen der Habachformation im hiesigen Gebiet dar. In einem mächtigen Vorkommen (bis ca. 500 m) ziehen Albitgneise aus dem Gebiet S der Feschwand über das Habachtal hinweg bis zum Zwölferkogel, dessen Gipfel aus einer porphyrischen Varietät der Albitgneise besteht.

Von volumsmäßig untergeordneter Bedeutung sind die Albitgneise in einem schmalen Streifen N der Höhenrinne im Habachtal, welcher zwischen Peitingalmgneis (im S) und Prasinite und Amphibolite (im N) eingeschaltet ist, weiters ein Vorkommen am Hachelkopf, bei dem ein gegenüber den sonstigen Albitgneisen etwas erhöhter Hellglimmergehalt einen Hinweis auf tonige Beimengungen zum sauren Effusivmaterial gibt.

Feinkörnigere und glimmerärmere Albitgneise treten in der Knappenwandmulde auf, aber nur in Form einer einzelnen, 10—30 m mächtigen Lage, die in Prasinite eingeschaltet ist, wobei der Übergang zum Teil kontinuierlich (durch Zunahme des Amphibolgehaltes, vom Albitgneis kommend), zum Teil durch Wechsellagerungen im mm-Bereich gekennzeichnet ist.

Metaagglomerate: Als Metaagglomerate werden Gesteine bezeichnet, die aus dem Gebiet zwischen Gamskogel und Leutachkopf (siehe Taf. 1) bereits von G. FRASL (1958) als grobklastisch erkannt wurden, wobei „die weißen bis grünen, wenig deformierten Fragmente (Effusivgesteinstrümmer) dicht gepackt sind, während sich die mengenmäßig zurücktretende graphitisch gefärbte Phyllitsubstanz um diese Trümmer herumlegt“. Diese Agglomerate erreichen Mächtigkeiten bis zu 5 m und sind in dunkle Phyllite eingelagert (siehe Taf. 1). Wesentlich häufiger als die eben beschriebenen Agglomerate mit phyllitischem Bindemittel sind solche mit basischem tuffitischem Bindemittel (zwischen Heuschartenkopf und Kleinem Fühnagel als wenige Meter mächtige Lagen in den Heuschartenkopfgneisen). Untergeordnet treten darüber hinaus noch Agglomerate mit saurem tuffitischem Bindemittel auf (S der Feschwand als einzelne, ca. 2—4 m mächtige Lage im Heuschartenkopfgneis).

Bei den Metaagglomeraten mit phyllitischem und mit basischem (bis intermediärem) Bindemittel bilden scharf begrenzte Effusivgesteinstrümmer mit Größen meist im cm-Bereich die Hauptgemengteile des Gesteines. Das demgegenüber sehr zurücktretende Bindemittel (Chloritphyllit, Biotitphyllit) schmiegt sich um diese Trümmer. Ein ehemals zum Teil beträchtlicher Karbonatgehalt (nach Schätzungen bis etwa 15 Vol.-%) ist für das löchrige Anwittern von Lagen und Linsen in den Gesteinen verantwortlich.

Die Variationsbreite der Komponenten, die in einzelnen Fällen auch bis zu 1,5 m Durchmesser erreichen können (wobei diese großen Blöcke im allgemeinen wesentlich besser gerundet sind als die Komponenten von wenigen cm und darunter), umfaßt

- intermediäre Gesteine, deren Mineralbestand dem der Biotit-Epidot-Gneise entspricht, aber im allgemeinen wesentlich feinkörniger sind als diese;
- feinkörnige Prasinite, bei denen es sich um ehemalige basaltische Laven handeln dürfte, wie aus dem in einem Fall bestens erhaltenen Blasenraum mit einiger Sicherheit zu schließen ist;
- Amphibolite, die vom makroskopischen Befund etwa feinkörnigen Typen von Metagabbros entsprechen.

Die Metaagglomerate mit saurem tuffitischem Bindemittel zeichnen sich durch eine feinkörnige Quarz-Albit-Grundmasse mit reichlicher Biotitführung und einzelnen erbsengroßen Albitporphyroklasten aus, in der bis etwa 5 cm lange, fast reine Biotitlinsen und ebenso große helle Linsen liegen, die sich von der Grundmasse nur durch das Fehlen von Biotit und Albitporphyroklasten unterscheiden.

Chloritglimmerschiefer und -gneise: treten fast ausschließlich in einem wechselnd breiten Streifen (20—100 m) im Grenzbereich zwischen intermediären Metavulkaniten (Peitingalmgneis) und Metasedimenten (insbesondere den dunklen Phylliten) der Habachmulde auf, weiters noch am S-Rand des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Peitingalmgneise (siehe Taf. 1). Daneben sind noch einige kleinere Vorkommen am Popberg (Taf. 1) und ca. 500 m nördlich davon zur Gruppe der Chloritglimmerschiefer und -gneise zu zählen. Diese beiden letztgenannten Vorkommen stehen in enger Verbindung zu basischen Metavulkaniten.

Die räumliche Stellung der Chloritglimmerschiefer und -gneise, zumeist zwischen Metavulkaniten und Metasedimenten, gibt einen Hinweis auf die Gesteinsentstehung, für die am ehesten eine synsedimentäre Mischung von epiklastischem mit paraklasti-

schem Material in Frage kommt, wobei wechselnde Mengenverhältnisse zwischen den bei den Ausgangsmaterialien die Ursache für eine gewisse Variationsbreite der Gesteine sein dürften. Die Beteiligung von tuffogenem Material scheint durch das Auftreten von Albit „porphyroklasten“ entsprechend Albit „alt“ (siehe unten) der Peitingalmgneise und von einzelnen größeren Quarzkörnern (ehemaligen Einsprenglingsquarzen?) belegt, der sedimentäre Charakter ist durch einen gewissen Lagenbau gegeben, indem die tuffogen beeinflussten Lagen mit solchen wechseln, bei denen durch die Modalzusammensetzung (fast ausschließlich Hellglimmer) auf überwiegend toniges Ausgangsmaterial zu schließen ist.

Der Mineralbestand der Metamagmatite:

Quarz tritt in allen Typen der Metamagmatite auf, in den ansonsten quarzfreien Metabasiten in Form sandiger oder saurer tuffitischer Einstreuungen, angereichert in mm-dünnen Lagen.

In den intermediären Gesteinen bildet Quarz einen Nebengemengteil in der Grundmasse, in den sauren Gesteinen einen Hauptgemengteil. Hier kommt Quarz sowohl feinkörnig in der Grundmasse vor als auch in Form bis zu 5 mm großer Einsprenglinge in einem Metaquarzporphyr (ca. 100 m S Brücke 1107 im Habachtal — vergl. auch G. FRASL, 1953 b).

Feldspäte:

Plagioklase:

- Albit „alt“: Albit-Formrelikte von Plagioklasen mit ehemaligem normalem Zonarbau, der heute nur mehr aus der Anordnung der zur Kornmitte hin dichter werdenden Packung der Füllungsminerale erkennbar ist. Die meisten Füllungsminerale gehören zur Epidotgruppe, auch Hornblendenädelchen sind nicht selten, vereinzelt findet sich Hellglimmer. Diese Relikte sind meist polysynthetisch verzwillingt und weisen häufig idiomorphe Kornformen auf, die Korngrößen erreichen nicht selten mehrere mm. Die mikrochemisch ermittelte Zusammensetzung der Relikte entspricht heute Albiten (An 0—4 %), nur im S-Abschnitt zeigen die Relikte klare Anwachssäume mit Oligoklaszusammensetzung (An 20—23 %). Die Dichte der Füllung von Albit „alt“ ändert sich signifikant mit dem Gesteinschemismus: sie ist am geringsten in den sauren Gesteinen, am größten in den basischen. Diese Erscheinung, die auf ehemals höhere An-Gehalte der Plagioklase in den basischen Gesteinen, bzw. niedrigere in den sauren zurückgeführt wird, ermöglicht zumindest eine grobe Zuordnung der jeweiligen Relikte, wenn sie als umgelagerte Klasten in Sedimenten auftreten.

- Albit „jung“: Feinkörnige Albite (An 0—4 %) in der Grundmasse, einschlußfrei und unverzwillingt, die Korngrößen liegen um 0,05 mm.

- Albit/Oligoklas „jung“: Albit/Oligoklas-Porphyroblasten, die nur in den Metabasiten im S-Abschnitt des Untersuchungsgebietes auftreten. Diese Porphyroblasten sind im Gegensatz zu Albit „alt“ klar und zeigen keine Reliktstrukturen, weisen aber vergleichbaren Zonarbau mit einer Albit-Kernzone und einer basischen Randzone (An über 17 %) auf, der als Hinweis auf eine ansteigende Metamorphose gedeutet wird. Die Korngrößen der Albit/Oligoklas-Porphyroblasten liegen im Bereich von 0,05 bis 0,1 mm.

Kalifeldspäte: sind das charakteristische Merkmal des Knappenwandgneises. Hier bilden sie oft idiomorph ausgebildete Einsprenglinge mit Größen von wenigen mm bis 4 cm (vergl. G. FRASL, 1953 b). Viele dieser gedrungenen, zum Teil nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Kalifeldspäte sind sehr gleichmäßig über die ganze Fläche entmischte Mikroperthite, einzelne Individuen zeigen auch zonenweise Änderung der Auslöschungsschiefe je nach der Dichte der kryptoperthitischen Albitentmischungen — bei parallelen Polarisationsfiltern ist von diesem „Zonarbau“ nichts zu bemerken. Ebenfalls ein weit verbreitetes Merkmal sind zahlreiche, zum Teil epitaktisch geregelte Einschlußplagioklase, die schwach gefüllt sind und bis auf ihre geringere Größe (0,1—0,5 mm) den außerhalb der Kalifeldspäte gelegenen Albiten entsprechen. Beide Erscheinungen — der Zonarbau und die Regelung der Einschlüsse — sprechen für schmelzflüssiges Wachstum der Kalifeldspäte (G. FRASL, 1954).

