

Aus dem Geologischen Institut der Universität Graz

Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern)

Mit einer Übersichtskarte, 2 Profilen und 9 Schlißabbildungen

E. H. Weiss

Die vorliegende Arbeit bringt die petrographischen Ergebnisse einer mehrjährigen, im Rahmen einer Dissertation durchgeführten geologischen Untersuchung des Wildstellengebietes. Sie dient als Grundlage für eine weitere Veröffentlichung, in der die Auswertungen meiner Kartierungen mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Problematik der östlichen Schladminger Tauern behandelt werden.

Die petrographische Bearbeitung umfaßt außer den Ennstaler Phylliten und Glimmerschiefern hauptsächlich die Gneisgesteine der Hohen Wildstelle, deren mikroskopische Untersuchungsergebnisse Rückschlüsse auf die Mineralparagenese lieferten. Für die Seriengliederung der Gneisgesteine waren vor allem Feldspäte und Biotite von Bedeutung. Darüber hinaus war es nur mit Hilfe des umfangreichen Schlißmaterials möglich, eine Typisierung der Gesteine durchzuführen und diese in die Geologie sinnvoll einzubauen. Neben der Relation zwischen Kristallisation und Deformation der Gesteine im mikroskopischen Bild waren in Verbindung mit geologisch-gefügekundlichen Feldbeobachtungen die tektonischen Vorgänge in ihrem zeitlichen Ablauf erfaßbar.

Geologischer Überblick

Das in der vereinfachten, geologischen Übersichtskarte umrissene Aufnahmegebiet nimmt den nordöstlichen Teil der Schladminger Tauern ein und erstreckt sich vom Großen Gnasen im Süden bis an die Ennstalfurche im Norden. Die in ihm auftretenden Gesteine gehören dem ostalpinen Kristallin an und bestehen aus einem EW streichenden Gneisgranitkern, der von Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten mit EW-Streichen, steil bis flach Nord fallend, überlagert wird. Gegen Osten taucht dieser Kern unter die Wölzer Glimmerschiefer.

Im Nachfolgenden sei ein kurzer geologischer Abriss der Lagerungsfolge vom Nordrahmen ausgehend, gegeben: Eine einfache Lagerung zeichnet die fast 1500 m mächtigen Ennstaler Phyllite und auch die liegende Glimmerschieferserie aus. Die Schiefer fallen mit $40-70^\circ$ nach N ein und streichen um EW; die eingelagerten Grünschieferzüge verlaufen ungefähr parallel dieser EW-Achse. Ein Mylonitzug durchreißt sowohl Phyllite als auch Grünschiefer und steht sicher mit der tektonisch bedingten Talfurche der Enns in Zusammenhang.

Im Süden schließt die mächtige Einheit der Glimmerschiefer an, die ich nach ihrer Ausbildung zwischen dem Sattental im Westen und dem Kleinen Sölketal im Osten in drei Gesteinsserien gliedern konnte: Die Granatglimmerschieferserie, in sie eingelagert die Marmore und als dritte die nur für den östlichen Wildstellenbereich gültige Serie der Hornblendequarzitschiefer.

Den Übergang von den Ennstaler Phylliten zu den Glimmerschiefern nehmen Granatglimmerschieferdiaphthorite ein, welche mit unscharfer Grenze die Verbindung zu dieser Serie herstellen. Als Gesteinshauptmerkmal gilt die totale Vergrünung der Granaten. Über diese Grenze hat bereits W. FRITSCH (1953) eingehend berichtet.

