

Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes

Mit 9 Abb. und 5 Tab.

Von Peter Faupl

Inhalt	
Zusammenfassung	22
I. Einleitung	22
II. Das Profil Bruck a. d. Lafnitz gegen den Hochwechsel	24
III. Das Profil Reinberg — Voraubachtal — Steinbachgraben	33
IV. Die Südgrenze der Wechseleinheit	44
V. Überblick über die Entwicklungsgeschichte der Gesteine der Wechseleinheit	45
VI. Literatur	47

Zusammenfassung

Im südlichen Bereich der Wechseleinheit, dem tektonisch tiefsten Stockwerk der östlichen Zentralalpen, wurden an Hand von zwei Profilen die Gesteinsserien und ihre Metamorphose untersucht. Ein mächtiger Phyllonit-horizont im Gebiet des Sauhaltgrabens und der Brandleiten (im Voraubachtal) konnte mit großer Wahrscheinlichkeit als südlicher tektonischer Grenzbereich der Wechseleinheit gegen das Unterostalpin erkannt werden.

Die Gesteine der Wechseleinheit lassen in ihrem Südabschnitt zwei metamorphe Geschehen erkennen. Eine alte voralpidische Metamorphose (Amphibolitfazies) wird von einer jüngeren alpidischen Metamorphose (schwächsttemperierte Subfazies der Grünschieferfazies) überprägt. Die alpidische Gesteinsumwandlung hat im Norden der Wechseleinheit am intensivsten gewirkt und nimmt gegen Süden zu ab. Der sogenannte Wechselgneis, ein epimetamorpher Albit-Chloritgneis, sowie die eingelagerten Grünschiefer des nördlichen Abschnittes sind demnach Diaphthorite.

I. Einleitung

Die Wechseleinheit bildet als tektonisches Fenster im Nordostsporn der Zentralalpen das tiefste tektonische Stockwerk. Im W, N und NE läßt sich diese Einheit durch das Vorhandensein permomesozoischer „Deckenscheider“ eindeutig gegen das tektonisch höhere unterostalpine Semmeringssystem (s. str.) abgrenzen. Im Bereich der Wechsellordabdachung wird diese Eigenständigkeit der Wechseleinheit noch durch die unterschiedliche

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Peter Faupl, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Beschaffenheit ihrer Gesteine gegenüber den kristallinen Rahmengesteinen betont. In diesem nördlichen Bereich konnten P. FAUPL (1967) und W. VETTERS (1969), aufbauend auf die Arbeiten von H. MOHR (1910), die Gesteine des Wechsels in die Serien der Hangenden und Liegenden Wechselschiefer und in die Serie der Wechselgneise gliedern.

Aus dem südlichen Wechselgebiet, dem Raume von Tauchen — Friedberg — Mönichwald — Waldbach, ist bereits seit den Studien von H. MOHR (1912, 1919) ein allmählicher Übergang der für den nördlichen Abschnitt so charakteristischen Albit-Chloritgneise, Albit-Chloritphyllite und Grünschiefer (= Serie der Wechselgneise von P. FAUPL, 1967) in Granatglimmerschiefer und Amphibolite bekannt. Es erfahren somit die Gesteine des N-Abschnittes innerhalb des Wechselsfensters eine Angleichung an das Gesteinsspektrum der Grobgneissserie, also an jene Gesteine, die den tektonischen Rahmen des Fensters bilden.

Der tektonische Rahmen, das eigentliche unterostalpine Kristallin, nach den weitverbreiteten Mikroklimaengneisen auch Grobgneissserie genannt, setzt sich neben Granitgneisen im wesentlichen aus Glimmerschieferabfolgen und Amphiboliten zusammen.

Aus der erwähnten serienmäßigen Annäherung des Fensterinhalts an die Gesteine der Rahmenserien und dem Fehlen von eingeklemmtem Permomesozoikum als „Deckenscheider“ im südlichen Gebiet des Wechsels resultiert das Problem der S-Abgrenzung der Wechseleinheit. Im SW reicht das Permomesozoikum etwa bis in das Gebiet des Tommers (K. 1058); im E ist der südlichste Aufschluß bei Ausschlag-Zöbern zu finden.

Es wird nun in dieser Arbeit an Hand von zwei Profilaufnahmen einerseits die Kristallinangleichung im S-Abschnitt des Wechsels untersucht, andererseits werden Beobachtungen über den Verlauf der S-Grenze des Wechsels mitgeteilt.

Das Problem der Kristallinangleichung konnte in einem verhältnismäßig gut erschlossenen N—S-Profil, von Bruck a. d. Lafnitz ausgehend, über das Schloß Festenburg, gegen den Hochwechsel, untersucht werden.

Um Beobachtungen über die S-Abgrenzung des Wechsels zu sammeln, wurde ein Profil entlang dem gut erschlossenen Tal des Voraubaches, von Reinberg nach Vora, und des Steinbaches aufgenommen.

Beide Profile befinden sich im Bereich der Österreichischen Karte 1:50.000, 136 HARTBERG. Die in dieser Arbeit verwendeten Ortsbezeichnungen sind alle dieser Karte entnommen.

Die Untersuchungen wurden durch die finanzielle Förderung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ermöglicht, wofür ich der Hohen Akademie zu großem Dank verpflichtet bin. Herrn Prof. Dr. H. WIESENEDER danke ich für die Zurverfügungstellung des Röntgendiffraktometers am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien, Herrn Dr. H. HÄBERLE für die Hilfe bei der Durchführung der röntgenographischen Aufnahmen.

II. Das Profil Bruck a. d. Lafnitz gegen den Hochwechsel

Im Bereich des Profils weisen die s-Flächen der Gesteine ein durchschnittliches NW—SE-Streichen auf und fallen mit 40—60° gegen SW ein. Im Hinteren Waldbachgraben, unterhalb des Gehöfts Polsterbauer, schwenkt die Streichrichtung nach NNW ein, erlangt jedoch weiter nördlich im Langegg und Schwarzenbachgraben wieder die NW—SE-Richtung. Auf Grund dieser Lagerung gelangt man in dem Profil von Süden nach Norden fortschreitend in liegende Bereiche.

Die B-achsialen Elemente fallen mit durchschnittlich 25—30° nach W bzw. WSW ein. In wenigen Fällen wurden auch SW-fallende B-Achsen gefunden. Es handelt sich bei diesen linearen Gefügerichtungen um Faltungen der s-Flächen im Zentimeter- bis Zehnermeterbereich und um Mineral-elongationen.

Im großen Quarzitsteinbruch im Vorderen Waldbachtal, NE von Demmeldorf, finden sich zwei deutlich unterscheidbare lineare Gefügeelemente. Der Quarzit ist mit Albit-Chloritgneisen und Grünschiefern als mächtige Zwischenlagen um ein B mit einem durchschnittlichen Fallwinkel von 30° gegen W verfault. Diesen Falten ist eine jüngere Lineation in Form einer feinen Glimmerrunzelung, die SW—NE streicht, aufgeprägt. Die Runzelung ist als Schnittkante δ einer etwa SE-fallenden Schieferungsfläche mit der ss-Faltung zu verstehen. Der Winkel $B \wedge \delta$ beträgt ca. 40°.

Petrographisch zerfällt das Profil in zwei Abschnitte (Abb. 1): in einen südlichen Gesteinskomplex, der zum überwiegenden Teil aus diaphthoritischen Granit-Biotit-Plagioklasglimmerschiefern bis -gneisen und diaphthoritischen Amphiboliten besteht, und in einen nördlichen liegenden Komplex, den überwiegend Albit-Chloritgneise bis -phyllite und Grünschiefer aufbauen.

Südlich von Bruck steht ein Mikroklin-Granitgneis (Abb. 1; 9) an, der von dunkelgrauen bis schwarzen, erzreichen, aktinolithführenden Phylliten unterlagert wird. Der Gneis wurde bereits von H. HOLZER (1960) beschrieben. Er besitzt deutlich entwickeltes s-Gefüge. Die s-Flächen sind mit Muskovit und Biotit belegt. Das Gestein setzt sich aus hart gegittertem Mikroklin, der bis zu 1 cm groß wird, Plagioklas (Albit, überwiegend xenoblastisch entwickelt, mit intensiver Klinozoisit- und Hellglimmerfülle), Quarz (verzahntes, in s gelängtes Kornpflaster), Biotit (x' hellgelb, z' dunkelbraun) und Muskovit (überwiegend in feinschuppigen geschlossenen Zügen, Kg. um 0,1 mm, vereinzelt stecken jedoch bis zu 1 mm große Blättchen in diesen Zügen) zusammen.

Untergeordnet treten Titanit und Leukoxen in Begleitung von Biotit auf, als Einschlüsse im Biotit finden sich Zirkon sowie feine Kristallnadelchen, vermutlich Rutil. Auffallend ist der verhältnismäßig hohe Gehalt an xenoblastischem Epidot und kleinkörnigem Granat. Beide Kristalle finden sich häufig in den Glimmerzügen.

Bemerkenswert ist das Fehlen von Chlorit im Zusammenhang mit Biotit und Granat. Das Gestein ist sehr gut mit den Granitgneiskörpern der Grobgnaisseerie zu vergleichen.

In diesen Gneiskörper schalten sich Lagen von makroskopisch hellgrünem, feinschuppig entwickeltem Biotitglimmerschiefer ein. Sie tragen auf den ebenen s-Flächen bis 1 cm große Hornblendearben.

Gemengteile: Quarz, Biotit (x' blaßgrün, z' olivgrün), Muskovit, Chlorit (teilweise in großen Schuppen und rosettenförmigen Aggregaten); zurücktretend Plagioklas (mit Hellglimmer- und Klinozoisitfülle) und Aktinolith. Untergeordnet finden sich Epidot, Granat, Zirkon und Erz.

Ebenfalls S von Bruck ist in einer Höhe von ca. 700 m ein ziemlich massiger Amphibolit erschlossen.

Nördlich der Lafnitz folgen diaphthoritische Glimmerschiefer und verwandte Gesteine sowie eine große Zahl von Amphiboliteinschaltungen. Diese Gesteine sind an den Gehängen links und rechts des Tales der Schwarzen Lafnitz gut erschlossen.

Diaphthoritische Granat-(Biotit-)Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise

Die Gesteine weisen einen schwankenden Mineralbestand (Tab. 1) auf. Sie bestehen aus Quarz, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Biotit und Granat. Untergeordnet finden sich Epidot, Aktinolith und Erz.

	I	II	III
Quarz	35,6	49,6	18,3
Plagioklas *)	35,4	35,0	41,3
Muskovit	10,4	11,1	26,0
Biotit	3,6	1,8	—
Granat	2,7	0,2	1,5
Chlorit	8,8	1,4	10,2
Epidot	3,1	0,9	1,4
Erz + Akz.	0,4	Spuren	1,3
	100,0	100,0	100,0

Tab. 1: Modalbestand der diaphthoritisches Granat-(Biotit-)Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise in vol-%.

Granat fehlt fast nie. Er bildet auf den s-Flächen bis 2 mm große Knoten, ist idioblastisch ausgebildet und führt als Einschlußmineral häufig Quarz. In den meisten Fällen ist Granat von Chlorit umgeben. In einigen Proben konnten „Schwärme“ kleiner, klarer, idioblastischer Granatkriställchen in stark gefülltem Plagioklas vorgefunden werden. An ihnen konnte keine Chloritisation beobachtet werden.

Biotit ist im Gestein nicht immer anzutreffen. Er besitzt einen kräftigen Pleochroismus (x' blaßgelb, z' rotbraun). Biotit ist immer von Chlorit begleitet und teilweise mit ihm parallelverwachsen, wobei der Chlorit den Biotit zu verdrängen scheint.

*) Die Füllungs- und Einschlußmineralien wurden bei der Zählung nicht berücksichtigt. — I = Linke Talseite der Schwarzen Lafnitz, ca. 250 m S der Kote 606. II = Wegaufschluß NE von Bruck (grüne Wegmarkierung), ca. 300 m SW der Kote 711. III = Beginn des Güterweges am südlichen Ortseingang von Demmeldorf.

Chlorit dürfte hauptsächlich aus Biotit und Granat hervorgegangen sein, wobei jedoch letzterer einer Verdrängung durch Chlorit wesentlich mehr Widerstand entgegenzusetzen scheint als Biotit. Es finden sich zwei optisch unterscheidbare Chloritvarietäten: Ein opt. positiver Chlorit (x' hellblaugrün, z' farblos) mit braungrünen anomalen Interferenzfarben macht den Hauptanteil aus. Untergeordnet findet sich ein opt. negativer Chlorit mit leuchtendblauen Interferenzfarben (x' farblos, z' hellolivgrün). Parallelverwachsungen beider Chlorite sind beobachtbar.