TABELLE 2: Chemische Analysen von Biotiten der Metabasite (Habachformation) ..

	1a	1b	1c	1d	2a	2b	2c	2d
SiO ₂	37,04	36,55	37,03	36,90	38,57	38,19	38,60	39,01
TiO ₂	1,42	1,46	1,41	1,54	1,46	1,39	1,45	1,25
Al ₂ O ₃	16,88	16,82	16,48	16,61	15,43	15,70	15,80	15,88
FeO	17,63	17,55	17,42	17,34	17,22	17,39	16,95	17,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,14	0,12	0,19
MgO	10,87	11,18	11,18	11,14	12,36	12,40	12,41	12,54
CaO	0,01	0,01	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10
K ₂ O	9,44	9,36	9,21	9,28	9,98	9,93	10,11	8,58
Na ₂ O	0,11	0,09	0,09	0,09	0,01	0,01	0,25	1,86
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,07
total	93,40	93,02	92,90	92,96	95,15	95,20	95,74	96,41
Anzahl der Ionen auf Basis 22								
Si	5,693	5,642	5,706	5,685	5,816	5,763	5,783	5,782
Al ^{IV}	2,307	2,358	2,294	2,315	2,184	2,236	2,216	2,218
Al ^{VI}	0,750	0,702	0,699	0,701	0,558	0,556	0,573	0,556
Ti	0,164	0,169	0,163	0,178	0,165	0,157	0,163	0,139
Fe ^{II}	2,266	2,266	2,245	2,234	2,171	2,194	2,124	2,109
Mn	-	-	-	-	0,012	0,018	0,015	0,024
Mg	2,490	2,572	2,568	2,558	2,778	2,789	2,771	2,770
Ca	0,001	0,002	0,013	0,003	-	-	-	-
K	1,851	1,865	1,865	1,873	1,919	1,911	1,932	1,622
Na	0,033	0,027	0,027	0,030	0,003	0,003	0,072	0,534
Mg/Fe	1,10	1,13	1,14	1,14	1,27	1,26	1,30	1,32

1a-d: aus D200 (feinkörniger Amphibolit),

2a-d: aus D274 (Gabbroamphibolit).

In den Kalifeldspäten sind außerdem ohne Regelung folgende Minerale eingewachsen: xenomorpher Calcit (0,05—0,1 mm), Titanit — in einzelnen Fällen als idiomorphe Rauten (bis 0,1 mm).

Außer im Knappenwandgneis treten Kalifeldspäte auch in den Albitgneisen als Einsprenglinge auf (z. B. am Zwölferkogel — siehe Taf. 1), die 0,2—0,4 mm großen teilweise scharf gegitterten Mikrokline bleiben an Menge und Größe aber weit unter Albit „alt“ in diesen Gesteinen.

Biotit: Innerhalb der Gruppe der Metabasite ist Biotit in den Metagabbros stets enthalten, in den feinkörnigen Amphiboliten ist er an K_2O -reiche Lagen gebunden (der darin enthaltene Hinweis auf metamorph abgebildeten Lagenbau konnte auch durch geochemische Untersuchungen erhärtet werden — STEYRER, 1982).

In den intermediären Gesteinen, den Peitingalmgneisen, ist Biotit stets ein Hauptgemengteil, in den sauren Vulkaniten ist er als Nebengemengteil enthalten.

Ein Vergleich der Chemismen der Biotite aus den verschiedenen Magmatiten zeigt, daß die Biotite aus einem Metagabbro (2 a—d in Tab. 2), aus Peitingalmgneisen (Tab. 3)

TABELLE 3 : Chemische Analysen von drei Biotiten der Peitingalmgneise (Habachformation).

SiO_2	39,11	38,52	38,72
TiO_2	1,91	2,00	1,94
Al_2O_3	16,67	16,58	16,32
FeO	15,30	15,69	15,21
MnO	0,22	0,26	0,24
MgO	12,89	12,95	13,05
CaO	0,06	0,05	0,19
K_2O	9,46	9,29	9,57
Na_2O	0,01	0,88	0,07
total	95,64	96,22	95,31
Anzahl der Ionen auf Basis 22			
Si	5,779	5,751	5,757
Al^{IV}	2,221	2,248	2,242
Al^{VI}	0,682	0,669	0,617
Ti	0,212	0,224	0,217
Fe^{II}	1,891	1,959	1,891
Mn	0,027	0,032	0,030
Mg	2,839	2,659	2,892
Ca	0,009	0,008	-
K	1,783	1,769	1,815
Na	0,003	0,255	0,020
Mg/Fe	1,5	1,36	1,48

sowie aus einer sauren tuffitischen Lage im Peitingalmgneis (Tab. 4) im Vergleich zu den Biotiten aus sauren Gneisen (Tab. 4) wesentlich Mg-reicher sind (12–14 Gew.-%), und nach ihrem Mg/Fe-Verhältnis als Meroxene zu klassifizieren sind (im Sinne von TRÖGER, 1969). Nach derselben Einteilung sind die Fe-reicheren und Mg-ärmeren Biotite in den Albitgneisen als Lepidomelane zu bezeichnen.

TABELLE 4 : Chemische Analysen von Biotiten aus den feinkörnigen Albitgneisen.

	1a	1b	1c	1d	2a	2b	2c	2d
SiO ₂	34,00	34,58	35,64	33,25	38,93	39,80	39,88	39,40
TiO ₂	1,65	1,18	1,76	0,97	1,88	1,93	1,81	1,91
Al ₂ O ₃	15,10	15,32	15,74	15,69	16,53	16,76	16,36	16,93
FeO	24,23	22,77	26,01	28,16	14,56	14,45	14,44	14,64
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,17	0,25	0,15
MgO	3,31	4,12	4,35	4,29	13,32	13,58	13,87	13,75
CaO	0,30	0,14	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	9,41	8,98	9,51	8,25	9,17	9,54	9,57	9,10
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,30	0,20	0,01
total	88,01	87,01	93,04	90,62	94,61	96,53	96,39	95,40

Anzahl der Ionen auf Basis 22

Si	5,812	5,893	5,761	5,588	5,788	5,799	5,823	5,802
Al ^{IV}	0,188	0,107	0,239	0,412	0,212	0,200	0,176	0,197
Al ^{VI}	2,854	2,970	2,760	2,695	2,684	2,677	2,639	2,647
Ti	0,212	0,151	0,214	0,123	0,210	0,211	0,198	0,211
Fe ^{III}	3,464	3,245	3,516	3,957	1,810	1,760	1,763	1,803
Mn	-	-	-	-	0,020	0,021	0,030	0,018
Mg	0,843	1,046	1,048	1,074	2,951	2,949	3,018	3,018
Ca	0,055	0,025	0,003	-	-	-	-	0,004
K	2,052	1,952	1,961	1,769	1,739	1,773	1,782	1,709
Na	0,003	0,003	0,003	0,003	0,014	0,084	0,056	0,003
Mg/Fe	0,24	0,32	0,30	0,27	1,62	1,67	1,71	1,67

1a-d: D38 (Heuschartenkopfgneis)

2a-d: D321 (saure tuffitische Lage im Peitingalmgneis)

Chlorit kommt immer zusammen mit Biotit vor, bleibt an Menge und Größe aber gewöhnlich unter diesem, sehr häufig sind Parallelverwachsungen der beiden Minerale (retrograde Umwandlungen von Biotit in Chlorit). Mikrochemisch untersuchte Chlorite aus den Peitingalmgneisen (Tab. 5) lassen sich als Rhipidolite klassifizieren (im Sinne von HEY, 1954).

Tabelle 5.

	1a	1b	1c	1d	2a	2b
SiO ₂	25,30	25,65	27,98	26,72	27,16	27,02
TiO ₂	0,09	0,09	0,85	0,37	0,40	0,05
Al ₂ O ₃	20,78	20,98	20,33	20,98	20,61	22,23
FeO	15,47	15,29	14,73	14,86	16,56	16,61
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,32
MgO	20,60	21,44	20,89	19,55	20,84	20,79
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,34	0,65	0,03	0,00
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
total	82,25	83,46	85,13	83,19	85,97	87,12
Anzahl der Ionen auf Basis 28						
Si	5,408	5,393	5,696	5,644	5,567	5,457
Al ^{IV}	2,592	2,607	2,304	2,356	2,432	2,542
Al ^{VI}	2,607	2,592	2,573	2,867	2,548	2,749
Ti	0,012	0,013	0,102	0,062	0,061	0,007
Fe ^{II}	2,765	2,689	2,507	2,625	2,839	2,805
Mn	-	-	-	-	0,041	0,054
Mg	6,563	6,719	6,338	6,155	6,368	6,258
Ca	-	-	-	-	0,015	0,010
K	-	-	0,051	0,095	-	-
Na	0,004	0,004	0,003	0,016	0,004	0,004

1a-d: aus D186

2a-b: aus D285

Chemische Analysen von Chloriten aus einem Peitingalmgneis (D 186) und einem Biotit-Chlorit-Gneis aus dem Übergangsbereich zwischen Peitingalmgneis und Chloritglimmerschiefern (D 285).

Epidot/Klinozoisit tritt als Füllungsmineral von Albit „alt“ in allen Magmatiten auf und wird in diesen Fällen als Entmischungsprodukt der ehemals basischeren Plagioklase betrachtet. Ausschließlich in intermediären und sauren Gesteinen findet man Epidot auch in der Grundmasse, hier sind sie häufig idiomorph und zonar gebaut (mit Fe-reicherem Kern, teilweise mit Orthitkernen).