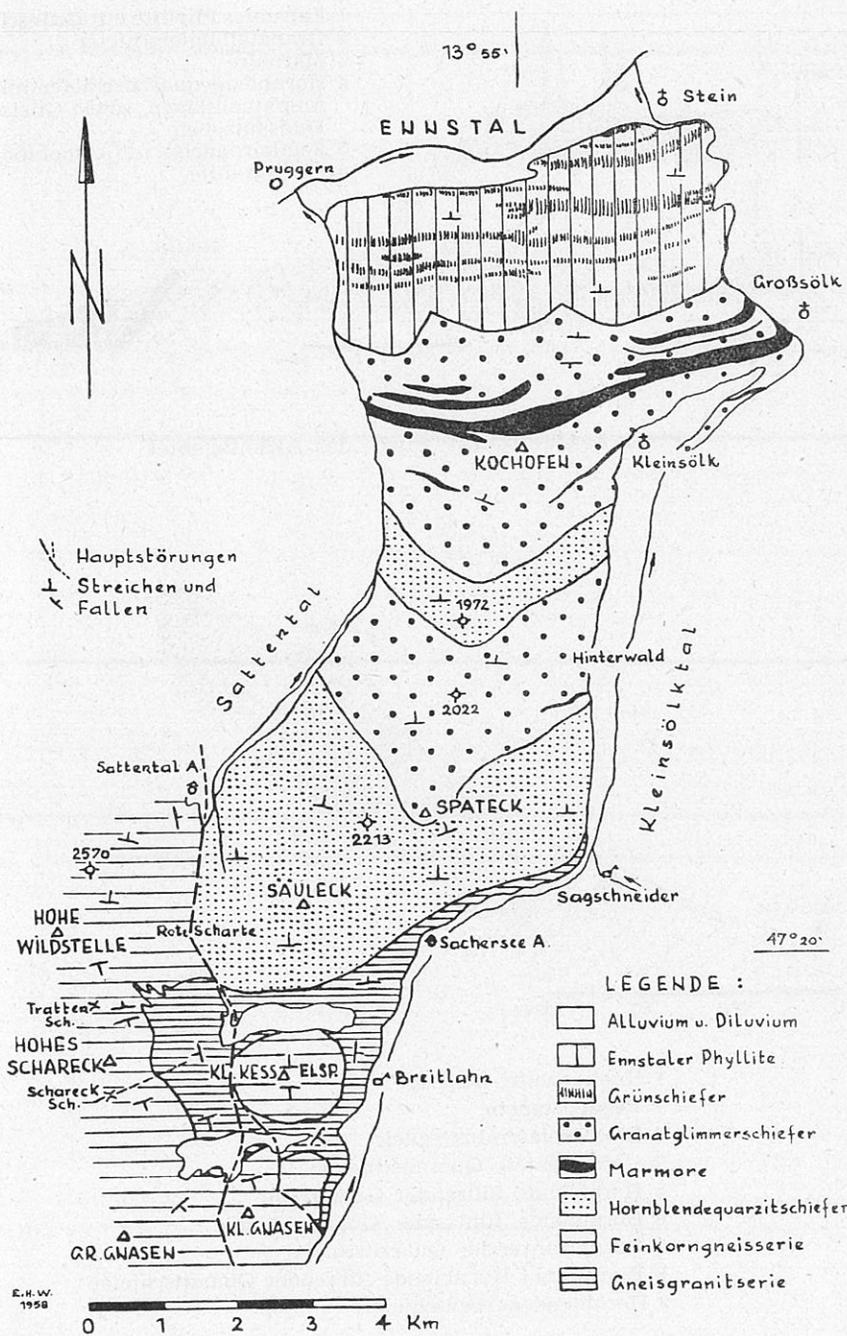
Der Granatgehalt in den Granatglimmerschiefern steigt bis zu 10% an. Im Mittelabschnitt tritt in einer Mächtigkeit von 600 m eine Hornblendequarzitschieferanschaltung auf. Dieser Typus gehört als Gestein zur Hornblendeserie, da er aber beträchtliche Unterschiede in den Gemengteilen aufweist (siehe S. 79) wird er zur Glimmerschieferserie gerechnet.

Im Granatglimmerschiefer liegen tektonisch eingeschichtet mehrere Marmorzüge, die als Walzen mit EW-Achsen sehr stark mit den Granatglimmerschiefern verfaltet sind, wobei die s-Flächen der Marmore weder mit denen der Granatglimmerschiefer, noch mit der Begrenzungsfläche übereinstimmen. Am deutlichsten ist diese Diskordanz im Kochofenzug zu studieren. Die schmalen Marmorlinsen, wie z. B. oberhalb Kleinsölk liegen dagegen ungefähr parallel zum s der umgebenden Granatglimmerschiefer.