Die Plagioklase liegen in zwei Generationen vor (Abb. 6 u. 7). Eine alte Generation ist durch intensive Fülle von Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen charakterisiert. Der Klinozoisit bildet als Füllungsmineral vielfach büschelförmige Aggregate aus. Wegen der intensiven Fülle war eine An-Gehaltsbestimmung nicht möglich. Diese Plagioklase sind manchmal undeutlich gegeneinander abgegrenzt und bilden zwischen den übrigen Gemengteilen ein „Skelett“. Aus dieser älteren Plagioklasengeneration entwickeln sich schrittweise jüngere, klare ungefüllte Albitporphyroblasten, wobei die Füllungsminerale durch Sammelkristallisation vergrößert werden und in das externe Mineralgefüge abwandern. Mitunter lassen sich in den Albitporphyroblasten noch wolkig verteilte Füllungspartien beobachten. Als Endglied dieser Reihe stehen dann die typischen Albitporphyroblasten mit Einschlüssen der Nachbarminerale. Ihr An-Gehalt schwankt zwischen 0—7%. Sie weisen hie und da einfache Verzwillingung auf. Als Zwillingsgesetz tritt in überwiegendem Maße das Albitgesetz auf. Einige wenige nach dem Periklingesetz (mit mehreren Zwillingslamellen) verzwillingte Kristalle wurden gefunden. An einem solchen Kristall wurde in einem einzigen Fall ein An-Gehalt von 22% festgestellt. Er dürfte als reliktsicher An-Gehalt der alten Plagioklasengeneration zu deuten sein.

Mineralumwandlungen wie Biotit und Granat in Chlorit sowie die Reihe von alten Plagioklasen zu jungen Albitporphyroblasten führen zu Gesteinen, die als Albit-Chloritphyllite bis -gneise zu bezeichnen sind. Sie treten partienweise im südlichen Abschnitt dieses Profils auf (Abb. 1; 3).

Ihre genetische Herkunft wird durch die Granat- und Biotitrelikte vertragen. In größerem Umfang stehen diese Gesteine in den Gräben S der Gehöftgruppe Feichten an.

Im nördlichen Profilabschnitt sind diese Albit-Chloritphyllite bis -gneise (Abb. 1; 6) die dominierenden Gesteine und werden dann Wechsel-Albitgneise genannt.

Diaphthoritische Amphibolite

Ganz analoge Umkristallisationen lassen sich auch an den diaphthoritschen Amphiboliten beobachten. Diese Amphibolite bilden zahlreiche, teilweise geringmächtige Einschaltungen in den Glimmerschiefern. Der größte Amphibolitaufschluß befindet sich am Güterweg S von Demmeldorf. Es handelt sich um kompakte, dunkelgrüne Gesteine. Der Amphibol läßt mit freiem Auge eine gute Regelung erkennen.

Das Gestein besteht aus aktinolithischem Amphibol und Plagioklas (Tab. 2). In zurücktretendem Maße finden sich Epidot, Quarz, Titanit, Hämatit und Leukoxen. Chlorit und Granat sind nicht in jeder Gesteinsprobe anzutreffen, doch kann Chlorit in einzelnen Fällen ein wesentlicher Bestandteil werden.

Das Gestein besitzt ein locker geregeltes nematoblastisches Gefüge. Die Plagioklase liegen als Kristallrundlinge zwischen den Amphibolen. Klinozoisitgroßkristalle sind über das gesamte Gefüge verteilt. Wenn Chlorit vorhanden ist, so ist er in Zügen hauptsächlich an den Amphibol gebunden. Granat tritt entweder in kleinen Kriställchen im Plagioklas auf oder außerhalb in „Granatzügen“.

Aktinolithischer Amphibol (Kg. 0,1—1 mm) besitzt einen schwachen Pleochroismus (x' farblos, z' blaßgrün) und eine Auslöschungsschiefe von $c \wedge z = 15^\circ$. Chlorit scheint den Amphibol zu verdrängen. Mitunter erscheinen die Kristalle schwach getrübt.

Plagioklas (Kg. 0,2—1,5 mm) besitzt eine xenoblastische Kornform und ist durchwegs intensiv gefüllt (Klinozoisit und Hellglimmer). Der Klinozoisit bildet büschelförmige Kristallaggregate. Neben den gefüllten Plagioklasen treten klare Albitkristalle (Al_{20}) auf. Als Einschlußminerale in diesen Porphyroblasten finden sich Quarz, Klinozoisitgroßkristalle, Aktinolith in Form kleiner Nadelchen, teilweise Chlorit, Granat und Titanit. Diese klaren Albitporphyroblasten weisen selten einige wenige polysynthetische Zwillingslamellen (Albit- und Periklingesetz) auf.

Klinozoisite finden sich als große xenoblastische Individuen (Kg. 0,6 bis 0,8 mm) und als Füllungsmineral im Plagioklas.

Chlorit ist wie der Amphibol fast farblos.

Granat (Kg. 0,15—0,2 mm) besitzt idioblastische Kornform. Chloritriden konnten keine beobachtet werden; ebenfalls fehlen Einschlußzüge.

Titanit tritt in Zügen und Kornaggregaten auf.

	I	II	III	IV
Aktinolith. Amph.	48,1	44,5	38,8	45,6
Chlorit	—	1,7	8,9	0,1
Plagioklas *)	37,2	42,5	43,2	31,8
Klinozoisit	6,9	4,8	7,0	6,2
Quarz	5,0	4,8	1,0	10,9
Titanit	2,4	0,4	0,6	2,1
Erz + Leukoxen	0,4	1,2	0,5	0,9
Granat	—	0,1	—	2,4
	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab. 2: Modalbestand der diaphthoritischen Amphibolite in vol.-%.

*) Die Füllungs- und Einschlußminerale im Plagioklas wurden bei der Zählung nicht berücksichtigt. — I = Güterweg S Demmeldorf, Höhe: 650 m. II = Straße S von Bruck/Lafnitz zum Moihof, Höhe: 700 m. III = Feichten-Güterweg, W unterhalb Kreuzberg. IV = Straße von Bruck/Lafnitz nach St. Lorenzen, Nord der Lafnitzsäge.

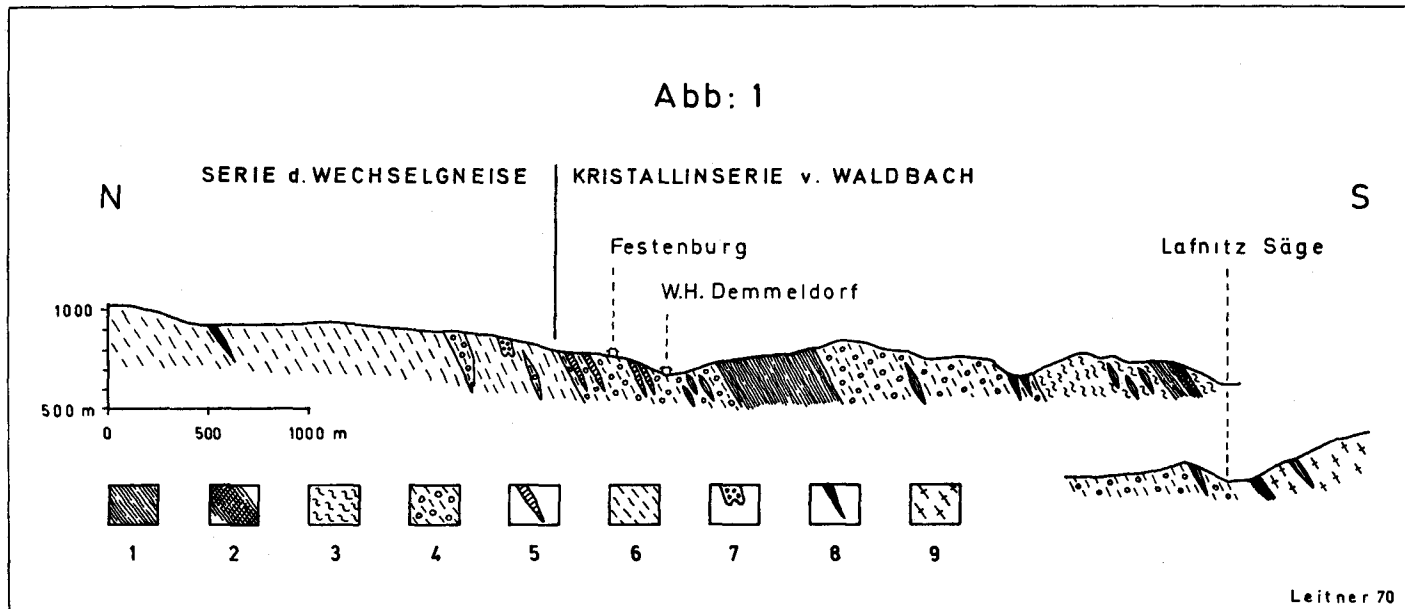


Abb. 1: Profil Bruck a. d. Lafnitz gegen den Hochwechsel. — 1 Amphibolite, 2 Amphibolite stark phyllonitisiert, 3 Albit-Chloritgneise mit reliktschem Granat und Biotit, 4 diaphthoritische Granat-(Biotit-)Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise, 5 Grünschiefer, 6 Albit-Chloritgneise bis Albit-Chloritphyllite (= Wechselgneise), 7 Quarzit, 8 graphitführende Phyllite, 9 Mikroklin-Granitgneis.

In den nördlichsten Partien der diaphthoritischen Glimmerschiefer, z. B. in den Straßenaufschlüssen des Dorfstattgüterweges (ca. 100 m N der Kernstock-Schule in Demmeldorf) und zwischen dem Schloßtor der Festenburg und der Kernstockklinde, finden sich Grünschiefer eingeschaltet. Diese Gesteine besitzen eine dunkelgrüne Farbe. Im Querbruch sind weiße Albitporphyroblasten zu erkennen. Die starke Löchrigkeit ist auf herausgewittertes Erz zurückzuführen.

Gemengteile: Albit (An_{0-2}), Chlorit, Epidot. Untergeordnet treten auf: Quarz, Biotit, Serizit, Granat, Titanit, Leukoxen und Erz.

Albit und Chlorit bilden ein poikiloblastisches Gefüge. s-Flächen sind nur schlecht entwickelt. Träger des s-Gefüges sind der Chlorit und Serizit. Klinozoisit ist über das gesamte Gefüge verteilt und bildet vielfach Korngruppen. Biotit tritt nur relikthhaft auf (x' blaßgelb, z' gelbbraun); er wird durch Chlorit (x' türkisgrün, z' gelbbraun) verdrängt. Die Albitporphyroblasten löschen mitunter schwach undulös aus. In ihnen finden sich als häufigste Grundgewebseinschlüsse Klinozoisit und Chlorit. Kleine Granateinschlüsse, von denen manche schwach chloritisiert sind, sind nicht selten.

Der nun im Norden folgende liegende Profilabschnitt wird fast ausschließlich von Albit-Chloritgneisen bis -phylliten mit einigen Einschaltungen von Grünschiefern aufgebaut. Im Grenzbereich gegen den S-Abchnitt tritt auch noch ein Serizitquarzit auf.

Diese Albit-Chloritgneise bis -phyllite, auch Wechselgneise genannt, bestehen aus Quarz, Albit (An_{0-7}), Muskovit und Chlorit. Untergeordnet treten Epidot, Turmalin, Zirkon, Titanit und Erz auf. Eingehende mikroskopische Beschreibungen dieser Gesteine finden sich bei H. MOHR (1913) und P. FAUPL (1970).

Neben den typischen grünen chloritreichen Albitgneisen finden sich auch intensiv pigmentierte, deren knotige s-Flächen dunkelgrau erscheinen. Mitunter sind auch die Albitblasten selbst stark pigmentiert, so daß sie als schwarze Knoten in Erscheinung treten.

Innerhalb dieser Albit-Chloritgneise lassen sich nun Bereiche ausscheiden, in denen makroskopisch Relikte von Granat und Biotit festzustellen sind. So finden sich z. B. solche Partien am Dorfstattgüterweg erschlossen, und zwar bei der Abzweigung zur Festenburg und bei der Abzweigung des Güterweges in einer Höhe von 770 m (Abb. 1). Im Hinteren Waldbachgraben, am Beginn des Güterweges „Großpreineder“, finden sich ebenfalls Lesesteine von Glimmerschiefern. 400 m N der Kote 980 (W von Demmeldorf) konnten innerhalb von Albit-Chloritgneisen Lesesteine von Amphibolit gefunden werden.

Bei der mikroskopischen Durcharbeit zeigt sich jedoch, daß sich chloritisierte Granaten und Biotite als Relikte einer ehemals höhermetamorphen Mineralparagenese noch viel häufiger finden, doch treten sie, je weiter man in liegende Partien vordringt, sehr rasch in den Hintergrund. Neben den beiden bereits erwähnten Reliktmineralien kommen in den Albit-

porphyroblasten noch nebelartige Mikrolithenschwärme vor, bei denen es sich unter Umständen noch um Reste von echter Plagioklasfülle handeln könnte.

Ostlich der Festenburg sind mehrere Serizit-Quarzitzüge in die Albit-Chloritgneise und Grünschiefer eingeschaltet. Zwei Steinbrüche im Vorderen Waldbachgraben, etwa 700 m NE von Demmeldorf gelegen, erschließen diesen Quarzit. Dort zeigt sich, daß der Quarzit mit Grünschiefer- und Albit-Chloritgneiszwischenlagen unzertrennlich verbunden ist.

Der Quarzit setzt sich, obwohl westabtauchend, am rechten Ufer des Vorderen Waldbaches nicht fort, sondern findet sich erst wieder in einer Höhe von etwa 800 m am Rücken, der von der Festenburg nach NNE zieht. Aus dieser Tatsache läßt sich auf eine Störung schließen, die im Tal des Vorderen Waldbaches verlaufen muß. Die E-Scholle hat eine relative Absenkung erfahren. Das Quarzitvorkommen läßt sich dann immer in engster Verbindung mit Grünschiefern und Albit-Chloritgneisen über den Hinteren Waldbachgraben bis unter das Gehöft Polsterbauer verfolgen.