Amphibole sind im wesentlichen auf basische Gesteinschemismen beschränkt. Es treten zwei verschiedene Arten auf:

- Amphibol „alt“: Amphibole als Formrelikte von (primärmagmatischen?) Hornblenden treten in den grobkörnigen Metagabbros auf. Die bis ca. 7 mm großen gedungen gebauten Hornblenden sind fast durchwegs durch 0,1—0,5 mm große alpidisch gesproßte (s. u) Amphibole ersetzt. Vereinzelt kann ein ursprünglicher Zonarbau der primären Hornblenden durch zentral angereicherte Ti-Entmischungen, vermutlich

Tabelle 6

Chemische Analysen von Amphibolen der Metabasite (Habachformation)

	1a	1b	1c	1d	1e	2a	2b	2c	2d	2e	2f	3a	3b	3c	3d	3e	4a	4b	4c					
SiO ₂	44,93	44,85	44,09	44,05	43,63	51,43	44,89	47,66	47,61	45,94	46,37	50,87	48,64	47,79	47,69	47,36	47,63	44,60	46,12					
TiO ₂	0,30	0,29	0,31	0,31	0,76	0,41	0,09	0,29	0,28	0,35	0,32	0,18	0,81	0,75	0,93	0,84	0,59	0,71	0,73					
Al ₂ O ₃	12,91	13,89	13,34	13,53	14,18	5,84	11,94	11,94	11,47	12,10	12,45	6,08	7,24	7,56	7,89	8,61	8,78	11,31	9,00					
FeO	15,56	15,12	15,12	15,35	15,21	14,14	16,27	16,17	17,03	17,53	17,10	10,63	12,11	12,22	13,06	11,99	14,41	14,93	14,10					
MnO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,46	0,40	0,41	0,48	0,28	0,43	0,35	0,38	0,37	0,38	0,32	0,31	0,26	0,34					
MgO	9,09	9,40	9,12	8,99	8,95	12,59	9,38	9,59	10,30	9,32	8,98	15,41	13,21	13,68	12,88	13,89	12,49	11,42	12,86					
CaO	10,87	10,83	10,99	11,18	10,98	11,36	10,44	11,09	10,36	9,95	10,02	12,07	11,82	11,65	11,47	11,41	11,79	12,17	11,99					
K ₂ O	0,39	0,43	0,47	0,44	0,51	0,18	0,47	0,43	0,41	0,49	0,56	0,22	0,41	0,42	0,42	0,46	0,34	0,45	0,31					
Na ₂ O	1,55	1,65	1,89	1,55	1,92	1,06	2,01	1,66	1,56	1,88	2,10	0,76	0,93	1,04	1,16	1,05	0,91	1,16	1,06					
total	95,59	96,42	95,33	95,85	95,80	97,57	98,08	99,24	99,44	97,90	98,35	96,58	95,57	95,50	95,97	95,93	97,26	97,02	96,57					
Anzahl der Ionen auf Basis 23																								
Si	6,750	6,664	6,649	6,615	6,560	7,505	6,883	6,903	6,900	6,800	6,818	7,371	7,205	7,102	7,083	6,994	7,007	6,642	6,875					
Al ^{IV}	1,250	1,336	1,351	1,385	1,440	0,495	1,117	1,097	1,100	1,200	1,182	0,629	0,795	0,898	0,917	1,006	0,993	1,358	1,125					
Al ^{VI}	1,036	1,096	1,025	1,010	1,073	0,509	0,948	0,941	0,859	0,910	0,975	0,409	0,469	0,426	0,464	0,492	0,529	0,627	0,451					
Ti	0,034	0,032	0,035	0,086	0,046	0,010	0,032	0,030	0,023	0,039	0,035	0,019	0,090	0,083	0,103	0,093	0,065	0,079	0,081					
Fe ^{II}	1,955	1,880	1,911	1,928	1,912	1,725	1,997	1,958	2,064	2,170	2,103	1,288	1,500	1,518	1,622	1,480	1,773	1,859	1,752					
Mn	-	-	-	-	-	0,056	0,049	0,050	0,058	0,035	0,053	0,043	0,047	0,046	0,047	0,040	0,038	0,032	0,042					
Mg	2,035	2,081	2,054	2,012	2,006	2,738	2,052	2,070	2,225	2,056	1,968	3,328	2,916	3,030	2,851	3,057	2,738	2,534	2,849					
Ca	1,750	1,719	1,780	1,800	1,770	1,776	1,640	1,721	1,608	1,578	1,578	1,873	1,876	1,855	1,825	1,805	1,858	1,941	1,909					
K	0,075	0,081	0,090	0,084	0,098	0,033	0,088	0,079	0,075	0,092	0,105	0,040	0,077	0,079	0,079	0,086	0,063	0,085	0,058					
Na	0,445	0,475	0,554	0,451	0,560	0,299	0,572	0,466	0,438	0,539	0,598	0,213	0,267	0,299	0,334	0,300	0,259	0,334	0,305					
KERN															KERN					RAND				

Rutil, erkannt werden. Relikte der ursprünglichen Hornblenden konnten nur in einem Fall gefunden werden (Analyse 4b in Tab. 6). Im Vergleich zu den neugebildeten Amphibolen (Analysen 4a, c in Tab. 6) weist dieses Relikt höheren Al^{IV}- und Al^{VI}-Gehalt auf.

• Amphibol „jung“: Alpidisch gebildete Amphibole, die in den meisten Fällen die primären Hornblenden ersetzen. Am Aufbau der Gabbroamphibolite sind diese Amphibole mit 50—60 Vol.-% beteiligt, am Aufbau der feinkörnigen Amphibolite bis zu 75 Vol.-%. Die mikrochemisch untersuchten Amphibole (Tab. 6) zeigen Zusammensetzungen, die nach der Einteilung von LEAKE (1978) Aktinolith, aktinolithischer Hornblende, Magnesio-Hornblende und Ferro-Hornblende entsprechen. Die unterschiedlichen Chemismen der jungen Amphibole sind im wesentlichen Ausdruck der metamorphen Entwicklung (siehe Seite 90).

Hellglimmer bildet nur in den Knappenwandgneisen einen Hauptgemengteil (bis 30 Vol.-%). Der chemischen Zusammensetzung nach (Tab. 7) handelt es sich bei diesen Hellglimmern um sehr eisenreiche Phengite — die makroskopisch graubraune Farbe spricht dafür, daß ein gewisser Teil des Eisens als Fe^{III} anstelle von Al in der Oktaederposition eingebaut ist (DEER et al., 1972).

Tabelle 7

Chemische Analysen und Gitterkonstanten von Hellglimmern aus dem Knappenwandgneis (D207).

SiO ₂	48,73	49,41	48,71	48,46	46,31	49,76	49,78	49,54
Al ₂ O ₃	24,88	25,09	24,32	24,65	22,82	22,46	22,44	22,84
FeO	7,52	7,89	7,77	6,53	11,37	7,44	7,35	7,51
MgO	2,71	2,79	2,95	2,55	8,04	3,25	3,29	3,03
K ₂ O	10,82	10,52	10,97	10,13	9,52	10,90	10,75	10,91
Na ₂ O	0,27	0,01	0,28	0,02	0,01	0,01	0,10	0,08
total	94,94	95,70	95,01	92,82	98,07	93,82	93,71	93,91
Anzahl der Ionen auf Basis 24								
Si	6,745	6,766	6,785	6,845	6,346	6,961	6,965	6,929
Al ^{IV}	1,255	1,234	1,242	1,155	1,654	1,039	1,035	1,071
Al ^{VI}	2,204	2,815	2,735	2,915	2,032	2,664	2,665	2,694
Fe ^{II}	0,871	0,904	0,901	0,765	1,303	0,871	0,860	0,878
Mg	0,559	0,569	0,610	0,533	1,642	0,678	0,686	0,632
K	1,910	1,838	1,941	1,810	1,664	1,945	1,919	1,947
Na	0,073	0,003	0,075	0,005	0,003	0,003	0,027	0,022

Gitterkonstanten:

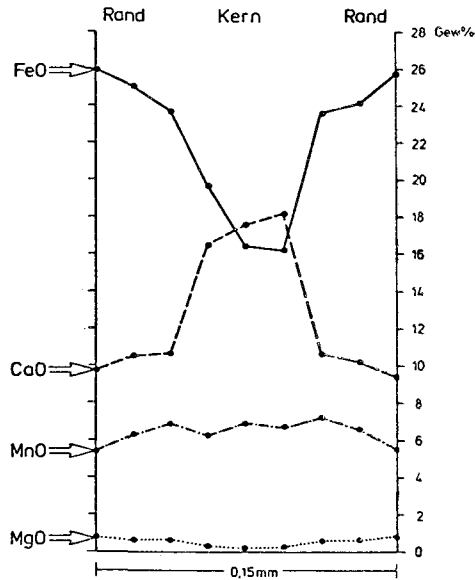
a ₀	5,2147 ± 0,00056
b ₀	9,0752 ± 0,00028
c ₀	19,9976 ± 0,00047
β	95,773
V	941,571 ± 0,154

In den übrigen Magmatiten nimmt Hellglimmer selten in größerer Menge am Gesteinsaufbau teil — die höchsten beobachteten Werte liegen bei 15 Vol.-%, wobei die Hellglimmer bevorzugt lagenweise angereichert sind und als ehemalige tonige Lagen (Verwitterungshorizonte?) in Tuffen und Tuffiten gedeutet werden können.

Granat ist auf die südlichsten Vorkommen der Albitgneise beschränkt, die Fundpunkte sind Taf. 1 zu entnehmen. Bei den 0,1—0,2 mm großen idiomorphen Granaten handelt es sich um zonargebaute Kristalle mit grossularreichem Kern (44—50 Mol.-% Grossular, 35—47 Mol.-% Almandin) und almandinreichem Rand (52—57 Mol.-% Almandin, 27—30 Mol.-% Grossular), wie auch aus dem chemischen Profil hervorgeht (Abb. 3).