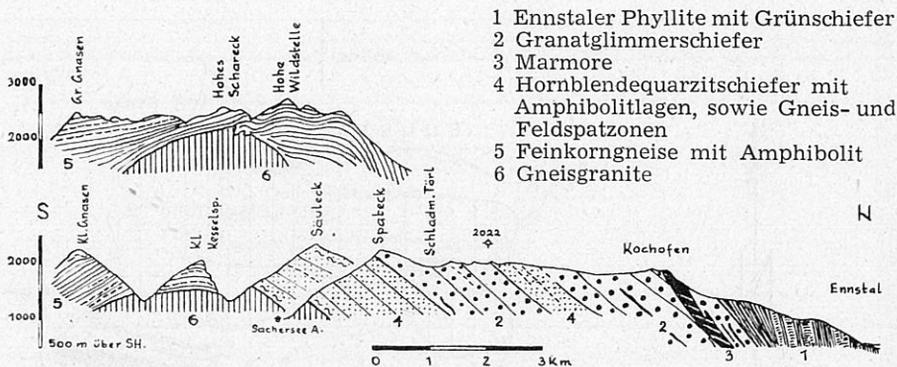
Das Gebiet südwärts bis zum Spateck wird durch eine gleichförmige Lagerung der Granatglimmerschieferserie mit EW bis $N 80 W/40-70^\circ$ N gekennzeichnet. An einigen Stellen kann man nachweisbar zwischen s_1 (mittelsteil) und s_2 (steil) im Gelände unterscheiden, ähnlich den von K. METZ (1953) beschriebenen Verhältnissen im Knallstein. Die verschiedenen Quarzit-, Amphibolit- und Chloritschieferinlagerungen verhalten sich in ihrer Lagerung gleich wie die Granatglimmerschiefer.

Am Spateckgipfel beginnt die Hornblendequarzitschieferserie und damit verbunden eine schwache Drehung der s-Flächen von EW nach $N 60 E$ bei einem N-Einfallen von nur $20-30^\circ$. Gegen Süden und Westen klingt die Hornblendeführung über der Gneisentwicklung aus — an ihre Stelle tritt eine intensive Biotitführung im zunehmend schieferigen Gestein. Die später beschriebenen Gefügemerkmale der s_1 - und s_2 -Tektonik stimmen mit dem Feldbefund überein.

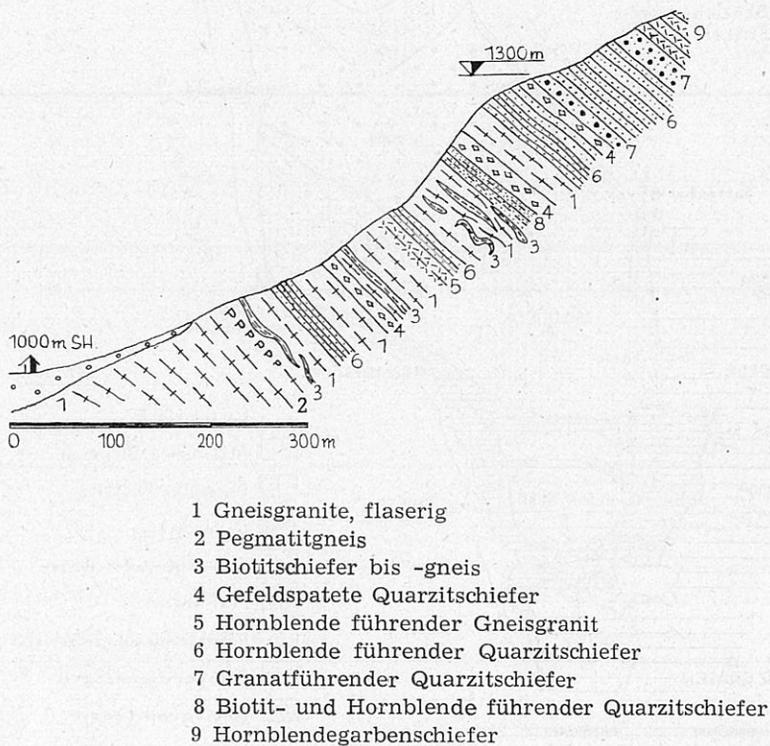
Folgende genetische Aussage kann für die Wildstellengneise vorangestellt werden: Metamorphosierte Sedimente wurden durch einen tieferliegenden Magmaherd beeinflusst und in der Folge migmatitisch verändert.



Geologische Übersichtskarte



Profil 1: Querschnitt durch das Arbeitsgebiet



Profil 2: Der Verband zwischen Gneisgranit und Hornblendequarzitschieferserie im Raum Sachersee Alm (SE) — Säulecksockel (NW)

Demgemäß zeigen sämtliche Gneisgesteine Relikte älterer Glimmerschieferanteile. Die Wildstellengneise lassen sich in 2 Seriengemeinschaften einteilen: Feinkorngneisserie im Hangenden und Gneisgranitserie im Kern.