Die s-Flächen dieses Gesteins sind mit Muskovit (um 0,1 mm) und Chlorit belegt. Manchmal finden sich auch ca. 1 mm große Chloritflecken, bei denen es sich möglicherweise um Pseudomorphosen nach Biotit oder Granat handeln könnte. Ein einziges Mal konnte in einem solchen Aggregat ein kleines chloritisiertes Granatkorn gefunden werden.

Die Grenze zwischen dem südlichen und nördlichen Abschnitt des Profils ist etwa 100 m N der Festenburg zu legen. Von hier zieht sie dann in NNW-Richtung über die rechte Talseite des Hinteren Waldbaches, W des Gehöfts Schöngrundner, in den Schwarzenbachgraben. Es handelt sich jedoch nicht um eine „scharfe Grenze“, sondern um einen Übergang, der durch das allmähliche Zurücktreten der mesozonalen Gesteinstracht des S-Abschnittes gegen das Liegende bedingt ist. Diese Gesteinsumwandlung vollzieht sich teilweise bereits im S-Abschnitt und erreicht im N-Abschnitt seine Vollendung. Diese Tatsache widerspiegeln die Mineralbestände der einzelnen Gesteine.

Reihe A: Diaphthoritische Plagioklas- glimmerschiefer bis -gneise		→	Albit-Chloritgneise bis -phyllite
Instabiler Altbestand	Neubestand		
Granat	Chlorit		Chlorit
Biotit			
Plagioklas ALT (Formrelikt)	Albit (Porphyroblasten)		Albit (Porphyroblasten)
Muskovit (große Schuppen)	Serizit		Serizit
	Quarz Epidot		Quarz Epidot

Reihe B: Diaphthoritische Amphibolite		→ Grünschiefer
Instabiler Altbestand	Neubestand	
Granat	Aktinolith	Chlorit
Plagioklas ALT	Chlorit	Albit
(Formrelikt)	Albit	(Porphyroblasten)
	(Porphyroblasten)	Epidot
	Epidot	

Tab. 3: Aufgliederung der Gesteinshauptgemengteile in Mineralalt- und Neubestände

Am klarsten liegen die Verhältnisse bei der Reihe diaphthoritische Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise zu Albit-Chloritphylliten bis -gneisen (Tab. 3; Reihe A).

Bei den ersteren läßt sich ein jüngerer Mineralbestand von einem instabilen älteren abtrennen. Bei Betrachtungen über die ursprüngliche Metamorphose dieser Gesteine kommt dem intensiv gefüllten Plagioklas_{ALT} eine große Bedeutung zu. Sein primärer An-Gehalt lag auf Grund der intensiven Fülle auf jeden Fall höher als bei Albit. Er wird etwa den eines Oligoklases besessen haben. Dies wird durch die Messung An_{22} bestätigt. Es kann somit auf Grund dieser primär basischen Plagioklase über den ursprünglichen Metamorphosezustand dieser Gesteine mit einiger Sicherheit ausgesagt werden, daß sie mindestens die niedrigtemperierteste Subfazies der Amphibolitfazies erreicht haben.

Der stabile Mineralneubestand, der im nördlich gelegenen, liegenden Teil des Profils alleinig die Gesteinstracht prägt, repräsentiert eine Mineralparagenese, die für die schwächsttemperierteste Subfazies der Grünschieferfazies charakteristisch ist. Bei den Granaten und auch den Biotiten aus den Albit-Chloritgneisen handelt es sich noch um letzte Relikte des Mineralaltbestandes. Als vieldiskutiertes Ausgangsgestein für die Albit-Chloritgneise (= Wechselgneise) kommen demnach mesozonal metamorphe Biotit-Plagioklasgneise und Granatplagioklasglimmerschiefer in Frage.

Die Abgrenzung des Mineralalt- und Neubestandes liegt bei den diaphthorischen Amphiboliten (Tab. 3; Reihe B) nicht so klar. Als sichere Altbestände sind der intensiv gefüllte Plagioklas_{ALT} als Formrelikt und der Granat zu betrachten. Auf Grund dieses gefüllten Plagioklases, der ursprünglich einen höheren An-Gehalt als Albit besessen hat, läßt sich jedoch annehmen, daß es sich um echte, teilweise granatführende Amphibolite (der Amphibolitfazies mit $An > Albit$) gehandelt hat. Als Amphibol tritt jedoch nicht Hornblende, wie es bei den echten Amphi-

boliten zu erwarten ist, sondern Aktinolith auf. Es erscheint daher wahrscheinlich, daß dieser Amphibol bereits ein Neubestandteil ist. Es konnten allerdings keine älteren Amphibolrelikte in diesem Profil nachgewiesen werden. Je intensiver diese diaphthoritischen Amphibolite geschiefert sind, um so höher liegt auch der Chloritgehalt, wobei Chlorit den Aktinolith verdrängen dürfte.

Als Endglied dieser Reihe sind die Grünschiefer, mit den Hauptgemengteilen Albit, Epidot und Chlorit, zu betrachten, die im nördlichen Wechselgebiet sehr verbreitet sind, jedoch nur in wenigen Fällen Aktinolith führen. H. MOHR (1913, p. 335) beschreibt aus einem Grünschiefer der Großen Klause bei Aspang dünnstengelige Aggregate eines bläulichgrünen Amphibols.

Die Grünschieferlagen aus den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern im Bereich der Festenburg führen noch Biotitrelikte. Da Biotit in den Amphiboliten des südlichen Profilabschnittes nicht festgestellt werden konnte, ist für diese Grünschiefer ein etwas anders ausgebildeter, biotitführender Amphibolit als Ausgangsgestein zu erwarten. Daß es solche biotitführenden Amphibolite im südlichen Wechselgebiet gibt, hat H. MOHR (1913, p. 340) N von Friedberg nachgewiesen.

Die Verhältnisse im E-Abschnitt der Wechseinheit, im Raume von Friedberg und Tauchen, die H. MOHR (1913) im Zuge des Baues der Wechselbahn studierte, entsprechen dem hier beschriebenen Profil sehr. Auch dort finden sich, etwa S von Tauchen diaphthoritische Granatglimmerschiefer und Amphibolite. N von Friedberg ist ein größerer Mikroklingneiskörper erschlossen. Ein mächtiger Quarzit steht NW von Friedberg beim Schwaighof an. Auch dort geht diese so zusammengesetzte Serie nach Norden, also ins Liegende fortschreitend, allmählich in Albit-Chloritgneise (= Wechselgneise) und Grünschiefer über.

Es wurde auf einer geologischen Kartenskizze (Abb. 4) versucht den nördlichen Bereich des Wechsels, dessen Gesteinstracht überwiegend vom epizonalen Mineralneubestand geprägt wird, von jenem südlichen Bereich zu trennen, dessen Gesteinstracht durch den höher temperierten Altbestand charakterisiert ist. Die letztere Einheit habe ich mit dem Arbeitsbegriff „Kristallinserie von Waldbach“ bezeichnet.

Für diese Abgrenzung standen im Osten die schon mehrfach erwähnten Untersuchungen von H. MOHR, im Westen die Arbeiten von G. HUSKA (1968, 1970) sowie W. VETTERS (1969) zur Verfügung. Im Westen bei Feistritzwald hat die Kristallinserie allerdings eine Verschuppung mit dem auflagernden Permomesozoikum erfahren und im Raume von Rettenegg eine Bruchverstellung. Für die weitere Grenzziehung waren neben der beschriebenen Profilaufnahme Begehungen im Gebiet des Breitenwaldes (K. 1299), des Karnerdorfes, St. Lorenzen und Lorenzenkogels notwendig.

III. Das Profil Reinberg—Voraubachtal—Steinbachgraben

(Abb. 2)

Dieses Profil folgt dem Tallauf des Voraubaches und Steinbachgrabens von Reinberg ausgehend. Es setzt sich aus zwei Teilen zusammen. Der erste Profilabschnitt über Reinberg ins Gebiet der beiden Ofenbachgräben streicht WNW—ESE. Der zweite Profilabschnitt von Kottingsdorf über die Kote 552 (= Einmündung des Steinbachs in den Voraubach) bis zur Hummelmühle im Steinbachgraben streicht NNE—SSW.

Die Gesteine weisen im Durchschnitt NW—SE-Streichen auf und fallen mit ca. 45° gegen SW ein. Die Faltenachsen tauchen im Mittel mit 30—40° gegen 230° ein.

In petrographischer Hinsicht umfaßt das Profil eine Serie von Hornblendegneisen, die in engster Verbindung mit Amphiboliten stehen. In diese eingeschaltet findet man Lagen grobschuppiger Granatglimmerschiefer. Im südlichsten Bereich (im Gebiet des Steinbaches) kommen noch „Pegmatite“ hinzu. Für diese so zusammengesetzte, durch die „allgemeine Verbreitung von Hornblende“ charakterisierte Gesteinsserie in der Umgebung von Vorau prägte R. SCHWINNER (1932, p. 344) den Begriff „Vorauer Serie“. Er stellte dieser die petrographisch anders ausgebildeten „Tommerschiefer“ des nördlich gelegenen Gebietes gegenüber.

In den Gesteinsserien dieses Profils können häufig Phyllonithorizonte angetroffen werden. Der mächtigste Zug eines solchen Phyllonits ist aus dem Sauhaltgraben über die Brandleiten bis nördlich der Lehnermühle (auf der rechten Talflanke des Voraubaches) zu verfolgen. Die mögliche Beziehung dieser mächtigen Phyllonisationspartie zur Südgrenze der Wechsel-einheit soll noch diskutiert werden. Die Gesteinsserie südlich dieses Horizonts, im folgenden auch kurz südlicher Bereich bezeichnet, ist etwas bunter zusammengesetzt. Es finden sich vor allem wesentlich häufiger Lagen grobschuppiger Glimmerschiefer. Dazu kommt das häufige Auftreten von „Pegmatitgängen“ sowie eine pegmatoide Durchtränkung der Glimmerschiefer. Daß in dem vorliegenden Profilabschnitt (Abb. 2) nur zwei solcher Glimmerschiefer aufscheinen, liegt daran, daß sie im Streichen nicht anhalten und geringmächtige Lagen nicht dargestellt werden konnten. In einem Schnitt durch die Straßenaufschlüsse zwischen Kote 552 und Vorau würden diese Glimmerschiefer wesentlich mächtiger entwickelt erscheinen.

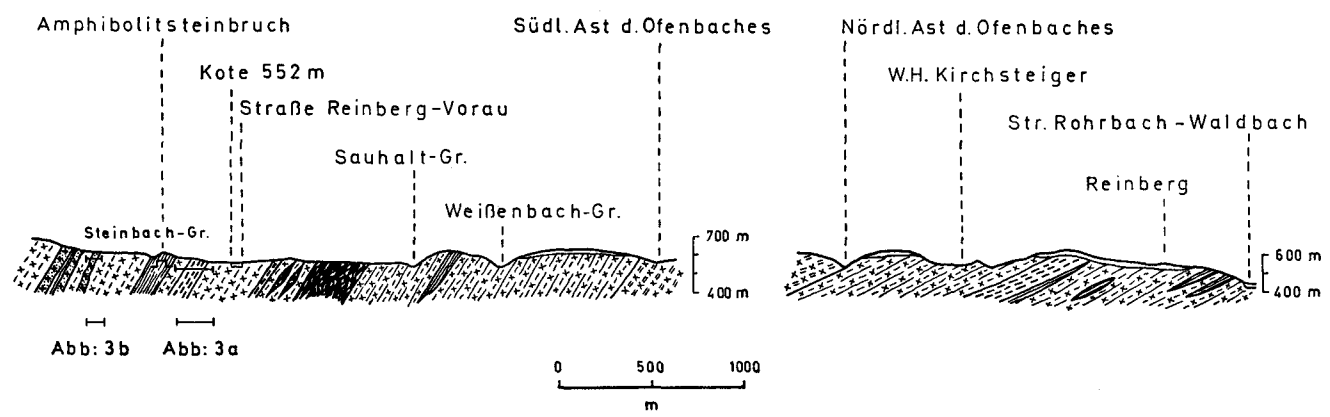
Ein weiterer wesentlicher Unterschied in der Entwicklung der Kristallin-serien N und S des mächtigen Phyllonithorizonts liegt auch in der Ausbildung der Hornblendegneise und Amphibolite. So zeigen sie im S-Abschnitt durchwegs ihre hochmetamorphe Gesteinstracht. In guten Aufschlüssen lassen sich Bänder-, Faltungs- und Schlierenstrukturen erkennen wie sie für hochmetamorphe Gesteine dieser Art charakteristisch sind.

Abb: 2

SSW

NNE WNW

ESE



- 
1
- 
1a
- 
2
- 
3
- 
4
- 
5
- 
6

Leitner 70

Abb. 2: Profil Reinberg — Voraubachtal — Steinbachgraben. — 1 Hornblendegneise, 1a stark diaphthoritische Hornblendegneise, 2 Amphibolite, 3 Hornblendegneise und gebänderte Amphibolite im Bereich des Ofenbaches, 4 grobschuppige Granat-Biotitglimmerschiefer, 5 pegmatoide Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzgänge, 6 Phyllonite.