Abbildung 3:

einfach zonar gebauter Granat in D350 (Metaquarzporphyr)
-chemische Profile



Die Änderung in der Zusammensetzung ist auf unterschiedliche Bildungsbedingungen für Kern und Rand zurückzuführen (ACKERMAN & MORTEANI, 1976, GRUNDMANN, 1979), wobei der Kerngranat bei niedrigeren p-T-Bedingungen kristallisierte als der Randgranat (progressive Metamorphose).

Titanit, Rutil, Ilmenit, Hämatit, Magnetit, Zirkon, Pyrit, Karbonat treten accessorisch auf.

Als Besonderheit wurden in einem Metabasit des Wildenkarer Waldes Formrelikte von Ti-Augiten gefunden. In einer undeutlich geregelten feinkörnigen Amphibol-Plagioklas-Epidot-Chlorit-Grundmasse, über der einzelne Querbiotite sprossen, liegen bis zu 0,5 mm große Aktinolithen mit dunklen, fast opaken Kernen. Bei genauer Be-

trachtung sind in den dunklen Kernen häufig ein Lagenbau, der durch wechselnde Dichte der Entmischungsmineralien (Rutil?) zustande kommt und außerdem „Spalt-
risse“ zu erkennen — symmetrische Ausbleichungen im Pigment, die häufig orthogonal
zueinander angeordnet sind. Betrachtet man zudem noch die Umrißformen der Relikte,
von denen einzelne Anlehnung an 8eckige Querschnitte zeigen, dann scheinen diese
Kennzeichen zusammengenommen den Schluß zuzulassen, es handle sich hier um
Formrelikte von Ti-Augiten mit ehemaligen Entmischungslamellen.

3. Metamorphose

Die Metamorphoseentwicklung soll hier nur kurz und der Vollständigkeit halber
diskutiert werden, eine ausführliche Behandlung erfolgt an anderer Stelle (STEYRER &
HÖCK, in Vorb.).

Wie das gesamte Tauernfenster und dessen angrenzende Gebiete ist auch der Nord-
rand zwischen den Sulzbachtälern und dem Habachtal der alpidischen Regional-
metamorphose unterworfen. Die jüngste Phase der alpidischen Metamorphose ist durch
 O^{16}/O^{18} -Bestimmungen erfaßt (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974). Demnach lag die
Temperatur zwischen etwa 440° im N und 560° im S (siehe Taf. 1). Der von HOERNES
(1973) ermittelte Bereich des Erstauftretens von Biotit verläuft nördlich der Meta-
sedimente der Habachformation, so daß angenommen werden kann, daß im gesamten,
nahe am N-Rand des Tauernfensters gelegenen Gebiet, die p-T-Bedingungen für die
Neubildung von Biotit erreicht worden sind, während weiter im Osten (z. B. im Bereich
Kaprun—Großglockner) aufgrund des schrägen Verlaufes der Isothermen der alpidi-
schen Metamorphose (MORTEANI & RAASE, 1974, HÖCK, 1980) zum N-Rand des
Tauernfensters Biotit erst in südlicheren, Tauernhauptkamm-nahen Gebieten auftritt.

Phasenbeziehungen: Zwei große Gruppen von Gesteinen mit zum Teil sehr unter-
schiedlichen Paragenesen stehen einander gegenüber:

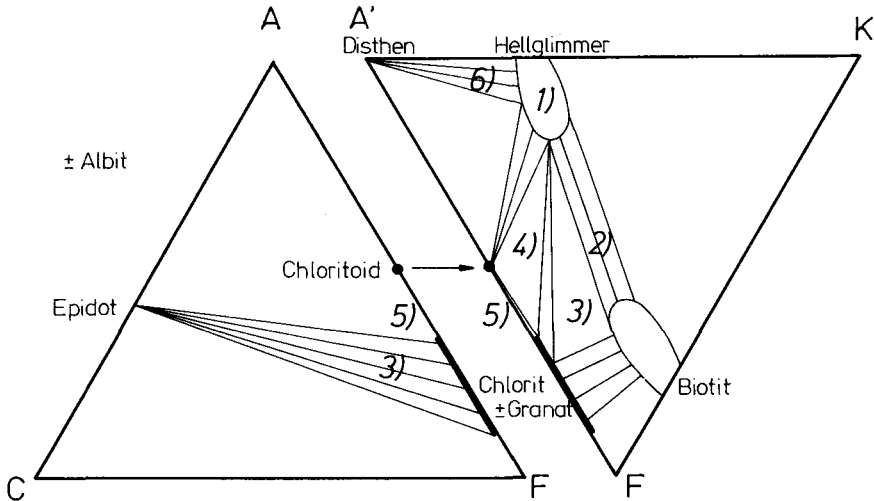
1. Die Metasedimente: In den Phylliten und Glimmerschiefern wurden die fol-
genden Paragenesen beobachtet:

- | | |
|--------------------------------------------------------------|-----|
| Quarz + Phengit ± Ilmenit ± Albit ± Epidot | (1) |
| Quarz + Phengit + Biotit ± Albit ± Epidot ± Chlorit | (2) |
| Quarz + Phengit + Biotit + Chlorit ± Albit ± Epidot ± Granat | (3) |
| Quarz + Phengit + Chlorit + Chloritoid + Hämatit + Magnetit | (4) |
| Quarz + Chlorit + Chloritoid + Hämatit + Magnetit | (5) |
| Quarz + Disthen + Pyrit + Phengit ± Kupferkies | (6) |

Paragenesen (1) und (2) sind bei weitem am häufigsten und sowohl in der Habach-
mulde als auch in der Knappenwandmulde verbreitet. Im AKF- und ACF-Diagramm
(Abb. 4) wird deutlich, daß Paragenese (2) gegenüber (1) in Richtung F-Apex ver-
schoben ist, so daß Biotit trotz entsprechender p-T-Bedingungen (siehe auch HOERNES,
1973) nur in Al-armen bzw. Fe- und Mg-reicheren Gesteinen entstanden ist. Paragenese (3)
ist häufig in der Nähe von Metabasiten zu finden, tritt aber auch an der Basis des Hachel-
kopfmarmors auf, wo an der Paragenese auch Granat beteiligt ist. Eine Besonderheit
stellen die Paragenesen (4) und (5) mit Beteiligung von Chloritoid dar: für dessen Bildung

Abbildung 4

Paragenesen in den Metasedimenten der Habachformation der Typlokalität
zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal



müssen die Gesteine hohen Al-Gehalt bei gleichzeitig niedrigen Gehalten an Alkalien aufweisen (HOSCHER, 1967).

Weitere Verschiebungen des Gesamtgesteinschemismus in Richtung A-Eck führen in K-armen Gesteinen zur Paragenese (6), die nur in wenigen Vorkommen auftritt (siehe Taf. 1): Disthen ist mit 25—28 Vol.-% zusammen mit Quarz (um 70), Phengit (0—2) und Pyrit (2—4) am Gesteinsaufbau beteiligt, so daß für genetische Überlegungen zur Bildung des Disthen eine Beschränkung auf die im System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O möglichen Reaktionen zulässig erscheint (das im Gestein enthaltene Eisen ist i. w. an den Pyrit gebunden, das an den in geringer Menge vorhandenen Phengit gebundene K_2O wird in diesem Fall vernachlässigt). In diesem System erscheint von den möglichen Reaktionen (HAAS & HOLDAWAY, 1973), die zur Disthenbildung führen, die folgende als die wahrscheinlichste:

1 Pyrophyllit = 1 Disthen + 1 Quarz + 4 Wasser.

Das erste Auftreten von Disthen wurde im Untersulzbachtal nahe der 500°-Isotherme (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974) beobachtet, woraus folgt, daß der Druck höher gewesen sein muß als 4 kb, akzeptiert man die experimentellen Ergebnisse von RICHARDSON et al. (1969) und HOLDAWAY (1971).

2. Die Metamagmatite: In den Metamagmatiten treten folgende Paragenesen auf:

Quarz + Albit + Biotit + (Kalifeldspat) (1)

Quarz + Albit + Biotit + Epidot + Phengit + (Kalifeldspat) (2)

Quarz + Albit + Biotit + Epidot + Granat + (Kalifeldspat) (3)

Quarz + Albit + Epidot + Aktinolith (4)

- Quarz + Albit + Biotit + Epidot + Chlorit ± Calcit ± Phengit (5)
Albit/Oligoklas + Aktinolith/Hornblende ± Chlorit ± Epidot ± Biotit ± Titanit (6)