Im Liegenden der Hornblendequarzitschiefer bilden die Gneisgranite eine EW streichende Großantiklinale, welche gegen Osten unter die genannten Schiefer untertaucht. Im Bereich Kl. Knallstein—Gr. Kesselspitze—Schönleitenspitze (außerhalb beiliegender Karte) wird die Granatglimmerschieferserie von der Gneismasse unterteuft. Die sichtbare Entfernung der Gneisschenkel beträgt ca. 9 km, wovon 5,5 km in meiner geologischen Karte aufscheinen, die minimale Gesteinsmächtigkeit beträgt 1.600 m. Das Untertauchen wird im Sinne einer brachyantiklinalen Ausbildung gedeutet, wobei im Ostteil auch die „Gnasen-Pleschmitzinken-Störung“ (E. H. WEISS, 1954) mitbeteiligt ist.

Von größter Wichtigkeit ist die Grenze zwischen der Linie Sattental—Rote Scharte—Stummergraben-Talschluß (Verlauf der Störung) einerseits und dem Liegendgehänge von Säuleck—Spateck bis zum Sagschneider andererseits, wo die Hornblendequarzitschiefer direkt ohne Zwischenschaltung der sonst darüber liegenden Feinkorngneise in die Gneisgranite überleiten (siehe Profil 1 und 2). Diese Linie ist eine tektonische Störung, welche auf Grund ihrer älteren Anlage die migmatitische Umbildung, wie sie westlich dieser Linie vorliegt, unterbunden hat. Östlich, im Raume Säuleck, tritt wohl eine lagenmigmatitische Ausbildung in den Hornblendequarzitschiefern auf, doch nimmt sie gegen Osten rasch ab. Die Grenze zwischen Hornblendequarzitschiefern und Gneisgraniten (Profil 2) zeigt Wechsellagerungen gneisgranitischer Gesteine mit Hornblendequarzitschiefern, ohne daß Hinweise für eine postkristalline Verschuppung beider Gesteine aufzufinden wären. Westlich der Hauptstörung kommt die Großaufbeulung der Wildstellengneise voll zur Geltung; die Hauptmasse wird von den Feinkorngneisen eingenommen. Im Raume östlich der Trattenscharte durchsaffet die Kernserie die hangenden Feinkorngneise, so daß keine klaren Grenzen zu erkennen sind.

Die wesentlichen Einzelheiten petrographischer Natur folgen in der Beschreibung der Wildstellengneise. Eine detaillierte Schilderung der Lagerungsverhältnisse des Gesamtraumes werde ich in der angekündigten Arbeit bringen.

Petrographische Vorbemerkung

Aus der Karte ist die Lage des Gebietes und die petrographische Dreigliederung ersichtlich. Die Seriengemeinschaften werden vom Hangenden ins Liegende petrographisch erörtert. Die Fundpunktangaben können auf der Alpenvereinskarte 1:50.000 abgelesen werden. Von den über 120 Schriffen wurden insgesamt 120 (Hs. u. Schl. = Handstück und Schliff) detailliert oder pauschal beschrieben*). Durch das Zusammenfassen mehre-

*) Sämtliche Schriffe befinden sich im geologischen Institut der Universität Graz unter der Bezeichnung: 1—120/1954, Schladminger Tauern, E. H. WEISS.

rer Schiffe konnte eine übersichtliche Physiographie der einzelnen Gesteinstypen erreicht werden. Die Volumsprozente sind nur geschätzt, die Maßeinheit bei Angabe der Körnergröße ist der Millimeter. Der Anorthitgehalt wurde mittels Kanadabalsam-Quarzvergleich sowie mit der ANGEL'schen Plagioklasuhr ermittelt. Als Auslöschungsschiefe (Ausl.) bei Hornblende, Orthit, Disthen u. a. ist immer der Winkel $z : n\gamma$ gemeint. Bei der Angabe des Pleochroismus kennzeichnet die erste Farbe immer $n\alpha$, die mittlere, wenn vorhanden $n\beta$ und die letzte $n\gamma$. Sämtliche Schiffe sind senkrecht s, B oder L.

Typisierung der Gesteine

Ziel einer Kristallinkartierung ist die zweckmäßige Einteilung der verschiedenen Gesteinssuiten. Da dies für den Wildstellenbereich in dem von mir dargestellten Sinne einer migmatitischen Bildungsbedingung nicht vorlag, wird nun für die beiden Seriengemeinschaften der Feinkorngneissserie und der Gneisgranitserie auf Grund bestimmter Gefügemerkmale und mineralparagenetischer Aussagen eine Gliederung der Gesteine vorgenommen.

In der Nomenklatur sollten auch genetische Beziehungen zum Ausdruck kommen, weshalb so manche Umbenennungen erfolgen mußten. Dies wirkt sich nicht allein auf das einzelne Gestein, sondern auch in der Gruppierung der Serien aus. Die Unterteilungen wurden auf Grund der genetischen Momente und unter Beachtung der Deformation so getroffen, daß sie in einer genetischen Reihe, ausgehend von den sedimentogenen Grundtypen über Feinkorngneise bis zu den Gneisgraniten und aplitischen Endgliedern aufscheinen.