Die Gesteine des nördlichen Abschnitts haben eine intensivere jüngere Überarbeitung des metamorphen Mineralbestandes erfahren und sind dadurch feinkörniger und schiefriger entwickelt. In ihnen stecken jedoch noch Reliktpartien, die die ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich zur Schau stellen. Ein solches Relikt von kartierbarer Dimension ist im Bereich der Ofenbachgabelung zu beobachten. Es handelt sich dort um Hornblendegneise mit zahlreichen Amphibolitlagen. Die oben erwähnten Strukturen sind ebenfalls zu beobachten.

Die Gesteine südlich des Phyllonithorizonts

Die Gesteine des südlichen Profilabschnitts sind zur Zeit vorzüglich in Aufschlußgruppen und Steinbrüchen im Steinbachgraben zu studieren (Abb. 3a, b).

Chloritführende Granat-Hornblendegneise und Granat-Bänderamphibolite.

Beide Gesteine sind im Gelände intensiv miteinander verknüpft, so daß von den Amphiboliten nur die mächtigeren Partien wie dies z. B. im nördlichen Steinbruch des Steinbachgrabens gegeben ist, ausgeschieden werden konnten.

Die Hornblendegneise unterscheiden sich in der Mineralzusammensetzung von den Amphiboliten vor allem durch das zusätzliche Auftreten von Quarz als Hauptgemengteil in Verbindung mit Plagioklas und Amphibol. Hiezu kommt noch Muskovit, der wiederum, wenn in größerer Menge vorhanden, die Verbindung zu Amphibol-führenden Glimmerschiefern herstellt.

Es handelt sich bei den Hornblendegneisen um dunkel- bis hellgrün-graue Gesteine. Der Farbton ist vom Verhältnis der felsitischen und mafitischen Mineralkomponenten abhängig. Bei sehr leukokraten Gesteinen, vor allem den muskovitreicheren Typen, lassen sich auf der Schieferungsfläche gut in B geregelte Amphibole beobachten. Zum überwiegenden Teil sind die s-Flächen eher schlecht ausgebildet. Mitunter ist das Gestein im Handstückbereich sogar richtig massig entwickelt. Als weiterer charakteristischer Gemengteil ist der Granat zu nennen. Er erreicht Korngrößen bis zu 1 cm. Millimeterdünne, s-parallele Quarzschlieren sind häufig im Querbruch zu beobachten.

Amphibol und Muskovit sowie etwas Chlorit bilden s-parallele Züge, die teilweise sogar als dichter Filz entwickelt sein können. In diesen Zügen stecken undulöse Quarze, Plagioklas und Stengel oder derbe Körner von Klinozoisit. Neben diesen amphibolreichen, melanokraten Lagen bildet Quarz mit wechselnden Mengen von Plagioklas, etwas Muskovit, Klinozoisit, Chlorit und vereinzelt Amphibolen leukokrate quarzreiche Lagen im mm-Bereich. Unabhängig von dieser lagigen Differenzierung sind dünne s-parallele Quarzschlieren eingeschaltet.

Amphibol ist idioblastisch bis hypidioblastisch entwickelt und besitzt im allgemeinen blasse Farben (x hellgelbgrün, y gelbgrün, z blaßblaugrün). Die Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ liegt bei $14-16^\circ$, vereinzelt reicht sie bis 18° . Alle Kristalle besitzen eine Trübung, die durch fein verteilte Umkristallisationsprodukte hervorgerufen wird.

Plagioklas — Der Plagioklasgehalt unterliegt sehr starken Schwankungen und kann in manchen Gesteinslagen völlig fehlen. Die Kristalle sind xenoblastisch ausgebildet und mit Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen gefüllt. Vereinzelt läßt sich polysynthetische Verzwilligung (Albit- und Periklingesetz) beobachten. Der Plagioklas kann völlig von Klinozoisit und Hellglimmer verdrängt werden, so daß von der eigentlichen Plagioklassubstanz nur mehr ein Albitkornpflaster übrig bleibt, das durch den Füllungsfilz hindurchschimmert.

Granat (Kg. bis 1 cm) ist idioblastisch entwickelt. Manchmal ist er von Einschlußmineralien (meistens Quarz, seltener Muskovit) so durchsiebt, daß nur mehr ein Granatskelett zu beobachten ist. Häufig ist er jedoch einschlußfrei anzutreffen. Er erscheint vielfach frisch, doch sind partielle Chloritisation bis vollständige Pseudomorphisierung festzustellen.

Chlorit (opt. positiv) besitzt eine blaßgrüne Farbe und ist kaum pleochroitisch. Die Interferenzfarben sind anomal graugrün.

Untergeordnet und akzessorisch treten auf: Titanit (häufig in Zügen), Apatit, Turmalin, Rutil und Erz.

W. TUFAR (1968 a) konnte in diesen Gesteinen als opake Komponenten Graphit sowie Spuren von Zinkblende, Kupferkies, Arsenkies und Molybdänglanz nachweisen.

In diesen Hornblendegneisen finden sich wie schon erwähnt zahlreiche Amphibolitlagen. Diese Einschaltungen stellen melanokrate (= amphibolreiche und quarzfreie) Lagen (im cm- bis Zehnermeterbereich) in den helleren quarzführenden Hornblendegneisen dar. Größere Amphibolitvorkommen wie etwa das im Steinbachgraben (nördlichster Steinbruch) führen in sich wiederum zahlreiche leukokrate Lagen, die dem Gestein die schon erwähnte Lagen-, Falten- und Schlierenstruktur verleihen. Es wurden daher diese Gesteine unter dem Begriff granatführende Bänderamphibolite zusammengefaßt. Die melanokraten eigentlichen Amphibolitlagen erreichen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit. Sie sind feinkörnig, besitzen eine dunkelgrüne Farbe und lassen sich parallel s gut in Platten aufspalten. Die s-Flächen dieser Platten sind manchmal mit 1—2 mm großen Chloriten belegt, welche als Mineralneubildungen an Bewegungsflächen zu betrachten sind.

Melanokrate Lagen

Der Amphibol bildet ein gut in s ausgerichtetes nematoblastisches Gefüge. Zwischen den Amphibolen stecken die xenoblastisch entwickelten Plagioklase. In dieses Gefüge sind Klinozoisite als derbe Körner und Stengel eingebaut. Chlorit, der nicht in jedem Dünnschliff anzutreffen ist, sproßt als junger Mineralbestand quer zu dem beschriebenen Gefüge.

Der Amphibol ist deutlich getrübt. Mitunter ist diese Trübe in einzelnen Abschnitten innerhalb eines Kristalls besonders intensiv. Es dürfte sich dabei um Umkristallisationsprodukte handeln. Der Amphibol ist idioblastisch bis hypidioblastisch entwickelt. Der Pleochroismus ist kräftig (x hellgelbgrün, y grün, z blaugrün). Die Intensität der Färbung schwankt zwischen zarten und satten Tönen.

Die Plagioklase weisen immer eine Fülle auf (fast ausschließlich Klinozoisit). Polysynthetische Verzwilligung findet sich selten.

Beim Chlorit handelt es sich um eine blaßgrüne, kaum pleochroitische Varietät mit anomal grüngrauen Interferenzfarben. Er entspricht dem Chlorit der Hornblendegneise.

In größeren Mengen tritt Titanit auf; mitunter sind richtige Titanitzüge entwickelt. Granat kann in einzelnen Lagen gehäuft vorkommen. Er ist idioblastisch entwickelt und läßt manchmal eine Verdrängung durch Chlorit bemerken. Quarz tritt als Gemengteil nur völlig untergeordnet auf.

Leukokrate Lagen

Die leukokraten Lagen weisen Mächtigkeiten von wenigen mm bis zu mehreren dm auf. Sie sind im allgemeinen scharf gegen die melanokraten Lagen abgegrenzt und bestehen aus xenoblastischem, etwas in s gelängtem Plagioklas und Quarz. Beide Gemengteile bilden zusammen eine granoblastisches Kornpflaster. Die Plagioklase sind vereinzelt polysynthetisch verzwilligt. Sie sind durchwegs mit Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen gefüllt.

In den leukokraten Lagen finden sich untergeordnet Chlorit, Serizit und Klinozoisit. Einzelne Amphibolstengel kommen vor allem in dünneren Lagen vor. Der Amphibol kann in mächtigeren Partien (dm-Bereich) völlig zurücktreten, dafür findet sich in diesen wieder sehr viel Granat. Dieser kann bis zu 20 vol-% erreichen. Er ist idioblastisch entwickelt, erlangt eine Korngröße von 0,1—0,5 mm und ist sehr arm an Einschlußmineralien.

In die Hornblendegneise, Bänderamphibolite und auch grobschuppigen Glimmerschiefer sind immer wieder stark durchbewegte s-parallele Horizonte eingeschaltet, in denen die Gesteine eine intensive Phyllonitisierung erfahren haben (z. B. untere Aufschlußgruppe im Steinbachgraben, Abb. 3a). Bei allen diesen Horizonten schwankt die Mächtigkeit im Streichen sehr stark. Ein solcher 2,5 m mächtiger Phyllonit, der aus einem Amphibolit hervorgegangen ist, steht im S-Abschnitt des schon erwähnten Amphibolitsteinbruchs im Steinbachgraben an.

Petrographisch handelt es sich bei diesem Gestein um einen Chlorit-Aktinolithschiefer, der megaskopisch einen „phyllitischen“ Habitus besitzt. Im Querbruch läßt sich ein dichter Filz von Amphibol erkennen. Die s-Flächen sind mit Chlorit belegt.

Beim Amphibol lassen sich deutlich zwei Generationen unterscheiden. Ein älterer, durchschnittlich feinkörniger Amphibol von blasser Farbe (z blaßblaugrün, $c \wedge z = 14-16^\circ$) ist etwas getrübt. Dieser wird von einem jüngeren, klaren farblosen Amphibol verdrängt (Abb. 8). Häufig umwächst der farblose den getrühten, pleochroitischen Amphibol, oder es finden sich in farblosen Amphibolkristallen noch fleckenförmig Relikte der 1. Generation. Es konnten jedoch auch Verdrängungsbilder beobachtet werden, bei denen die Umwandlung von einem Teil des Randes ins Zentrum vorschreitet und der ältere Amphibol auf den übrigen Rand beschränkt bleibt. Auf diese Art entsteht „inverser Zonarbau“, der eine umgekehrte Generationsabfolge vortäuscht. Die Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ des farblosen Amphibols (= 2. Generation) liegt bei $15-17^\circ$. Es dürfte sich um das Mg-reiche Endglied Tremolit der Aktinolithreihe handeln. Zusammen mit Chlorit bildet er den Mineralneubestand des Gesteins.

Der Chlorit ist blaßgrün bis völlig farblos und läßt kaum einen Pleochroismus erkennen. Er besitzt anomal gelbgraue Interferenzfarben und opt. positiven Charakter. Es handelt sich um denselben Chlorit, der auch in den Hornblendegneisen und Amphiboliten vorkommt. Er dürfte der Pennin-Reihe angehören.

Grobschuppige Granat-Biotit-Muskovit- Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise.

In diese eben beschriebene Serie von Hornblendegneisen und gebänderten Amphiboliten sind eine Reihe von grobschuppigen Glimmerschiefern eingeschaltet. In diesem Profilabschnitt liegt allerdings nur eine einzige ca. 60 m mächtige Lage, die im Detail in Abb. 3 a dargestellt ist.

Was an diesen Gesteinen sofort auffällt, ist die Durchtränkung mit einem pegmatoiden Leukosom. Dieses setzt sich aus Quarz und Plagioklas zusammen. In Abb. 3a sind jene Partien besonders gekennzeichnet, in denen dieses Leukosom sehr intensiv in Erscheinung tritt, während es auch sonst nie ganz fehlt, jedoch als solches nicht deutlich zu erkennen ist. Das Gestein sticht von den Hornblendegneisen auch durch seine 3—5 mm großen Muskovite und Biotite ab, die die s-Flächen belegen. Vielfach verleihen bis zu 1 cm große Granate den Schieferungsflächen ein knotiges Aussehen.

Das Gestein wird von den Mineralien Quarz, gefülltem Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat und in zurücktretendem Maße von Amphibol und Klinozoisit aufgebaut. Akzessorisch treten Apatit (häufig) mit Zirkon, beide als Einschlüsse im Biotit, sowie Epidot mit Klinozoisitkranz und Erz auf.

Chlorit tritt nur in etwas intensiver durchbewegten Lagen auf. Er verdrängt den Granat und Biotit.

Das Gestein besitzt ein streng ausgerichtetes s-Gefüge von Amphibol-Muskovit- und Biotitzügen mit oder ohne Chlorit. Die Glimmer sind postkristallin deformiert. Zwischen den Glimmerzügen befindet sich ebenfalls lagig angeordnet Quarz und Plagioklas. Bei Gesteinen mit deutlich pegmatoider Durchtränkung nehmen die Quarze und Plagioklase an Korngröße zu. Die sonst streng geregelten Glimmer- und Amphibolzüge lösen sich in locker angeordnete unzusammenhängende, s-orientierte Aggregate auf.