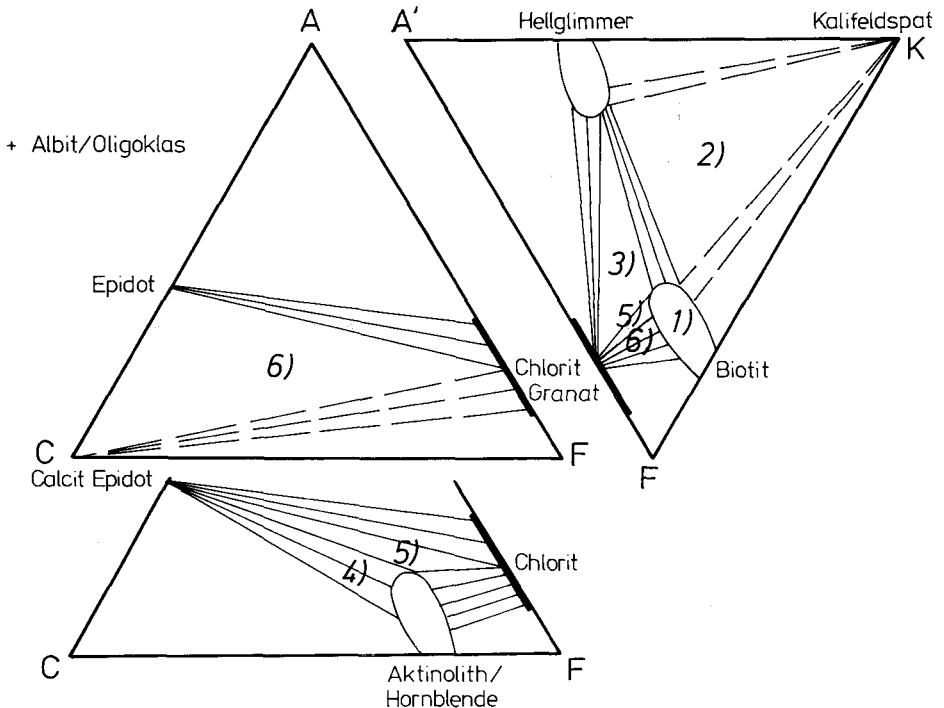
In den sauren Gesteinen (Paragenesen (1) und (2) — siehe Abb. 5) tritt Kalifeldspat auf, allerdings nur in Form reliktsicher Einsprenglinge, die vermutlich unter den vorliegenden Metamorphosebedingungen nicht stabil sein dürften, wie aus der immer randlich beginnenden und meist sehr weit fortgeschrittenen Albitisierung und Entmischung zu schließen ist. Paragenese (1) ist charakteristisch für die feinkörnigen Albitgneise, soweit sie auf nicht tonig verunreinigte rhyolithische Tuffe zurückzuführen sind, während bei höheren K_2O -Gehalten — wohl infolge primärer toniger Beimengungen — Paragenese (2) mit phengitischem Hellglimmer auftritt.

Granat in Paragenese (3) ist auf die südlichsten, höchstmetamorphen sauren Gneise beschränkt, die Linie seines Erstauftretens verläuft etwa parallel zur Oligoklasgrenze in den Metabasiten (Taf. 1). Bei den 0,1—0,2 mm großen idiomorphen Granaten handelt es sich um zonargebaute Kristalle, wie sie als Folge einer progressiven Metamorphose charakteristisch sind (siehe Seite 89).

Die Paragenese (5), begleitet von Titanit, Ilmenit, Hämatit und Pyrit ist charakteristisch für die intermediären Gesteine (Peitingalmgneise) in ihrem geschlossenen Ver-

Abbildung 5

Paragenesen in den Metamagmatiten der Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal



breitungsgebiet, im südlichen Vorkommen (Taf. 1) tritt noch zusätzlich aktinolithische Hornblende auf, diese Paragenese leitet über zu jener der Metabasite (6) mit Albit und Aktinolith, nur in den südlichen, höchstmetamorphen Vorkommen nehmen an dieser Paragenese Oligoklas und Hornblende teil. Abgesehen von dieser Änderung ist in den südlichen Metabasitzügen generell eine Abnahme des Epidotgehaltes, aber auch des Chloritgehaltes zu beobachten, dafür kommt es zu einem Anwachsen der Amphibolgehalte — und zu Änderungen im Chemismus der Amphibole (siehe Seite 88): Wie die Projektion der Al^{IV} -Gehalte in ein SSE-NNW-Profil, also etwa senkrecht auf die von HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974) ermittelten Temperaturisograden, zeigt, nehmen die Al^{IV} -Gehalte regional mit steigendem Grad der Metamorphose zu, im Profil demnach in Richtung SSE. Diese Feststellung gilt aber nur, soweit Gesteine mit ähnlichen Chemismen betrachtet werden — die zum Vergleich eingetragenen Amphibole aus einem Chloritgneis fallen aus dieser Entwicklung deutlich heraus.

Ebenfalls als Ausdruck der nach S zunehmenden Metamorphose sind Oligoklasführende Paragenesen auf den S-Abschnitt des Gebietes beschränkt. Die Albit/Oligoklasgrenze verläuft, wenn wir im W beginnen, von der Stocker Alm (Untersulzbachtal) über den Kleinen Fühnagel und die Feschwand bis in den Bereich S der Höhenrinne (E des Habachtales). Die Albit/Oligoklasgrenze liegt damit im Vergleich mit weiter östlich gelegenen Abschnitten des Tauernfensters (HÖCK, 1980) wesentlich näher an dessen nördlichem Rand.

4. Tektonik

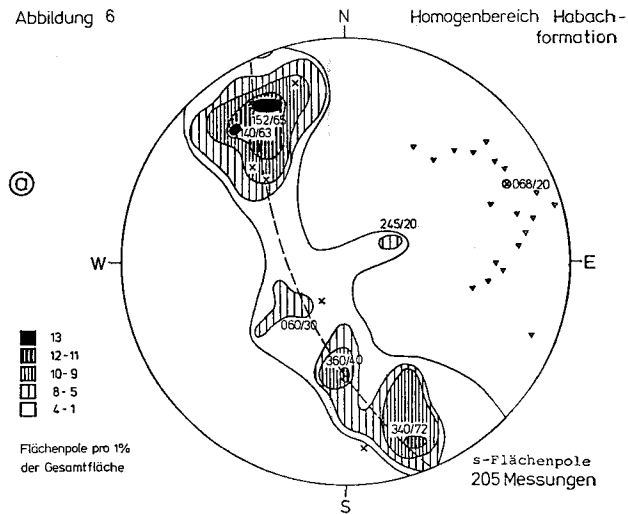
- Zwei tektonische Großeinheiten können unterschieden werden (Abb. 2), nämlich
- die WSW-ENE-streichende Krimmler Gneiswalze (siehe auch Einleitung), in der die Nördliche Sulzbachzunge, die Knappenwandmulde und die Südliche Sulzbachzunge durch den Hachelkopfmarmor zusammengefaßt sind (siehe Abb. 2 und Profil 3-3' in Taf. 2), sowie
 - die Habachmulde, die sich von SSE über die Krimmler Gneiswalze schmiegt (siehe Profil 3-3' in Taf. 2).

Dieser tektonischen Gliederung von G. FRASL (1953) sind keine neuen Beobachtungen hinzuzufügen, sie kann nur soweit ergänzt werden, als im folgenden die Ergebnisse von Gefügemessungen dargestellt werden.

Gefüge: Zur Erfassung des Flächen- und Achsengefüges wurden zwei lithologisch unterscheidbare Homogenbereiche zusammengefaßt, nämlich zum einen die Granitgneise und zum anderen die Gesteine der Habachformation. Mit dieser Unterscheidung sollte überprüft werden, ob die regionale Gefügeprägung in den beiden vom mechanischen Verhalten vermutlich sehr verschiedenen Massen auch zu unterschiedlichen Gefügemerkmalen geführt hat.

In der Habachformation verläuft die Hauptschieferungsrichtung im wesentlichen parallel zum internen lithologisch unterscheidbaren Lagenbau und lithologischen Grenzen, so daß anzunehmen ist, daß die Hauptschieferungsrichtung meist auch der Richtung des ursprünglichen ss entspricht. Die gemessenen s-Flächenpole zeigen vier deutliche Maxima (Abb. 6 a). Die beiden Hauptmaxima liegen zusammen mit einem der

Abbildung 6



Die Isolinien umrahmen Felder gleicher Besetzungsdichte

x ss-Flächenpole des Hachelkopfmarmores

⊗ π-Pol

▲ b-Achsendurchstoßpunkte (19)

ⓑ

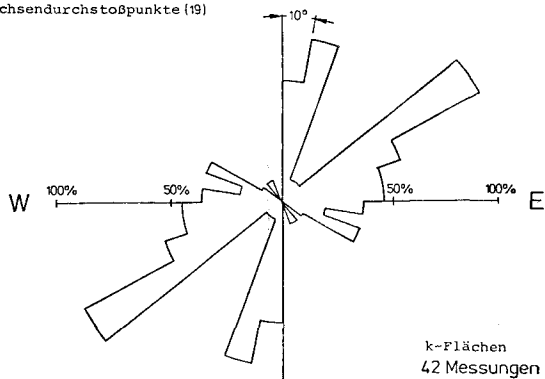
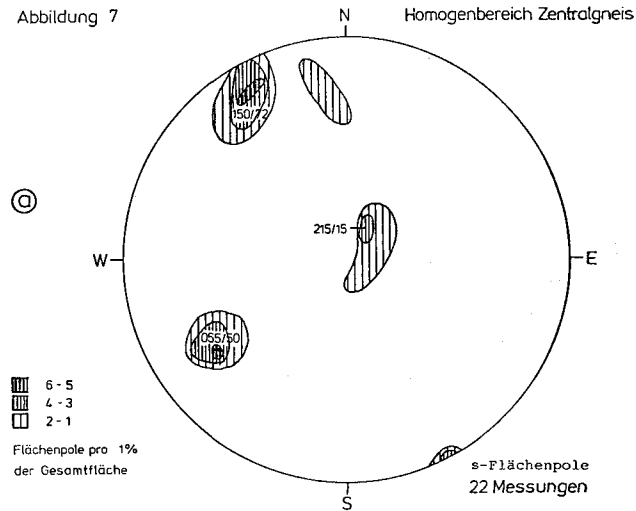
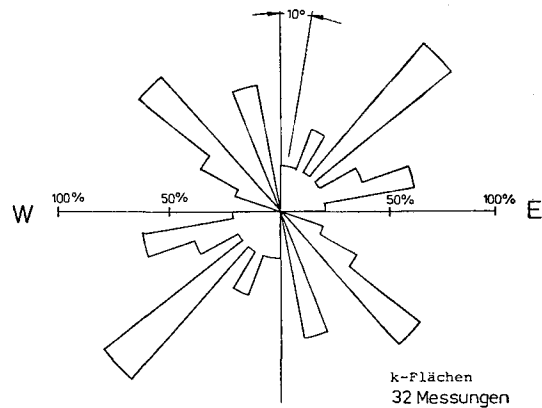


Abbildung 7



Die Isolinien umrahmen Felder gleicher Besetzungsdichte

ⓑ



Nebenmaxima auf einem π -Kreis, dessen Pol (068/20) die Richtung der flach nach ENE abtauchenden Krimmler Gneiswalze abbildet. Neben diesem Bild einer Großfaltung, resultierend aus einer S-N-gerichteten Einengungstektonik, gibt es Hinweise auf ein zweites s-Flächensystem etwa im rechten Winkel zum ersten (245/30 und 060/30).