A. Die Ennstaler Phyllite

Petrographische Ergebnisse aus dieser Gesteinsgruppe liegen bereits von H. WIESENEDER, K. METZ und W. FRITSCH vor und da meine Untersuchungen annähernd gleiche Resultate ergaben, werden sie von mir nur summarisch behandelt. Die Ennstaler Phyllite zeigen eine große Variationsbreite mit Übergängen von Serizitphyllit über Graphitphyllit zu Quarziten, oder durch Chloritzzunahme bis zu Grünschiefern. Es können 2 Haupttypen unterschieden werden: Phyllite und Grünschiefer.

Phyllite

Der häufigst vertretene Typus mit Serizit und Quarz im gleichen Mengenverhältnis (40% : 40%), grau bis grünlichgrau, seidenglänzend, ebenplattig mit Quarzlagen im Querbruch; verschiedentlich sind im Dünnschliff Karbonatanhäufungen festzustellen.

U. d. M.:

Der Serizit (Muskowit) schuppig ausgebildet, nimmt den größten Raum zwischen stark verzahnten undulösen Quarzkörnern ein und bildet das s-Gefüge

ab. Außer Karbonatkörnern (bis um $0,07 \times 0,04$) treten auf: Chlorit (Klinochlor), Plagioklas, Biotit, Turmalin, Zirkon, Klinozoisit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Graphit.

Eine weitere Ausbildung ist der weniger verbreitete Serizitphyllit, der bis zu 80% Serizit führt. Als Nebengemengteile scheinen Pennin (hellgrün — hellgelb) und Mg-Prochlorit (dunkelgrün — hellgelbgrün) auf. Diese Chlorite sind mit Serizit parallel verwachsen oder wuchern um Quarz und Feldspat.

Im Sölkbach, 380 m ö. von Reith, stehen geringmächtige Serizitquarzite an. Der ebenmäßig geschieferte, weiße bis braune Quarzit hat Quarzlagen mit eingeregeltten, schmalen Serizitfilzen. Ein Gegenstück zu diesen ist der braune Quarzit im Liegenden des Zauner-Marmores.

Im Gesamtbereich schalten sich oft dünne Lagen von graphitischen Serizitphylliten (-schiefern) von dunkelgrüner, glänzender Farbe und mäßiger Parallelstruktur ein. Die Graphitschüppchen sind meist im jüngeren s-Gefüge angereichert.

Eine im Gelände schwer abgrenzbare Gesteinssuite stellen die Chloritphyllite dar, welche als Übergang von den Phylliten zu den Grünschiefern aufzufassen sind. Physiographisch lassen sie sich meist in die Phyllite einordnen. Steigt jedoch der Chlorit- und auch der Feldspatgehalt an, so wurden sie bereits zu den Grünschiefern gerechnet.

Grünschiefer

Als Hauptvertreter dieser Gesteine dominieren die Chloritschiefer, die fast immer randlich der anderen Grünschiefertypen liegen, oder mit Phylliten wechsellagern. Dies würde der Annahme entsprechen, daß sie sich an die Stressfazies der umgebenden Phyllite anglichen.

Hs. u. Schl.: 4, 5 u. 6 aus den Fdptk.: E-Werk Sattental / Hammer, 600 m s. Tunzendorf / Straßenkurve s. der unteren Brandstatt.

Makr.: Grün bis graugrün, dünnplattig, mit schwacher Ausbildung von Linearen. An Klüften und Hohlräumen stark limonitisiert und chloritisiert.

U. d. M.:

Plagioklas: Ab (Olab) bis 40%, $0,18 \times 0,45$, lagig angeordnet, unverzwilligt mit Einschlüssen von Serizit und Epidot.

Chlorit: 30—50%, hauptsächlich Klinochlor; im Schl. 5 nur Mg-Prochlorit (grün — gelbgrün).

Quarz: Mikrolithe und Körner bis $\phi 0,03$ mit Feldspat vermengt; Quarzlagen von mm-Stärke nicht selten.

Ferner: Karbonat, Apatit, Magnetit, Ilmenit und idio- bis hypidiomorphe Pyritkristalle. Das granoblastische Feldspat-Quarz-Lagengefüge wechselt mit lepidoblastischen Chloritlagen.