Plagioklas ist xenoblastisch ausgebildet. Er ist durchwegs gefüllt. Als Füllungsmineralien treten entweder nur Klinozoisit oder Klinozoisit und Hellglimmer zusammen auf. Sehr häufig ist zu beobachten, daß diese Fülle nur auf Kernpartien der Plagioklase beschränkt, die Hülle hingegen völlig mikrolithenfrei ist. Dies könnte auf ehemals normalzonar aufgebaute Kristalle mit einer Hülle von Albit hinweisen. Es konnte auch in einem Falle noch ein schwacher Zonarbau festgestellt werden.

Der Plagioklas, er liegt jetzt als Albit vor, ist durchwegs polysynthetisch verzwillingt, wobei häufig zwei praktisch aufeinander senkrecht stehende Gesetze (Albit- und Periklingesetz) vorkommen.

In einigen Kristallen konnten neben Füllungsmikrolithen tropfenförmige Quarzeinschlüsse (Dihexaederquarze) beobachtet werden.

Quarz ist ebenfalls xenoblastisch entwickelt und löst durchwegs undulös aus. Die Kristalle stoßen mit glatten bis leicht verzahnten Korngrenzen aneinander. Sie lassen immer eine Auslängung in s erkennen.

Biotit besitzt eine intensiv rotbraune Farbe (x' blaßgelb, z' rotbraun). Die großen Schuppen sind stark ausgefranst; an ihre Ränder sind Erzausscheidungen gebunden. Als Einschlußminerale finden sich Apatit und Zirkon. Biotit tritt in Verwachsungen mit Amphibol sowie Muskovit auf.

Amphibol tritt quantitativ völlig in den Hintergrund, fehlt jedoch nie. Es handelt sich um getrüben blaugrünen Amphibol (x farblos, y blaßgrün, z blaugrün). Die Kristalle erscheinen korrodiert. Das Auftreten des Amphibols ist durchwegs an Biotit gebunden.

Muskovit bildet ebenso große Schuppen wie Biotit. Auch an seine Ränder und Spaltflächen sind Erzausscheidungen geknüpft.

Granat erreicht bis zu 1 cm Korngröße tritt häufig frisch auf, mitunter ist er jedoch bis auf wenige Relikte von Chlorit verdrängt.

Chlorit geht nicht nur aus dem Granat hervor, sondern ersetzt manchmal in den Glimmerzügen auch den Biotit, wobei dieser noch in einzelnen Relikt-lamellen nachzuweisen ist. Es handelt sich um eine opt. positive Varietät von intensiv grüner Farbe (x' blaßgrün, z' grün) und anomal blauen Interferenzfarben.

Phengit-Plagioklas-Quarzschiefer

Im Straßenaufschluß des unteren Steinbachgrabens (Abb. 3 a, 130 bis 140 m) findet sich eine Lage von grobschuppigem Phengit-Plagioklas-Quarzschiefer, der gegen das Liegende in einen Phyllonit übergeht. Das Gestein entspricht in seinem Habitus den grobschuppigen Glimmerschiefern, führt jedoch an Stelle von Biotit und Muskovit einen makroskopisch intensiv grünen Hellglimmer, der sich nach näherer Untersuchung als Phengit erwies.

Das Gestein wird von Phengit, gefülltem Plagioklas und Quarz aufgebaut. Als Nebengemengteil tritt Epidot hervor.

Phengit besitzt einen schwachen Pleochroismus (x' farblos, z' blaßgrün). $2V_x = 33^\circ$ (Zum Vergleich: farbloser Muskovit der grobschuppigen Glimmerschiefer $2V_x = 35,2^\circ$). Lichtbrechungsmessung mittels Immersionsmethode ergab für $n_y = 1,612$ und für $n_z = 1,615$.

Plagioklas besitzt eine lockere Fülle von überwiegend Hellglimmer. Mitunter treten auch füllungsfreie Porphyroblasten (An_0) auf. Polysynthetische Verzwillingung ist anzutreffen.

In dem Gestein sind Muskovit, rotbrauner Biotit sowie Chlorit nicht anzutreffen.

Bei röntgendiffraktometrischen Untersuchungen an den grünen Hellglimmern zeigt sich, daß die gemessenen d-Werte sehr gut mit denen von M. D. FOSTER et al. (1960) an eisenreichen muskovitischen Glimmern ermittelten übereinstimmen (Tab. 4). Auch die für n_y und n_z ermittelten Lichtbrechungswerte liegen deutlich höher als bei Muskovit.

hkl	d Å	d Å (FOSTER et al. 1960)
114	3,508	3,501
114	3,201	3,208
025	2,995	2,993
115	2,865	2,864
008	2,489	2,486

Tab. 4: d-Werte der Röntgendiffraktometeraufnahme (Cu α -Strahlung, $\lambda = 1,5405$, $1/8^\circ$ je min.) an Phengit sowie Vergleichswerte von M. D. FOSTER et al. (1960).

Wie schon erwähnt sind auch in den Glimmerschieferkomplexen Phyllonite anzutreffen. Die mächtigsten, die aus solchen Glimmerschiefern hervorgegangen sind, sind im westlichsten der beiden an der Straße zwischen Lehnermühle und Voraü gelegenen Steinbrüche erschlossen. An den Gesteinen sind bereits makroskopisch zwei Hellglimmergenerationen zu erkennen. Großen, stark deformierten Muskovitschuppen steht ein feinschuppiger, blaßgrüner Serizitbelag (? Phengit) gegenüber. Granat ist teilweise chloritisiert. Biotit ist praktisch völlig in Chlorit umgesetzt worden. Neben klaren Albitblasten finden sich noch deformierte gefüllte Altbestandsplagioklase.

Pegmatoider Alkalifeldspat-Plagioklas- Quarzgänge

Sehr charakteristisch für die eben beschriebene Gesteinsserie sind zahlreiche „Pegmatitgänge“ welche entweder s-parallel oder diskordant zu s eingeschaltet sind. Sie streichen durchwegs NW—SE. Ihre Mächtigkeit differiert von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Zehnermetern (z. B. aufgelassener Steinbruch im Steinbachgraben sowie im Aufschluß der Abb. 3 b).

Es handelt sich um ein helles, grobgemengtes Gestein bestehend aus Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat und mehreren cm großen, stark deformierten Muskoviten. Untergeordnet treten Epidot, Granat und Apatit (W. TUFAR 1968 a) auf.

Im Löffelgraben, einem Seitengraben des Steinbaches führt ein solcher Pegmatitgang eine goldhaltige Arsenkiesvererzung, die kurzzeitig beschürft wurde.

Über den Modalbestand der Gesteine unterrichtet die Tab. 5. Das Mengenverhältnis von Feldspat zu Quarz liegt bei 3 : 2 bis 3 : 1. Der Alkalifeldspat erreicht im Gestein bis ca. 15 vol-%, kann jedoch in Proben bis zu 0% absinken. Der Plagioklas besitzt die absolute Vormacht.

	I	II
Quarz	26,9	34,3
Plagioklas *)	65,9	41,3
Alkalifeldspat	5,2	13,8
Muskovit	2,0	10,1
Akz.	Spuren	0,5
	100,0	100,0

Tab. 5: Modalbestand der pegmatoiden Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzgänge in vol-%.

*) Die Füllungs- und Einschlußminerale im Plagioklas wurden bei der Zählung nicht berücksichtigt.

I Aufschluß an der Güterweggabelung unmittelbar N der Hummelmühle (Steinbachgraben).

II Steinbachgraben, Straßenaufschluß ca. 140 m S von Bildstock.

Dem Gestein ist eine Schieferung aufgeprägt, die jedoch in den mächtigeren Gängen nur sehr schwach in Erscheinung tritt, jedoch nie ganz fehlt. Die s-Flächen sind uneben entwickelt und führen einen feinen Serizitbelag.

Das Gestein besitzt ein richtungslos körniges Gefüge, bestehend aus den xenoblastisch entwickelten Mineralien Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Quarz bildet ein Kornpflaster, in dem die Großkristalle Plagioklas und Alkalifeldspat stecken. Muskovit belegt die s-Flächen, wobei stark gequälte 1—2 mm große Muskovitschuppen (= ältere Generation) und feinschuppige Serizitzüge als jüngere Muskovitgeneration beobachtet werden können. Auch die anderen Mineralien zeigen deutliche Spuren einer starken postkristallinen Deformation. So sind die Zwillinglamellen der Plagioklase verbogen, der Alkalifeldspat weist eine Zerbrechung auf, und Quarz zerfällt in stark undulöse Kristalle des Altbestandes und ein kleinerkörniges Quarzrekristallit.

Plagioklas (Albit) erreicht eine Korngröße von 0,5 bis 5 mm. Er besitzt eine echte Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit. Mitunter lassen die Mikrolithen eine Regelung nach den beiden Hauptspaltrichtungen erkennen.

Der Anorthitgehalt der Kristalle liegt zwischen 0 und 7%. Er entspricht jedoch auf Grund der Fülle nicht mehr dem primären Chemismus. Als Gesetze der polysynthetischen Verzwilligung konnten das Albit- und Periklingesetz, die häufig an ein und demselben Kristall auftreten, bestimmt werden.

Alkalifeldspat (Kg. 3—20 mm): Es handelt sich um einen Mikrolin mit gut ausgeprägter Gitterung. Häufig tritt eine sekundäre Perthitisierung auf; es finden sich Fleckenperthite bis reine Schachbrettalbite. W. TUFAR (1968 a, Abb. 12 und 13) erwähnt orientierte Verwachsungen mit Quarz.

Als Einschlußminerale sind Muskovit und Quarz anzutreffen. Besonders bemerkenswert ist das Auftreten von dihexaedrischen Quarzeinschlüssen (Kg. 0,15—0,2 mm; Abb. 9).

R. SCHWINNER (1932) bezeichnete diese Gesteine als Albitite. W. TUFAR (1968 a) spricht von Albitpegmatiten. Beide Bezeichnungen erscheinen mir nicht günstig. Bei der Benennung dieser Gesteine sind folgende Tatsachen beachtenswert. Das Gestein besitzt einen pegmatoiden Habitus. Der Chemismus des gegenwärtigen Plagioklases, er liegt jetzt als Albit vor, entspricht nicht seiner ursprünglichen Zusammensetzung wie die Füllungsminerale anzeigen. Es dürfte sich vielmehr um ein etwas basischeres Glied — vermutlich Oligoklas — gehandelt haben. Neben dem Plagioklas tritt primär, wenn auch mengenmäßig in zurücktretendem Maße, Alkalifeldspat auf. Das dieser jetzt vielfach als Schachbrettalbit vorliegt, dürfte die Folge einer jüngeren metamorphen Überprägung sein. Ich schlage daher für diese Gesteine die Bezeichnung „Pegmatoide Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzgänge“ vor.

In dem in Abb. 3 b gezeigten Gang stecken 3 Nebengesteinskörper, wobei zwei als Gesteinsbänke parallel dem Nebengesteins-s gelagert erhalten sind, während eine Scholle quer liegt. Das Gestein besitzt eine gelbgrüne Farbe. Es läßt im Querbruch keine deutliche Schieferung erkennen. Das Gestein setzt sich aus Muskovit, Klinozoisit und Amphibol zusammen. Daneben findet sich etwas Quarz, Titanit und von Muskovit und Klinozoisit stark überwuchertes Albit. Der Amphibol erscheint stark getrübt. Es dürfte sich bei diesen Gesteinen um intensiv umgewandelte Amphibolite handeln.

Der mächtige Phyllonithorizont im Sauhaltgraben und in der Brandleiten

Im Bereich des Sauhaltgrabens und in der Brandleiten konnte ein zirka 100—150 m mächtiger Phyllonithorizont (Abb. 2) beobachtet werden. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um dieselben phyllonitischen Typen wie sie südlich von diesem Horizont bereits beschrieben wurden. Es zeigt sich, daß Hand in Hand mit der intensiven Verschieferung die Gesteine auch von einer rückschreitenden Metamorphose ergriffen wurden, so daß der ursprüngliche Mineralbestand nur mehr an einigen Relikten zu erkennen ist. Als widerstandsfähigstes Altbestandsrelikt erweist sich der Granat.

Ein Teil der Gesteine liegt jetzt als Chlorit-Serizitphyllite vor. Am Weg, der aus dem Sauhaltgraben zum „Hl. Kreuz“ führt, findet sich in einer Höhe zwischen 580 und 600 m auf den s-Flächen solcher Chloritserizitphyllite bis 2 cm große farbenförmig gesproßte Amphibole.

Die Gesteine nördlich des Phyllonithorizonts

Die Gesteinsserie des Profilabschnitts nördlich dieses mächtigen Phyllonithorizonts unterscheidet sich insofern nicht wesentlich vom südlichen Abschnitt, als auch sie im Hauptanteil von Hornblendgneisen und Amphiboliten aufgebaut wird. Die Hauptmasse der Gesteine läßt jedoch eine wesentlich intensivere Diaphthoritisierung erkennen. Diese hat an den Gesteinen eine bereits makroskopisch erkennbare Kornverkleinerung hervorgerufen. Die Gesteine haben dadurch auch ein sehr gleichförmiges Aussehen erhalten. Die sonst gut beobachtbaren Amphibole sind in diesem Profilabschnitt oft mit dem freien Auge schwer zu erkennen. Im Dünnschliff ist die Diaphthorese in ihren verschiedensten Stadien zu studieren, wobei vor allem der starke Korngrößenunterschied zwischen Mineralalt- und -neubestand bei Muskovit und Quarz hervorsticht. Es handelt sich um ganz dieselben Diaphthoreseerscheinungen, die bereits an den Gesteinen des Steinbachgrabens beschrieben wurden, nur daß hier die Gesteine eine intensivere Umprägung erfahren haben.