Die ss-Flächenpole des Hachelkopfmarmores gruppieren sich um den π -Kreis, der sich aus den s-Flächenpolen der Habachformation ergibt — ein Hinweis auf die gemeinsame jüngere tektonische Geschichte der Krimmler Gneiswalze mit ihrem Kalkmantel und der sich von SSE darüberlegenden Gesteine der Habachmulde.

Die b-Achsen (Abb. 6a) pendeln um den π -Pol, der sich aus den s-Flächen entsprechend der Großfaltung ergibt, so daß sie wohl im wesentlichen auch diesem Ereignis zuzuordnen sind, die Ursache für die Streubreite der b-Achsenpole könnte im Vorhandensein älterer Achsen gesehen werden (vgl. G. FRASL, 1953), die durch die Großfaltung tonnenförmig aufgewölbt wurden.

Das Kluftflächendiagramm (Abb. 6b) zeigt in Richtung SW-NE ein deutliches Maximum, das als Ausdruck einer achsenparallelen Klüftung in bezug auf die letzte Großfaltung zu interpretieren ist. Die entsprechenden ac-Klüfte führen zum Nebenmaximum im Diagramm (Streichrichtung N—S bis NNE—SSW). Mehrere k-Flächenwerte pendeln um die E-W-Streichrichtung und sind möglicherweise in Zusammenhang mit der jüngsten Vertikalbewegung der Zentralgneise zu sehen.

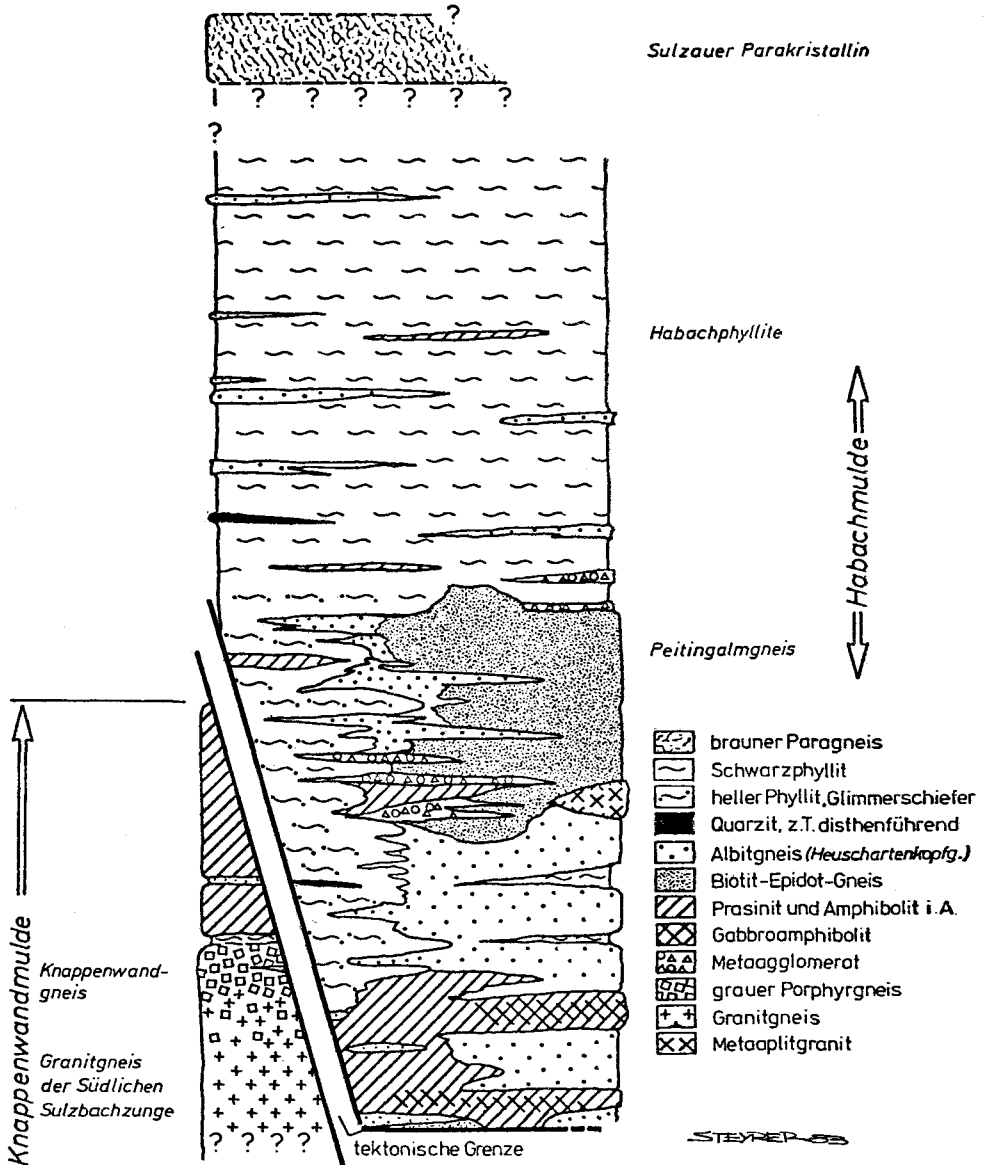
Die Zentralgneise sind meist nur sehr undeutlich geschiefert, woraus sich bei der Messung der s-Flächen große Unsicherheiten ergeben: das Hauptmaximum der s-Flächen (Abb. 7a) liegt bei 150/72 und ist damit den Hauptmaxima der Habachformation (140/63 und 152/65) durchaus vergleichbar, soweit bei der geringen Anzahl der Meßdaten überhaupt Vergleiche zulässig sind.

Die Verteilung der k-Flächen (Abb. 7b) zeigt ein deutliches Hauptmaximum mit einer Streichrichtung von SW—NE und ist damit fast identisch mit dem Hauptkluftflächenmaximum aus den Gesteinen der Habachformation (achsenparallele Klüftung in bezug auf die Großfaltung). Das Nebenmaximum mit Streichrichtung SE-NW ist entweder als Ausdruck einer ac-Klüftung zu verstehen oder es ist hangparallelen Entspannungsklüften zuzuordnen, die durch die Entlastung nach dem Druck der vergangenen Vergletscherung dieses Gebietes parallel zu den übersteilten Talflanken aufgerissen sind.

5. Die Internstruktur der Habachformation

Zwischen Habachtal und Untersulzbachtal ist die Habachformation durch eine wechselvolle Vergesellschaftung von verschiedenen Metasedimenten und -magmatiten gekennzeichnet (siehe Abb. 8), wobei im S-Abschnitt magmatogene Gesteine überwiegen, während im N eine vorwiegend sedimentogene Entwicklung vorliegt. In der Phyllite und Habachmulde stellen die südlichsten, vermutlich tiefsten, geschlossen verbreiteten Anteile bis zu 400 m mächtige Metabasite dar — überwiegend ehemalige Basalte, daneben basische Tuffe, mengenmäßig untergeordnet auch Gabbros, die stellenweise von geringmächtigen (bis 20 m) intrmediären und sauren Tuffen unterlagert werden.

ABBILDUNG 8 : Säulenprofil der Habachformation der Typlokalität
zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbach-
tal. Gesamtmächtigkeit 1500 m



Die mächtige Metabasitentwicklung ist verzahnt mit sauren Metavulkaniten (Abb. 8), den Heuschartenkopfgneisen, mit einer Gesamtmächtigkeit von 600 m, die ihrerseits laterale Übergänge in Metasedimente (helle Phyllite und Glimmerschiefer) zeigen. Weiter im N, also in Richtung Hangendes, folgen intermediäre Tuffe und Tuffite — die Peitingalmgneise, die im Gebiet der Peitingalm bis zu 400 m mächtig werden und mit einer vulkanoklastisch-sedimentären Übergangszone (Chloritglimmerschiefer und -gneise, Mächtigkeit bis 30 m) zu vorwiegend dunklen Metasedimenten — den Habachphylliten — überleiten, die im äußeren Habachtal über 1000 m mächtig werden und die die höchsten gesicherten Anteile der Habachformation darstellen.

Ebenfalls zur Habachformation zu stellen sind möglicherweise die Gneise und Porphyrmaterialschiefer des Sulzauer Parakristallins (DIETIKER, vgl. auch HAMMER, 1935), die gewisse Anklänge an saure Tuffe der Habachformation zeigen (STEYRER, 1982, HÖCK et al., 1982) und alpidisch metamorphe Reste von Verwitterungs- und Abtragungsmaterial saurer Anteile der Habachformation darstellen könnten, oder auch die letzten Phasen der Produktion saurer Tuffe/Tuffite in Zusammenhang mit dem in der Habachformation weit verbreiteten Vulkanismus — in ihrem Erscheinungsbild durch ursprünglich höheren Ton- oder Siltanteil von dem der sauren Tuffe und Tuffite (den Heuschartenkopfgneisen) abweichend.