In schmalen Lagen kommen im Grünschiefer und auch im liegenden Phyllit Biotitchloritschiefer vor, welche makroskopisch grüne bis braune Farbe, mäßige Schieferung (vielfach stengelig) und deutliche Biotitflatschen zeigen.

Im Schl. 7 findet sich reichlich Feldspat (40%) und Chlorit (25%), der als Klinochlor ausgebildet ist. Ferner Biotit (15%) mit Pleochroismus von bräunlich-grünbraun, Epidot, Quarz, Serizit und opakes Material. Der Biotit ist meistens sekundär gebildet und liegt jetzt als Porphyroblast vor; er ist mit Chlorit parallelverwachsen oder in Umwandlung zu Chlorit begriffen.

Im Grünschieferzug bei Dörfel s. Untere Brandstatt und im Sattental wurde ein Karbonatchloritschiefer gefunden.

Hs. u. Schl.: 8 und 9.

Fdpkt.: 620 m s. Hammer / 120 m sö. Eberschweiger.

Makr.: Mattgrün mit Rostflecken und einzelne Limonitlagen, sowie guter Paralleltexur mit Linearen.

U. d. M.:

Karbonat: 30 %, Porphyroblasten (?Ankerit), Kalzit ist polysynthetisch verzwillingt mit Einschlüssen von Feldspat und Quarz, sowie randliche Umwandlung in Limonit.

Plagioklas: Über 40 % (mit Quarz), $0,06 \times 0,03$, Ab — Olab, Seriziteinschlüsse, Kornaggregat mit Quarz, der kleinkörnig, mörtelig und undulös ist (bis $0,45 \times 0,3$).

Chlorit: Gegen 30 % zusammen mit Serizit und Muskowit, Klinochlor und Mg-Prochlorit (grün — blaßgrün).

Ferner: Epidot, Biotit, Klinozoisit, Apatit, Turmalin, Limonit und opake Kornanteile. Die Karbonatporphyroblasten dürften vermutlich prätektonisch entstanden sein.

Durch Zunahme des Epidotgehaltes innerhalb der Chloritschiefer entsteht der Typus der Epidotchloritschiefer. Im Felde sind sie durch die gelblichgrüne Färbung und durch eine höhere Widerstandskraft gegenüber der Erosion kenntlich. An der Sattentalmündung und s. Tunzendorf bilden sie markante Geländestufen oder Höcker. Der Epidotgehalt kann bis zu 25% betragen, die Korngröße der nadeligen Kristalle erreicht im Durchschnitt $0,04 \times 0,01$. Erwähnenswert wäre noch, daß Mg-Prochlorit mit Serizit und einem Biotitrelikt verwachsen ist und ferner daß mit zunehmendem Epidotgehalt auch das opake Material ansteigt. 50 m ö. Hammer zeugen überwachsene Halden von einstiger Schurftätigkeit auf Hämatit. Eine Zwischenstellung zwischen den beiden vorgenannten nimmt ein Epidotkarbonatchloritschiefer ein (Schliff 12). Er stammt aus dem Grünschieferzug 600 m ö. Riegler, ist schwach geschiefert, von Quarzlinen durchzogen und weist folgende Gemengteile auf:

U. d. M.:

Quarz: 15 %, ϕ 0,04 bis $0,3 \times 0,1$, gelängt und körnig, schwach undulös, Einschlüsse Serizit und Titanit.

Plagioklas: 15 %, $0,31 \times 0,27$; Ab (4% An), hypidiomorph, schwache Zwillinglamellierung. Karbonateinschlüsse.

Chlorit: 30 %, $0,27 \times 0,12$, Klinochlor, Pennin in Aggregaten.

Epidot: 17 %, ϕ 0,03 — 0,10, körnig und hypidiomorph, Aggregateinschlüsse in Chlorit und Quarz.

Karbonat: 15 %, $1,28 \times 0,96$, Porphyroblasten, polysynthetisch verzwillingt, Einschlüsse: Quarz, Serizit und Epidot.

Titanit: 5 %, $0,38 \times 0,3$, xenomorphe Großkörner mit Korrosionsschläuchen, die von Chlorit und Quarz ausgefüllt sind.

Apatit 2 %, $0,24 \times 0,07$, idio- bis hypidiomorph, meist in Chlorit, Einschlüsse: Epidot und Serizit.

Opakanteile: 1 %, Mikrolithe von Magnetit und Ilmenit, hauptsächlich in Titanit, Hämatit, Limonit.

Von Bedeutung neben dem hohen Titanitgehalt ist das Auftreten von kleinen hypidiomorphen Granatindividuen (ϕ 0,045). Auch hier scheinen die Karbonatporphyroblasten prätektonisch gewachsen zu sein.