Aufschlüsse, an denen diese Gesteine leicht zugänglich studiert werden können, befinden sich hinter der Winklermühle und im Felssporn ihr gegenüber sowie in einem verwachsenen Steinbruch an der Vorauer Straße S von Reinberg.

Die starke Diaphthorese hat jedoch die Gesteinsserie nicht lückenlos erfaßt, so daß einzelne Partien verschiedenster Größenbereiche ihren hochmetamorphen Charakter wie im Steinbachgraben noch bewahrt haben. Eine solche Scholle von kartierbarer Dimension befindet sich im Bereich des Ofenbaches, SE von Kottingsdorf. Es handelt sich um gebänderte Amphibolite und Hornblendgneise mit Falten- und Schlierenstrukturen.

Das völlige Zurücktreten pegmatoider Gänge in diesem Profilabschnitt bedingt eigentlich den einzigen Unterschied zum Südabschnitt des Profils, der nicht mit der im nördlichen Bereich stärker wirkenden Diaphthorese in

Zusammenhang gebracht werden kann. Nur ein einziger Lesestein eines pegmatitischen Gesteins konnte im linken Ofenbacharm aufgefunden werden.

Wie im Profil Bruck a. d. Lafnitz gegen den Hochwechsel lassen sich auch in diesem zweiten weiter südlich gelegenen Schnitt (Reinberg — Voraubachtal — Steinbachgraben) an den Gesteinen zwei metamorphe Geschehen ablesen. Die Gesteine werden auch hier von einem metamorphen Mineralalt- und -neubestand aufgebaut.

Bei den Hornblendegneisen und Bänderamphiboliten zeigen die gefüllten Plagioklase an, daß es sich hier um ehemals hochmetamorphe Gesteine (der Amphibolitfazies) gehandelt haben muß, in denen An-reichere Plagioklase als die gegenwärtig vorliegenden Albite bestandsfähig gewesen sind. Ein weiteres Merkmal für ihre hochmetamorphe Bildung ist in der Bänder- und Schlierenstruktur zu sehen. Sie läßt sich als synkinematische metamorphe Differentiation in ein Quarz-Plagioklas-Leukosom und in ein Hornblende-reiches Melanosom erklären.

Der heute vorliegende Mineralbestand dieser Gesteine ist jedoch überwiegend durch eine schwachtemperierte jüngere Metamorphose geprägt. Hierher gehören die Ausbildung der gefüllten Plagioklase, die Bildung trüber aktinolithischer Amphibole bis zur Bildung von farblosem Aktinolith, sowie die Chloritisation von Granat.

Dem hochmetamorphen Altbestand der grobschuppigen Granat-Biotit-Muskovit-Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise gehören Granat, grobschuppiger brauner Biotit und Muskovit an. Plagioklas (An-Gehalt ehemals $>$ Albit) und Quarz bilden zusammen ein pegmatoides Leukosom. Dieses zeigt an, daß die Gesteine ebenso wie die Hornblendegneise und Amphibolite unter den Bedingungen einer beginnenden Migmatitisierung gebildet wurden.

Die jüngere schwachtemperierte Metamorphose rief in diesen Gesteinen eine Füllung der Plagioklase, eine Chloritisierung der Granaten und Biotite, eine Rekristallisation des Muskovits (Serizit) und Quarzes sowie eine Ausbildung von aktinolithischem Amphibol hervor.

Die Bildung von Phengit aus Biotit-Muskovit-Plagioklasglimmerschiefern ist ebenfalls als ein Produkt dieser jüngeren Metamorphose zu betrachten. Beispiele für analoge Phengitbildung durch retrograde Metamorphose gibt B. VELDE (1965).

Ein weiteres Produkt der retrograden Metamorphose dürfte der von W. TUFAR (1968 a, b) beschriebene Fuchsit vom Puchegg bei Vora darstellen. Dieser steht in Verbindung mit Chrom-Biotit-führenden Gesteinen.

Auch an den pegmatoiden Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzgängen läßt sich die junge retrograde Metamorphose nachweisen. Der Plagioklas liegt jetzt als reiner Albit vor und enthält die Füllungsmineralien Serizit und Klinozoisit. Der Alkalifeldspat hat eine sekundäre Perthitisierung erfahren. Neben den großen Altbestandsquarzen treten feinkörnige rekristallisierte Quarze auf. Ebenso wurde Muskovit an Schieferungsflächen zerrieben und belegt jetzt als Serizit die s-Flächen.

Die Entstehung dieser pegmatoiden Gänge dürfte mit der Bildung der gebänderten Amphibolite und Hornblendegneise und der pegmatoiden Durchtränkung der grobschuppigen Glimmerschiefer in Zusammenhang stehen. Jene Gesteine besitzen allerdings ein Plagioklas-Quarz-Leukosom, während die „Pegmatite“ doch auch Alkalifeldspat führen. Die Plagioklasentwicklung in den pegmatoiden Gängen und im pegmatoiden Leukosom der grobschuppigen Glimmerschiefer ist vollständig ident. Da es sich jedoch bei den „Pegmatiten“ um ein gangförmiges Gesteinsvorkommen handelt, ist zu erwarten, daß sie in ursprünglich etwas tiefergelegenen Bereichen, bei etwas höheren Bildungsbedingungen und aus vielleicht chemisch anders zusammengesetzten Gesteinen mobilisiert wurden. Die Platznahme erfolgte in einem höher gelegenen Stockwerk.

Als gesichert kann angenommen werden, daß diese pegmatoiden Gesteine in keiner Weise mit der jungen Albitisation, welche in den nördlichen Abschnitten der Wechseleinheit auftritt, in Verbindung steht. Auf diese Tatsachen wies W. TUFAR (1968 a) allein schon auf Grund der unterschiedlichen Plagioklasentwicklung hin.

IV. Die Südgrenze der Wechseleinheit

Im Gegensatz zur klaren tektonischen Abgrenzung der Wechseleinheit im Westen, Norden und sofern nicht tertiärverhüllt auch im Osten, ist die S-Abgrenzung durch das Fehlen trennender Permomesozoika problematisch.

Der letzte Ausläufer des Permomesozoikums, das im Westen die Wechseleinheit gegen das hangende Kristallin des Stuhlecks (Unterostalpin s. str.) trennt, endet N des Tommergipfels, SE von Waldbach wie die jüngste Aufnahme von G. HUSKA (1968, 1970) gezeigt hat. Auf der tektonischen Karte von H. MOHR (1912) verläuft die weitere Grenzlinie über den Tommergipfel in SE-Richtung durch den Ort Voraubachtal.

Im Bereich des Tommer-Nordhanges weisen die Gesteine im weiteren Grenzbereich eine sehr starke Phyllonisation auf. Forstwegaufschlüsse lassen extrem verschieferte Abkömmlinge von Granatglimmerschiefern und Amphiboliten erkennen.

In dem bearbeiteten Profil Reinberg — Voraubachtal — Steinbachgraben (Abb. 2), durch das diese bedeutende tektonische Grenze auf Grund des regionalen Streichens durchziehen sollte, bietet sich als einziger Horizont,

dessen tektonische Gesteinbeschaffenheit mit der im Bereich des Tommer-Nordhanges vergleichbar ist, der mächtige Phyllonithorizont, der aus dem Sauhaltgraben über die Brandleiten zieht, an. Das Streichen der Gesteine weist auch ziemlich genau in Richtung Tommer.

Die Erkennung dieser Deckengrenze wird durch den Umstand erschwert, daß hier Kristallinserien mit sehr ähnlicher petrographischer Zusammensetzung aneinander stoßen. Der Hauptunterschied liegt hier nicht im primären Ausgangsmaterial der Gesteine, sondern im unterschiedlichen Grad einer jüngeren metamorphen Überarbeitung. Diese hat die Gesteine der tektonisch tieferen Wechseinheit intensiver betroffen als die tektonisch höheren unterostalpinen Serien. Jedoch auch in der unterostalpinen Einheit sind diese Diaphthoreseerscheinungen, die die jüngere Metamorphose hervorgerufen hat, überall gegenwärtig.

In einem NNW-gerichteten Schnitt durch den NE-Sporn der Zentralalpen ergibt sich eine Mindestüberschiebungswerte der Unterostalpinen Einheit (s. str.) über die Wechseinheit von der in diesem Profil fixierten S-Grenze bis zur N-Grenze des Unterostalpins von ca. 30 km.

V. Überblick über die Entwicklungsgeschichte der Gesteine der Wechseinheit

Drei Gesteinsserien bauen die Wechseinheit auf. Es sind dies das metamorphe Permomesozoikum, der Komplex der Wechselschiefer und die Serie der Wechselgneise. Die Wechselgneise stehen im südlichen Bereich des Wechselfensters mit einem diaphthoritischen Kristallin, der Kristallinserie von Waldbach, in Verbindung.

Die weiteste Verbreitung, wie der Abb. 4 zu entnehmen ist, finden die Gesteine der Serie der Wechselgneise. Bei ihnen handelt es sich um Gesteine mit einem metamorphen Mineralbestand der schwächsttemperierten Grünschieferfazies (Abb. 5). Im südlichen Abschnitt des Wechselfensters, im Bereich der punktierten Linie von Abb. 4, entwickeln sich die Wechselgneise in der hier beschriebenen Weise (p. 31 und Tab. 3) allmählich durch Diaphthorese aus einem ehemals höhermetamorphen Kristallinkomplex. Es handelt sich demnach bei den Wechselgneisen und den in ihnen eingeschalteten Grünschiefern um Diaphthorite. Die Diaphthorese hat regional betrachtet im nördlichen Abschnitt der Wechseinheit am intensivsten gewirkt, so daß es dort zu einer praktisch vollständigen Auslöschung reliktscher Altbestandsminerale (z. B. Granat) gekommen ist, wie die Untersuchungen im Raume von Trattenbach ergeben haben. Gegen Süden nimmt die Intensität dieser Diaphthorese ab (Abb. 5). Die ursprüngliche ältere Metamorphose dieser Gesteine läßt sich aufgrund von Mineral- und Formrelikten der Amphibolitfazies zuordnen.

Der alte Kristallinkörper der Wechseleinheit, der sich jetzt aus Wechselgneisen und Waldbacher Kristallinserie zusammensetzt, war vor der Diaphthoritisierung gesteinsmäßig nicht einheitlich aufgebaut. Die Ausgangssteine der Serie der Wechselgneise, Granat-Biotit-Plagioklasglimmerschiefer bis -gneise und teils granatführende Amphibolite, nahmen den nördlichen Abschnitt ein. Südlich schalteten sich Granite ein. Solche jetzt als Gneise vorliegende Körper sind aus dem Raume von Feistritzwald (H. P. CORNELIUS 1936, W. VETTERS 1969), aus dem Gebiet von Waldbach — Mönichwald (G. HUSKA 1968, 1970), südlich von Bruck a. d. Lafnitz (H. HOLZER 1960) und N von Friedberg (H. MOHR 1913) bekannt geworden. Der südlichste Abschnitt setzt sich dann aus einer Hornblende-gneis-Amphibolitserie mit vereinzelt Einschaltungen von Granat-Biotit-glimmerschiefern zusammen.

Das so aufgebaute „alte Kristallin“ im Bereich des Wechselfensters hat nicht zuletzt durch das Auftreten von Mikroclin-Granitgneisen eine weitgehend analoge Zusammensetzung wie die Kristallinserien des unterostalpinen Rahmens (= Grobgnaisseurien). Der heute bestehende Unterschied zu den Grobgnaisseurien, der sich am stärksten im Vergleich mit Gesteinen des nördlichen Abschnitts des Wechselfensters manifestiert, ist hauptsächlich durch die unterschiedlich starke jüngere metamorphe Überarbeitung bedingt.

Der nördliche Teil der Wechseleinheit trägt einen Schichtstoß von Phylliten der beiden Serien der Hangenden und Liegenden Wechselschiefer (Abb. 4). Ihr liegender Anteil besteht aus dunklen Phylliten, Quarzphylliten, Graphitschiefern und graphitischen Albitschiefern. Diese Gesteine gehen über ein markantes Phyllitband in Grauwackenphyllite und Phyllite mit basischer tuffogener Beimengung (= Serie der Hangenden Wechselschiefer) über. Bei diesem Phyllitkomplex dürfte es sich wahrscheinlich um eine altpaläozoische Schichtfolge handeln (P. FAUPL 1967).

Zwischen Wechselschiefern und den sie unterlagernden Wechselgneisen muß präalpidisch ein Metamorphosehiatus bestanden haben, der dann durch die nochmalige (alpidische) Überarbeitung in den Wechselgneisen durch regressiv und in den Wechselschiefern durch progressive Metamorphose weitgehend ausgeglichen wurde.