Der Aufbau der Knappenwandmulde (Abb. 8) gestaltet sich wesentlich einfacher als der der eben beschriebenen Habachmulde: ihr aufgeschlossener tiefster Anteil ist der vorläufig hierher gestellte Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge. Wie bereits kurz beschrieben (Seite 80), geht dieser Granitgneis — so der Feldbefund — allmählich in den Knappenwandgneis über. Der kontinuierliche Zusammenhang zwischen einem Tiefengestein — dem Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge — und einem Vulkanit — dem porphyrischen Knappenwandgneis — ist damit gegeben, und die Kontinuität scheint auch durch die Zusammenhänge im Chemismus bestätigt (STEYRER, 1982): vom Granitgneis kommend, ist eine Abnahme der SiO_2 -Gehalte zu beobachten und eine entsprechende Zunahme anderer Oxide (Al_2O_3 , MgO , CaO). In dem durch das Untersulzbachtal angeschnittenen Profil liegt somit eine Abfolge vor, die (von S nach N) mit einem Granit beginnt, der allmählich in einen Vulkanit übergeht, der seinerseits mit Sedimentzwischenlagen (den heutigen hellen Glimmerschiefern der Knappenwandmulde — siehe Taf. 1 und Abb. 8) überleitet zu einer im wesentlichen basischen Tuffabfolge (Prasinite und Amphibolite der Knappenwandmulde). Wenn in dieser Abfolge noch ein primärer Zusammenhang zwischen den einzelnen Gesteinen erhalten ist, dann wäre daraus aber die Konsequenz zu ziehen, den Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge der Habachformation zuzuordnen, zumindest soweit er in der beschriebenen engen Verbindung zum Knappenwandgneis steht. Zur Klärung dieser Frage sind aber wohl noch weitere geochemische Untersuchungen von Knappenwandgneis und Granitgneis der Südlichen Sulzbachzunge notwendig, außerdem Alterdatierungen des Granitgneises, die dann den Hinweis auf altpaläozoische Genese geben sollten.

6. Zur paläogeographischen Stellung der Habachformation

Bisherige Ergebnisse, die auf eigenen Untersuchungen basieren (STEYRER, 1982), sowie die Arbeiten von SCHMEDERER (1980), HÖLL, (1975), HÖLL & MAUCHER, (1976) und

Diskussionen mit G. PESTAL führen zu folgendem plattentektonischen Bild: Aufgrund biostratigraphischer und sedimentologischer Überlegungen versucht SCHÖNLAUB, 1979 (vgl. auch CLAR, 1971, TOLLMANN, 1978, H. W. FLÜGEL, 1980), die Ablagerungsräume im Altpaläozoikum für den Raum des Ostalpins zu rekonstruieren. Unter anderem wird dabei der ostalpine Vulkanismus im Außen- bzw. Innenschelf der paläozoischen Geosynklinale beheimatet.

Die geochemischen Untersuchungen von HEINISCH (1980) bestätigen das von SCHÖNLAUB entworfene Bild der altpaläozoischen Ablagerungsräume im wesentlichen, lassen aber für die Masse der ordovicischen sauren Vulkanite eher nur eine Beheimatung im klastischen Innenschelf vermuten (HEINISCH, 1980, Abb. 57).

Dagegen sind jene Teile der Habachformation, die durch Andesite und begleitende basische und saure Vulkanite sowie durch die Verbindung dieser magmatogenen Vergesellschaftung mit verschiedenen Metasedimenten gekennzeichnet sind, als „Orogene Abfolge“ im Sinne von RINGWOOD (1970) aufzufassen. In der Habachformation eine genetisch an eine Subduktionszone gebundene kontinentnahe Entwicklung zu sehen, läßt sich auch mit den Ergebnissen von SCHMEDERER (1980) vereinbaren, der für die Metabasite des Hollersbachtals (östliches Nachbartal des Habachtals) aufgrund geochemischer Untersuchungen eine ehemalige geotektonische Position der Habachformation im Randbereich der paläozoischen ozeanischen Geosynklinale annimmt.

Auch die Arbeiten von HÖLL & MAUCHER (1976), die die zeit- und schichtgebundene Scheelitvererzung der Habachformation in Zusammenhang mit einer nach N abtauchenden Benioff-Zone bringen, weisen darauf hin, daß in der Habachgeosynklinale die nördlichste und damit kontinentnächste Entwicklung vorliegt.

So gesehen müßte im Modell SCHÖNLAUB's die Habachformation am ehesten zwischen der Zone der Innsbrucker-Radstädter-Quarzphyllite und der heutigen Böhmisches Masse liegen.

Diese Modellvorstellung ist mit dem gegenwärtigen Stand der Erforschung der Habachformation konsistent, könnte aber durch Neuergebnisse aus anderen Teilen der Habachformation, z. B. durch die Arbeiten von G. PESTAL, noch Modifikationen unterworfen werden.

Danksagung

Ich danke G. FRASL und V. HÖCK für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Ihnen beiden, F. KOLLER und G. PESTAL danke ich für zahlreiche anregende Diskussionen.

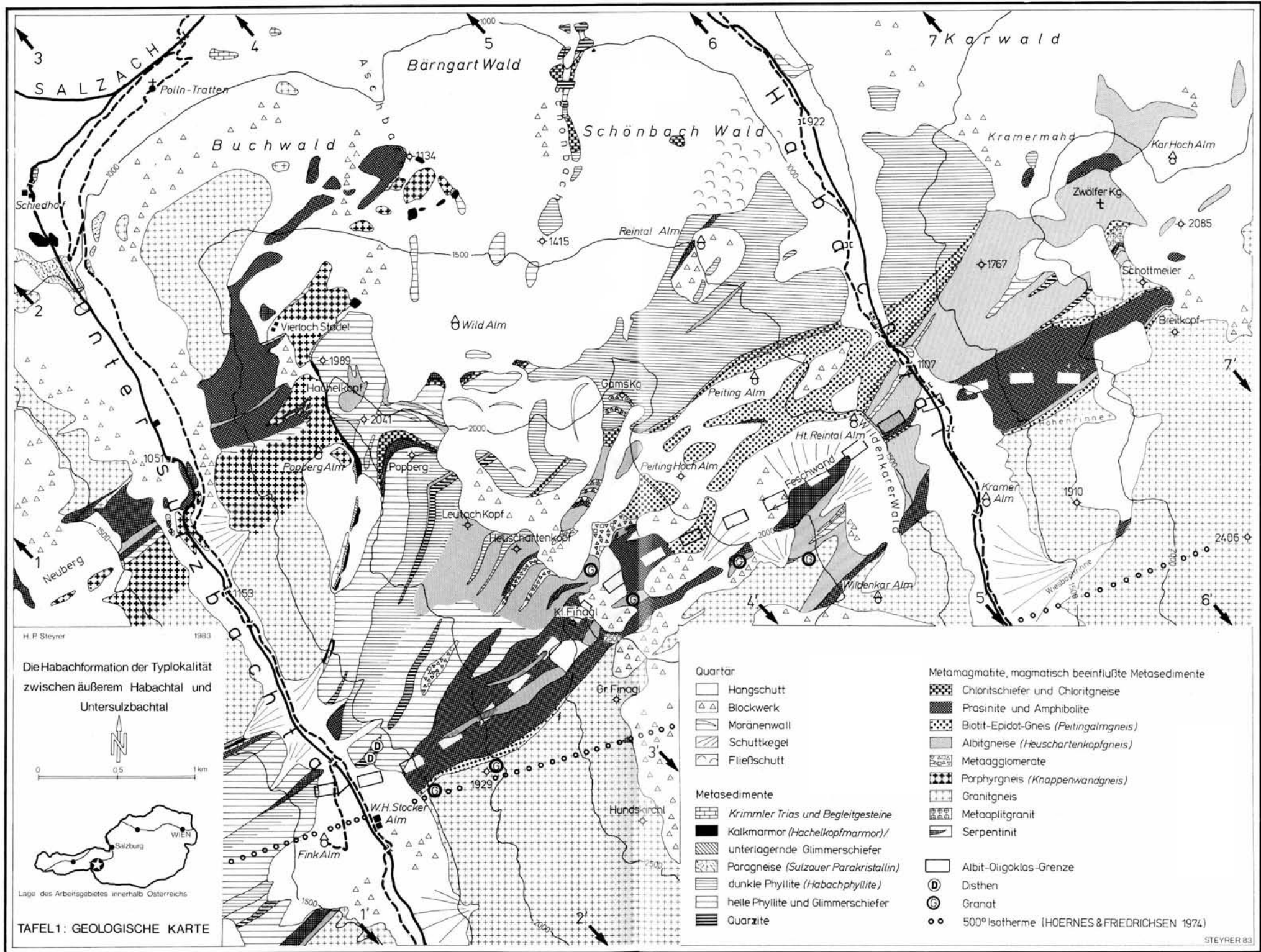
Die Durchführung der Arbeit wurde durch das Projekt Nr. P 4726 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Wien, ermöglicht.

Literatur

- ACKERMAND, D., & MORTEANI, G., 1976: Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich). — *TMPM* 23, S. 117—136.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L., 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. — *J. Geol.*, 76, S. 382—403.
- CLAR, E., 1971: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. — *Z. dt. geol. Ges.* (1970), 122, S. 161—167.

- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1972: An introduction to the rock-forming minerals. — Longman/London, 528 Seiten.
- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Unveröff. Diss. ETH Zürich 1938 (Buchdruckerei Fluntern).
- FLÜGEL, H. W., 1980: Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, S. 25—36.
- FRASL, G., 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. — Unveröff. Diss., Univ. Wien, 168 Seiten.
- FRASL, G., 1953 a: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — Jb. geol. B.-A., 96, S. 143—192.
- FRASL, G., 1953 b: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., 1953, S. 23—26.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrranite, Porphyrranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. geol. B.-A., 97, S. 71—132.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. — Jb. geol. B.-A., 101, S. 323—472.
- GILL, J. B., 1981: Minerals and Rocks 16 — Orgenic Andesites and Plate Tectonics. — Springer, 390 Seiten.
- GREENSMITH, J. T., 1978: Textbook of Petrology, Vol. 2 — Petrology of the sedimentary rocks, 6th ed. — The Gresham Press, Surrey, 241 Seiten.
- GRUNDMANN, G., 1979: Geologisch-Petrologische Untersuchungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg/Österreich). — Unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Univ. Berlin, 254 Seiten.
- GUIDOTTI, C. V., & SASSI, F. P., 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. — N. Jb. Miner. Abh. 127, S. 97—142.
- HAAS, H., & HOLDAWAY, M. J., 1973: Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. — Am. J. Sci., 273, S. 449—464.
- HAMMER, W., 1935: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. — Jb. geol. B.-A., 85, S. 1—19.
- HEDBERG, H. D., 1976: International Stratigraphic Guide. — John Wiley & Sons (New York), 200 Seiten.
- HEINISCH, H., 1980: Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen — Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. — Unveröff. Diss. Fak. f. Geowiss. Ludwig-Maximilians-Universität München, 253 Seiten.
- HEY, M. H., 1954: A new review of the chlorites. — Min. Mag. 30, Nr. 224, S. 277—292.
- HÖCK, V., 1974: Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. — Contr. Min. Petrol., 43, S. 261—273.
- HÖCK, V., KOLLER, F., MEIXNER, H., SEEMANN, R., SCHRAMM, J.-M. & STEYRER, H. P., 1981: Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg. — Fortschr. Min., 59, Bb. 2, S. 3—37.
- HÖCK, V., STEYRER, H. P., KOLLER, F., & PESTAL, G., 1982: Stratigraphic correlation form (SCF of the Habachformation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B)). — IGCP Newsletter 4, S. 44—46.
- HOERNES, S., 1973: Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). — TMPM 20, S. 81—106.
- HOERNES, S., & FREIDRICHSEN, H. 1974: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern (Austria). — SMPM 54, S. 769—788.
- HILDRETH, W., 1979: The Bishop tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma-chambers. — As flow tuffs Spec. Pap. 180, Geol. Soc. Am., S. 43—72.
- HOLDAWAY, M., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate diagram. — Am. J. Sci. 271, S. 97—131.
- HÖLL, R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., N.-F., 157 A—B, 114 Seiten.

- HÖLL, R., & MAUCHER, A., 1976: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. — Handb. of Stratabound and Stratiform Ore Deposits (Elsevier), 5, S. 1—30.
- HOSCHER, G., 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. — Contr. Min. Pet. 14, 123—162.
- KARL, F., 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Krimml (151). — Verh. geol. B.-A., 1955, S. 48—51.
- KARL, F., 1955: Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). — Verh. geol. B.-A., 1955, S. 39—43
- LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. — Canad. Min. 16, S. 501—520.
- MORTEANI, G., & RAASE, P., 1974: Metamorphic plagioclase crystallisation and zones of equal anorthit content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the Western Tauernfenster (East Alps). — Lithos 7, S. 101—111.
- OHNESORGE, T., 1925: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel—Zell am See. — Verh. geol. B.-A., 1925, S. 13.
- OHNESORGE, T., 1929: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. — Akad. Anz. Wien, 1929, S. 200—203.
- RADOSLOVICH, E. W., & NORRISH, K., 1962: The cell dimensions of layerlattice silicates, I, some structural considerations. — Am. Min. 47, S. 599—616.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C., & BELL, P. M., 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium-silicate triple point. — Am. J. Sci. 267, S. 259—272.
- RINGWOOD, A. E., 1977: Petrogenesis in island arc series. — Maurice Ewing Series 1 — island arcs, deep sea trenches and back-arc-basins, eds. Manik Talwani, W. C. Pitman III, S. 311—324.
- SCHARBERT, H. G., 1957: Die Grüngesteine der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau, Salzburg). — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl. Abt. I, 166, Heft 7+8, S. 307—330.
- SCHMEDERER, J., 1980: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habachserie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. — Unveröff. Dipl.-Arb. am Inst. f. Allg. u. Angew. Geol., Universität München.
- SCHMIDEGG, O., 1954: Bericht über geologische Aufnahmen 1953 auf Blatt Zell am Ziller (150) und Krimml (151). — Verh. geol. B.-A., 1954, S. 76—77.
- SCHMIDEGG, O., 1955: Geologische Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151). — Verh. geol. B.-A., 1955, S. 71—72.
- SCHMIDEGG, O., 1955: Geologische Aufnahmen in der Venedigergruppe, Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). — Verh. geol. B.-A., 1955, S. 73—75.
- SCHÖNLAUB, H. P., 1979: Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. geol. B.-A., 33, 124 Seiten.
- STEYRER, H. P., 1982: Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). — Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 178 Seiten.
- STEYRER, H. P., & HÖCK, V., 1983: Die Habachformation der Hohen Tauern — eine orogene Abfolge? — Geol. d. Alpen, 73. Jahrestagung Geol. Ver. (Berchtesgaden, 23.—26.Feb. 1983), Kurzfassungen, S. 52—53.
- TAYLOR, S. R., 1965: Geochemical analysis by spark source mass spectrography. — Geochim. Cosmochim. Acta 29, S. 1243—1262.
- TOLLMANN, A., 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. geol. Ges. 69, S. 291—351.
- TRÖGER, E. W., 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband, 2. Aufl. — Schweizerbart Verl. (Stuttgart), 622 Seiten.
- YODER, H. S., & EUGSTER, H. P., 1955: Synthetic and natural muscovites. — Geochim. Cosmochim. Acta 8, S. 225.
- ZEN, E.-AN, & ALBEE, A. L., 1964: Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. — Am. Min. 49, S. 904—925.



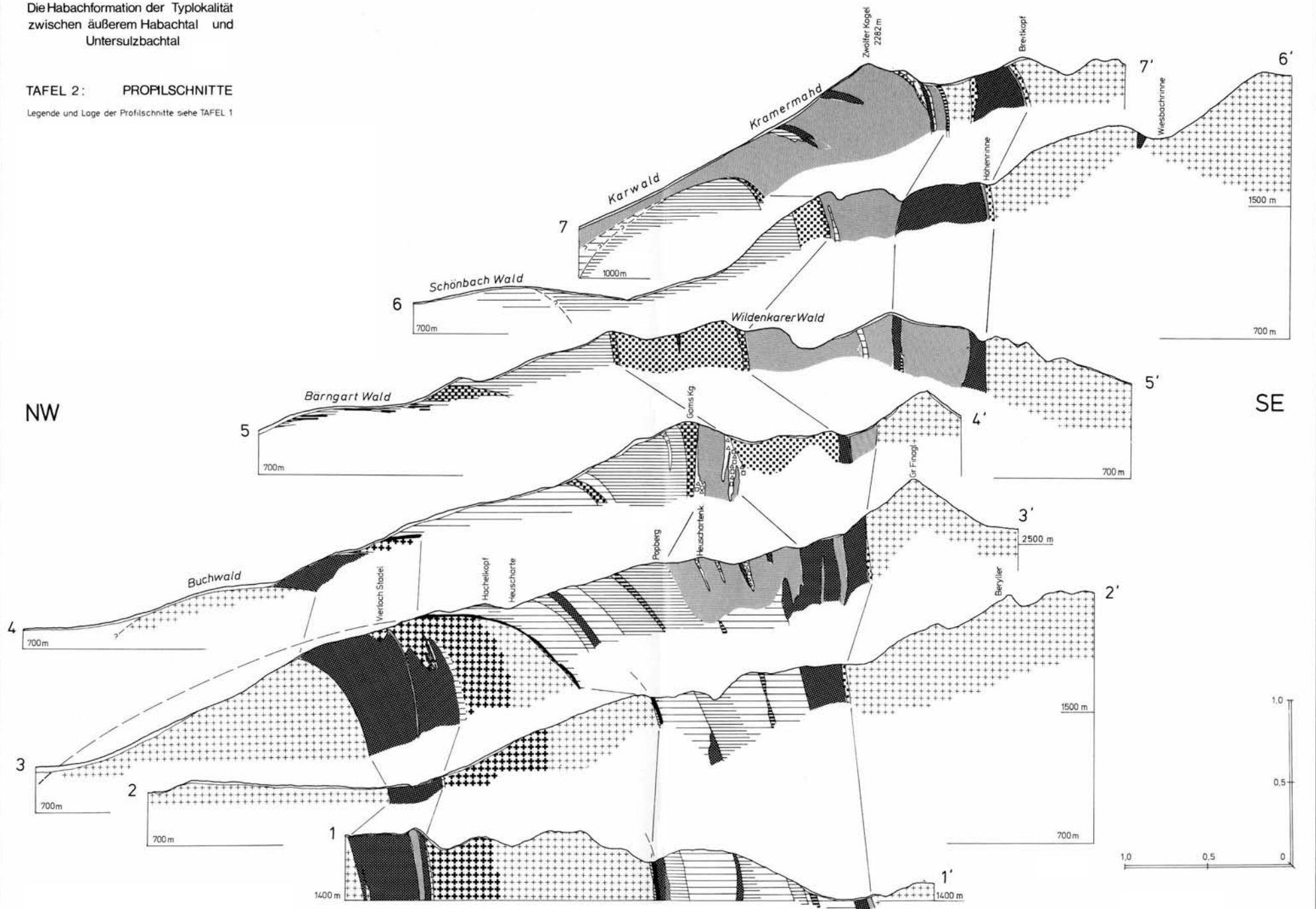
H.P. Steyrer

1983

Die Habachformation der Typlokalität
zwischen äußerem Habachtal und
Untersulzbachtal

TAFEL 2: PROFILSCHNITTE

Legende und Lage der Profilschnitte siehe TAFEL 1



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1983

Band/Volume: [76](#)

Autor(en)/Author(s): Steyrer Hans Peter

Artikel/Article: [Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal \(Pinzgau/Salzburg\). 69-100](#)