Innerhalb zweier Grünschieferzüge befinden sich Reste alter Hornblendegarbenschiefer, die durch die Diaphthorese zu Hornblendegarbenchloritschiefer umgebildet wurden. Im Handstück erkennt man im weißen Grundgewebe 1 bis 2 cm lange schwarzgrüne Hornblendenadeln. Eine weitere Varietät ist Hornblendegarbenkarbonatchloritschiefer im Aufschluß 750 m wsw. von Gupf. Dieser wird von grobschuppigem Biotitchloritschiefer begleitet.

U. d. M.:

Hornblende: 30 %, langprismatisch, bis 12 mm lang. Ausl.: 21° , gelblichgrün —

grün — blaugrün (barroisitisch), Einschlüsse: Epidot, Quarz, Limonit und opake Körner.

Karbonat: 20 %, $0,98 \times 0,85$, polysynthetisch verzwilligt.

Quarz: Mikrolithe, undulös. Feldspat: Ab, zw. lam., kleine Individuen bilden mit Quarz und Chlorit 50 %. Die Ähnlichkeit mit den Hornblendegesteinen des Raumes Spateck-Säuleck ist verblüffend, nur geht dort die teilweise Diaphthorese von Hornblende über Biotit nach Chlorit.

Nach H. Wieseneders Ansicht sind die Grünschiefer zum größten Teil metamorphe Tuffe und Diabase. Durch das Fehlen von Augitrelikten konnte dies nicht bestätigt werden (Wieseneder 1939).

Petrographische Sonderheiten

Ein lang hinstreichender Zug vom Sattental ostwärts, durchschneidet die Phyllite und Grünschiefer. Es ist dies ein sehr markanter Mylonitzug, der im Gewebe phyllitische Teile und solche von Grünschiefer beinhaltet. Der Mylonit im Graben s. Tunzendorf in ca. 950 m Höhe zeigt eine grauschwarze Färbung, ist sehr stark in sich zerbrochen und wird allseits von unregelmäßig verlaufenden Harnischflächen begrenzt.

Schl. 14 vom obigen Fundpunkt:

U. d. M. zeigt er große bis kleine (ϕ 0,015) stark undulöse Mörtelquarze, neben großen Quarzkörnern ($2,7 \times 1,65$), die in dem granoblastischen Quarzgrundgewebe stecken. Die Quarzkörner sind z. T. am Rande rekristallisiert. Ferner sind Karbonatinfiltrationen mit Kalzit, Limonit (oft isometrische Körner) und Ankerit sprossung festzustellen. Opake Körner reichern sich perlschnurartig an. Das Mengenverhältnis Quarz : Karbonat = 80 : 20.

Im Schliff 15 (100 m sö. Galsterberger) sind ähnliche Verhältnisse, nur kann man eine serizitisch-graphitische Schlierenbildung beobachten. Die leicht verzahnten Quarzränder großer Körner weisen auf eine leichte Rekristallisation des Gefüges hin.

Innerhalb der Phyllite und Grünschiefer treten oft Quarz- und Quarz-Karbonat-Lagergänge auf, die einer hydrothermalen Paragenese zuzuordnen sein dürften. Im Grünschiefer scheinen häufig neben der Quarzvormacht größere Kalzit- und Ankeritporphyroblasten auf, die an einer einzigen Stelle mit bis zu 25 cm langen Turmalinkristallen, Kupferkies und Pyrit zusammen vorkommen. Der genannte Fundpunkt liegt an der Straßenkurve 180 m s. der Unteren Brandstatt in Nähe einer zerbrochenen Gedenktafel. Der hydrothermale Quarzgang wurde postkristallin in Großlinsen zerlegt.

Zusammenfassung

Diese Gesteine gehören nach der alpinen Fazieslehre (F. ANGEL, 1940) in die erste Stresszonenstufe. Sie lassen sich in die Chloritphyllitfazies, Biotitchloritfazies und in die Grünsteinfazies eingliedern; in Einzelfällen kommen noch Relikte der Epidot-Amphibolitfazies und Almandin-Klinozoisitfazies vor.

Die Grünschiefer zeigen demnach eine etwas höhere Metamorphose als die benachbarten Phyllite, deren Metamorphosegrad durch eine jüngere Diaphthorese geschwächt wurde.