Die permomesozoischen Schichtglieder am Westrande des tektonischen Fensters transgredieren im N-Abschnitt des Wechsels über den Wechselschiefern, im S-Abschnitt hingegen über der Kristallinserie von Waldbach (Abb. 4). Da das Permomesozoikum die präpermischen Serien diskordant überlagert, ist in diesem Gebirgsabschnitt eine präpermische Faltungsphase belegt.

Das Alter der jungen Metamorphose, die in den untersuchten Profilen die Diaphthorose der Gesteine bewirkte und die Wechselschiefer und das Permomesozoikum progressiv metamorphisierte, ist gerade durch die Umprägung des Mesozoikums als alpidisches Metamorphosegeschehen ausgewiesen (H. WIESENER 1963). Die Mineralassoziationen belegen Metamorphosebedingungen der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies.

Es ist wahrscheinlich, daß die alpidische Metamorphose im unterostalpinen Kristallin und in der Wechseleinheit gleichzeitig gewirkt hat, da ihre Erscheinungen in beiden Stockwerken die gleichen sind, nur daß mit zunehmender Deckenteufe die Kristallisationsintensität zugenommen hat. Durch das Vorhandensein von nichtmetamorphen Obereozänablagerungen auf Grobgnesserie im Raume von Kirchberg am Wechsel, kann, zumindest für das unterostalpine Kristallin, mit Sicherheit ein höheres Metamorphosealter als das der Tauernkristallisation, welches durch die Abkühlungsalter um 20 Millionen Jahre charakterisiert ist, erwartet werden.

Nähere Angaben über das Alter der hochtemperierten alten Metamorphose (Amphibolitfazies) lassen sich nicht machen, außer daß sie sicher voralpidisch gewirkt hat.

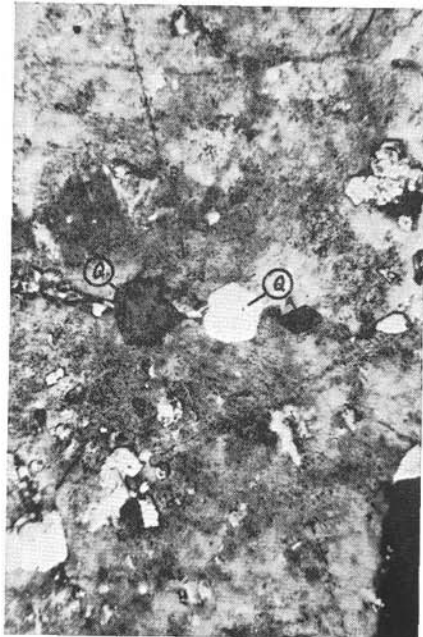
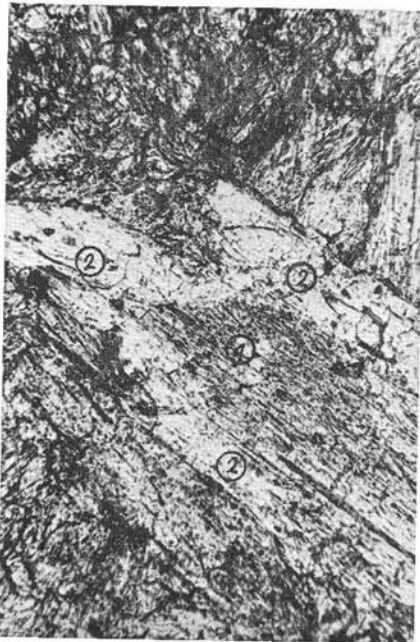
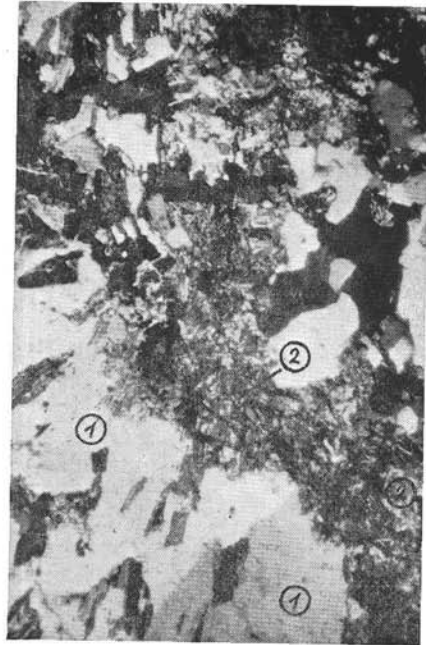
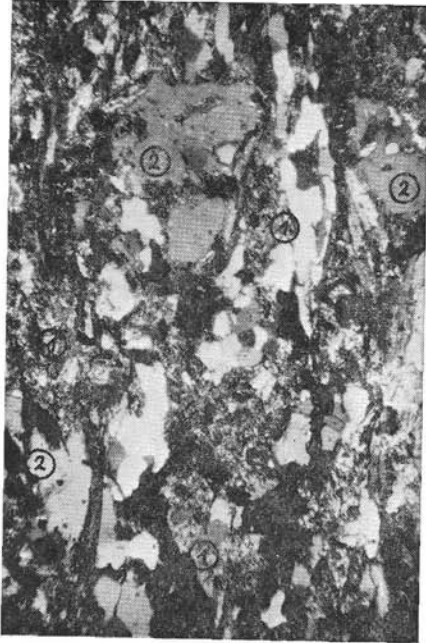
VI. LITERATUR

- Angeiras, A. G.: Geology of Kirchberg am Wechsel and Molz Valley Areas (Semmering Window) Lower Austria. — Jb. Geol. B.-A., **110**, 217—243, Wien 1967.
- Becke, F.: Über Diaphthorite. — Tschermaks Min.-petrogr. Mitt., **28**, 369—375, Wien 1909.
- Beran, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis Phengit-führender Gesteine in den Ostalpen. — Tschermaks Min.-petrogr. Mitt., 3. F., **13**, 115—130, Wien 1969.
- Clar, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Shft. G, 11—35, Wien 1965.
- Cornelius, H. P.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Mürzzuschlag. — Geol. B.-A., Wien 1936.
- Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag, 1:75.000). — Jb. Geol. B.-A., Sbd. 4, 1—94, Wien 1952.
- Ernst, W. G.: Significance of Phengitic Micas from Low-Grade Schists. — Amer. Mineralogist, **48**, 1357—1373, Washington 1963.
- Exner, Ch.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels. — Verh. Geol. B.-A., **1958**, 206—208, Wien 1958.
- Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. — Verh. Geol. B.-A., **1967**, 98—108, Wien 1967.
- Faupl, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich—Steiermark (Wechselgebiet). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **104**, 412—418, Wien 1967.

- Geologische Studien an kristallinen Schiefen des südlichen Wechselgebietes im Raume von Bruck a. d. Lafnitz, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **106**, 101—104, Wien 1969.
- Zur Geologie des NW-Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NO) und Fröschnitz (Stmk.) — Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **19**, 27—70, Wien 1970.
- Foster, M. D., Bryant, B. & Hathaway, J.: Iron-Rich Muscovitic Mica from the Grandfather Mountain Area, North Carolina. — Amer. Mineralogist, **45**, 839—851, Washington 1960.
- Holzer, H.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). — Verh. Geol. B.-A., **1960**, A 41—A 42, Wien 1960.
- Huska, G.: Die Geologie der Umgebung von Waldbach (Das Problem des südlichen Wechselfensters). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 112 S., 1968.
- Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, 61—65, Wien 1970.
- Mehnert, K. R.: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. — 393 S., Elsevier Pub. Comp., Amsterdam—London—New York 1968.
- Mohr, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (NO). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **3**, 104—213, Wien 1910.
- Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denkschr. K. u. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **88**, 633—652, Wien 1912.
- Geologie der Wechselbahn (insbes. des Großen Hartbergtunnels). — Denkschr. K. u. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **87**, 321—379, Wien 1913.
- Ist das Wechselfenster ostalpin? — 12 S., Leuschner, Graz 1919.
- Schwinner, R.: Zur Geologie der Oststeiermark. Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung. — Sitzber. Akad. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., **141**, 319—358, Wien 1932.
- Zur Geologie von Birkfeld. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **72**, 67—100, Graz 1935.
- Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1936**, 117—124, Wien 1936.
- Tollmann, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Ecl. Geol. Helv., **60**, 109—135, Basel 1967.
- Tufar, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. — Joanneum, Miner. Mitt.-Bl., **1963**, 1, 1—60, Graz 1963.
- Fuchsit vom Puchegg bei Voralpe (Oststeiermark). — Tschermarks Min.-petrogr. Mitt., 3. F., **12**, 182—203, Wien 1968 a.
- Chrom-Biotit — eine Glimmervarietät. — Joanneum, Miner. Mitt.-Bl., **1968**, 1, 261—265, Graz 1968 b.
- Das Problem der ostalpinen Metallogenese beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **177**, 1—20, Wien 1969.
- Turner, F. J.: Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. — 403 S., McGraw-Hill Book Comp., 1968.
- Velde, B.: Phengit Micas: Synthesis, Stability and Natural Occurrence. — Amer. Jour. Science, **263**, 886—913, New Haven 1965.
- Vetters, W.: Zur Geologie des westlichen Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzattel. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien 1969.
- Zur Geologie des SW-Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Rettenegg—Feistritzwald (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **19**, 71—102, Wien 1970.

- Wieseneder, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. — Geol. Rundsch., 52 (1962), 238—246, Stuttgart 1963.
— The Eastern End of the Central Alps. — Guide to Exc. 32 C/III, Int. Geol. Congr., 23. Sess., 25—42, Prag 1968.
- Winkler, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 237 S., Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York 1967.
- Zwart, H. J. et al.: A Scheme of Metamorphic Facies for the Cartographic Representation of Regional Metamorphic Belts. — Geol. Newsletter, 1967, 2, 57—72, Antwerpen 1967.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 11. November 1970



Abbildungstexte:

Abb. 6: Zwei Plagioklasgenerationen in einem diaphthoritischen Granat-Biotit-Plagioklasglimmerschiefer. Der Plagioklas ALT (1) ist intensiv mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt. Plagioklas NEU in Form von Porphyroblasten (2) entwickelt sich aus der 1. Generation. — Forststraßeneinmündung am südlichen Ortsbeginn von Demmeldorf. Schliff 68/29 (Vergrößerung ca. 35 x, gekreuzte Nic.)

Abb. 7: Füllungssaum um einen Albitporphyroblasten (Ausschnitt) in einem diaphthoritischen Granat-Biotit-Plagioklasglimmerschiefer. Der Albitporphyroblast (1) ist nach dem Albitgesetz verzwilligt und führt Einschlußmineralien. Die Fülle (2) wanderte bei der Rekrystallisation des Plag NEU aus Plag ALT an den Rand des Kristalls. Sie besteht überwiegend aus Hellglimmer und zurücktretend aus Klinozoisit. — Tal der Schwarzen Lafnitz. Schliff 68/26 (Vergrößerung ca. 55 x, gekreuzte Nic.)

Abb. 8: Zwei Amphibolgenerationen in einem Chlorit-Aktinolithschiefer. Die alte Generation als Kern (1) ist blaßblaugrün und getrübt. Die Hülle (2) besteht aus farblosem Aktinolith. — Amphibolitsteinbruch im Steinbachgraben. Schliff 69/83 (Vergrößerung ca. 80 x, 1 Nic.)

Abb. 9: Dihexaedrische Quarze (Q) als Einschlüsse in einem pigmentierten Alkalifeldspat (Mikroklin) eines pegmatoiden Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzganges. — Straße im Steinbachgraben, ca. 140 m S vom Bildstock. Schliff 69/110 (Vergrößerung ca. 125 x, gekreuzte Nic.)

3a Straßenaufschluß am Beginn des Steinbachgrabens

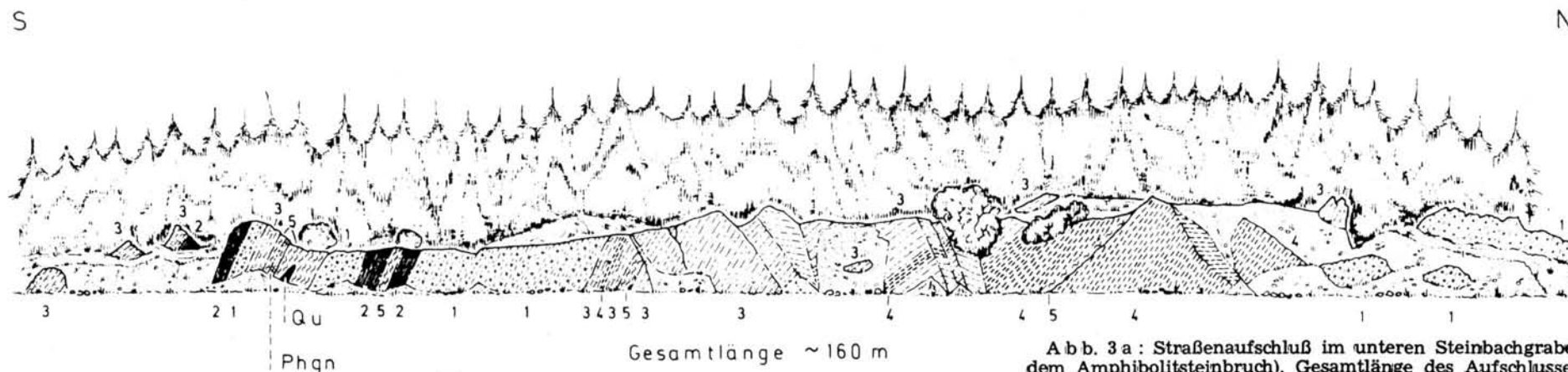


Abb. 3a: Straßenaufschluß im unteren Steinbachgraben (zw. Kote 552 und dem Amphibolitsteinbruch). Gesamtlänge des Aufschlusses ca. 160 m. 1 Hornblendgneis (teilweise granatführend), 2 Amphibolit (teilweise gebändert), 3 grobschuppiger Granat-Biotit-Muskovit-Plagioklasglimmerschiefer bis -gneis, 4 wie 3 mit stark in Erscheinung tretender pegmatoider Durchtränkung, 5 Phyllonite, Phschf. Phengit-Plagioklas-Quarzschiefer, Qu Quarzader.

3b Straßenaufschluß im Steinbachgraben, ca. 500 m S des Amphibolitsteinbruchs

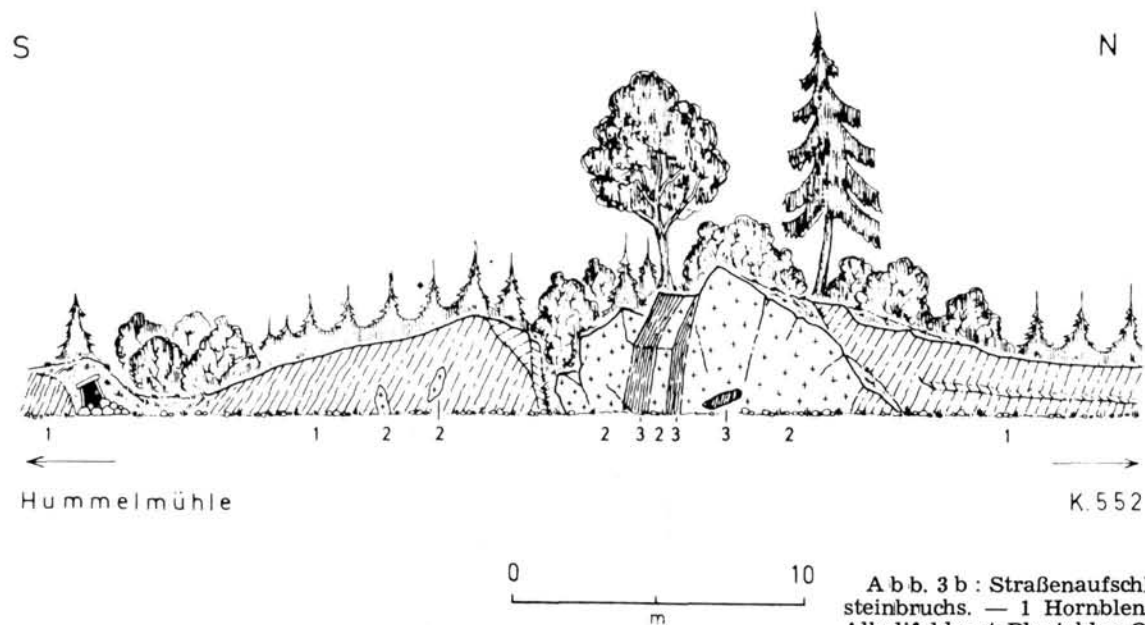
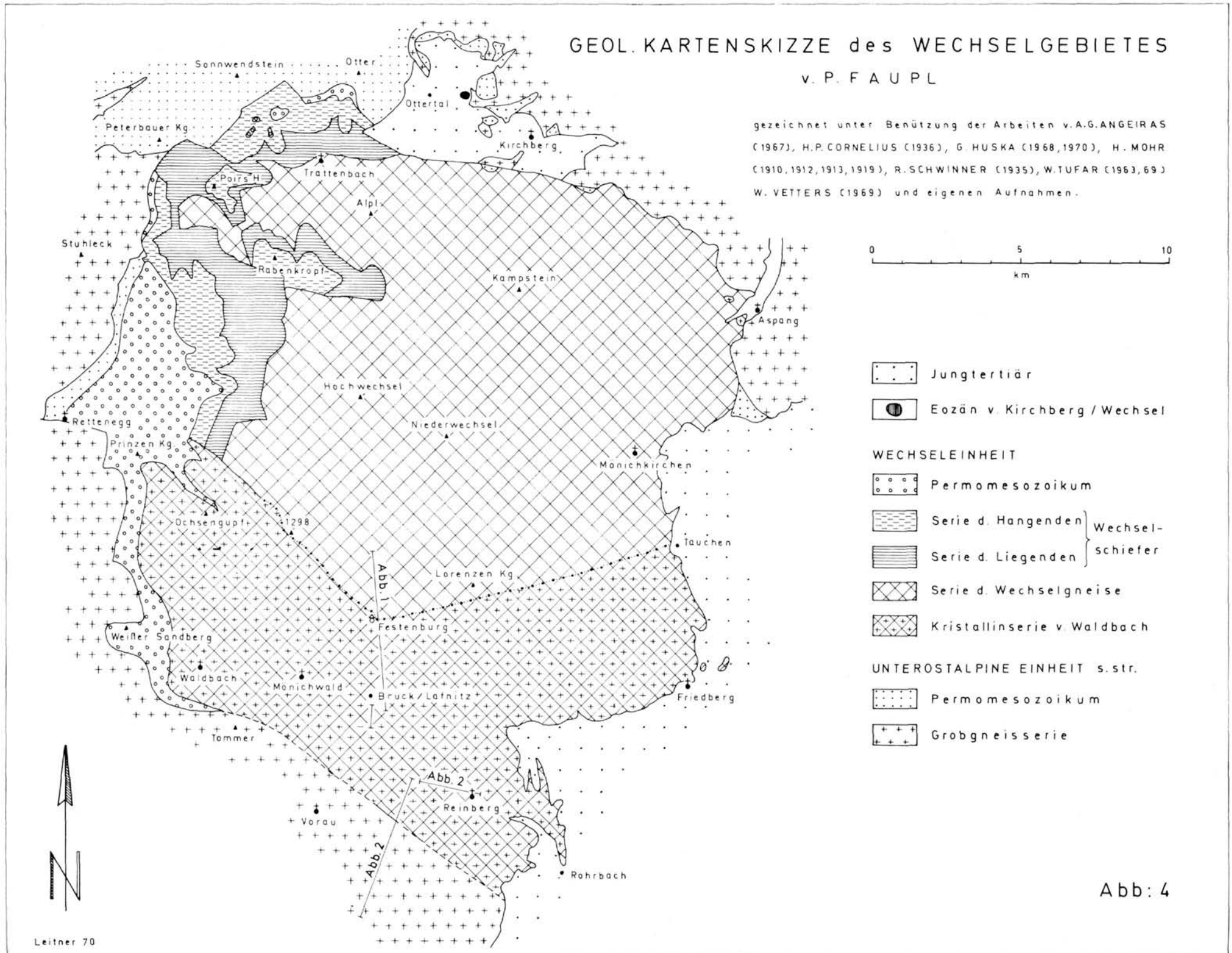


Abb. 3b: Straßenaufschluß im Steinbachgraben, ca. 500 m S des Amphibolitsteinbruchs. — 1 Hornblendgneis bis gebänderter Amphibolit, 2 pegmatoider Alkalifeldspat-Plagioklas-Quarzgang, 3 Nebengesteinspartien im pegmatoiden Gang.

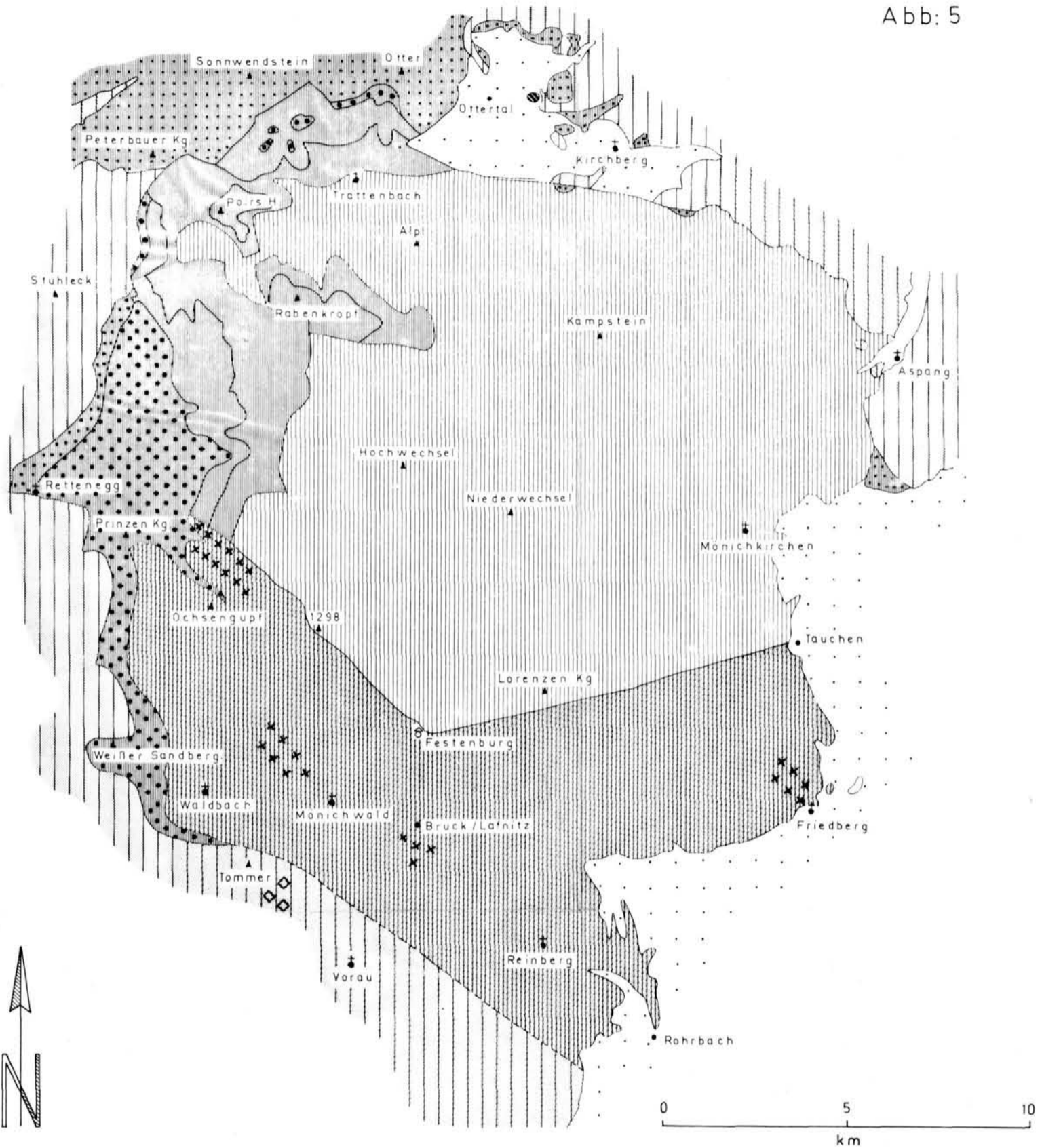
LEITNER 70



METAMORPHOSEKARTE des WECHSELGEBIETES

v. P. FAUPL

Abb: 5



- | | | |
|------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | <ul style="list-style-type: none"> □ · · · Jungtertiär ▨ Eozän v. Kirchberg/Wechsel | |
| | WECHSELEINHEIT | |
| | <ul style="list-style-type: none"> ▨ Permesozoikum ▨ Serie d. Hangenden u. Liegenden Wechselschiefer | |
| Alpidisch progressiv metam. | | |
| Grünschieferfazies [Qu-Ab-Mu-Chl-Subfz.] | | |
| Amphibolitfazies | Alpidisch regressiv metam. (Diaphthorese) | |
| | <ul style="list-style-type: none"> ▨ Serie d. Wechselgneise ▨ Kristallinserie v. Waldbach × × Mikroklin-Granitgneise (schematisch) | <ul style="list-style-type: none"> Alpidischer Neubestand prägt überwiegend d. Gesteinstracht; präalpid. Amphibolitfazies. Präalpid. Min-Bestand (=Amphibol-Faz) prägt überwiegend d. Gesteinstracht Paläoz. Granite in Verbindg. m. Gesteinen d. Amphibol-Faz Alpidisch; Umwandlg. in Gneise. |
| | UNTEROSTALPINE EINHEIT s.str.: | |
| | <ul style="list-style-type: none"> ▨ Permesozoikum ▨ Grobgnesserie (Kristallinkörper nicht differenziert) ◇ ◇ Hellglimmerpseudomorphosen nach STAUROLITH (Formrelikt) | <ul style="list-style-type: none"> Alpidisch progressiv metam. Grünschieferfazies [Qu-Ab-Mu-Chl-Subfz.] Amphibolitfazies Alpidisch regressiv metam. (Diaphthorese) Präalpid. Min-Bestand. (Amphibol-Faz) prägt überwiegend d. Gesteinstracht. Diaphthorese nicht so intensiv wie Wechselseinheit. Pseudomorphisierung alpidisch |