Die Gefügebilder der Ennstaler Phyllite lassen in den Schliffen zwei s-Flächenscharen erkennen, welche sich spitzwinkelig unter etwa 20°

schneiden, wobei die jüngere, steile (s_2) die ältere, mittelsteile (s_1) durchtrennt. Eine derartige Gefügeaussage konnte bei den Grünschieferarten jedoch nicht gemacht werden. An beiden s-Flächenscharen der Phyllite treten vereinzelt verbogene Glimmer und meist undulös auslöschende Quarze auf; Hinweis auf eine nachträgliche, unbedeutende Deformation mit schwacher Diaphthorese. Eine Rekrystallisation kann nur im Deformationsschatten angenommen werden.

B. Die Glimmerschiefer

Die Gesamtheit der geschieferten, feinkristallinen und glimmerhaltigen Gesteinstypen lassen sich nach ihrer Seriengemeinschaft in die Granatglimmerschieferserie und in die Serie der Hornblendequarzit-schiefer einteilen. In die Granatglimmerschieferserie sind Marmore eingelagert, welche eine besondere tektonische Stellung einnehmen — hier jedoch nur petrographisch behandelt werden.

Die Granatglimmerschieferserie

Den Übergang von den Ennstaler Phylliten zu den Glimmerschiefern bilden Granatglimmerschieferdiaphthorite; ein Übergang, welcher recht ungleichmäßig ist. Diese treten im Norden, isoliert aber auch innerhalb der Serie auf und geben dem Gestein phyllonitischen Charakter.

U. d. M. zeigen sie starke Chloritisierung, teilweise auch Serizitisierung von Granat, Hornblende und Biotit und damit eine rückschreitende Metamorphose an. Als Hauptmerkmal zur Unterscheidung im Gelände gilt die totale Vergrünung der Granaten.

Granatglimmerschiefer ist die häufigste Gesteinsart, welche alle Übergänge zu den nachfolgenden Typen aufweist. Tieferstehend eine summarische Physiographie von 6 Schriffen, wobei die petrographische Zusammensetzung des Hangenden (Schl. 16) der des Liegenden (Schl. 21) entspricht.

Hs. u. Schl.: 16, 17, 18, 19, 20 und 21:

Fdpkt.: 450 m s. Kote 798 / n. des Kochofens in ca. 1.700 m Höhe / 200 m n. der Scharte 1.850 / 120 m n. Dromeisspitze 2.040 m / Schladminger Törl 1.950 m / 200 m n. Spateck 2.256 m.

Makr.: Grau bis grünlichgrau, seidenglänzend, grobblättrige bis feinschieferige Textur mit meist gut ausgeprägten Linearen; linsige Quarzlagen, durch Feinfältelung mitgefaltet oder durch Zerschierung durchtrennt; s_1 , s_2 und B-Achsen im Schl. 17 erkennbar; kleine bis mittelgroße Granatporphyroblasten (max. 4 cm ϕ); Chlorit und Biotit teilweise gewellt, schwankender Quarzgehalt.

U. d. M.: Schnitte senkrecht s, L, B (s_1 und s_2).

Quarz: 20–60 %, mörtelig in Schnüren, stark verzahnt, $0,18 \times 0,12$ bis $0,6 \times 0,35$; oft gleichkörnige, zeilige Anordnung und gelangt in s; Einschlüsse: Granatsplitter, Feldspat, opakes Material, selten Serizit.

Serizit: 6–40 %, $0,28 \times 0,03$, zerbrochen, stark gewellt, parallelverwachsen mit Chlorit und Biotit, randliche Limonitschmitzen.

Muskowit: Sporadisch, $0,45 \times 0,10$ als Breitleisten bis zu cm-Größe im Hellglimmerschiefer, oft quer zum s liegend.

- Biotit:** Max. 10 %, bis $0,27 \times 0,05$, bräunlichgelb — dunkelbraun, pleochroit. Höfe um Zirkon, Titanit; alle Übergänge zu Chlorit — oft reliktsch. Ausbleichungserscheinungen.
- Chlorit:** 10—30 %, $0,045 \times 0,23$, hauptsächlich Klinochlor, ferner Pennin (grün — farblos) mit blauschwarzen Mg-Prochlorit mit violettrotstichigen Interferenzfarben. Im Schl. 19 als Aggregat im umgewandelten Granat ($1,2 \times 0,8$). Häufig als Umwandlungsprodukt nach Biotit, übernimmt dessen pleochroitische Höfe um Titanit, Zirkon und ? Orthit, sowie dessen opake Einschlüsse. Bildet mit Muskowit und Serizit die ältere Faltung (s_1) deutlich ab und trennt mit Biotit die Quarzzeilen.
- Granat:** 10 %, von $0,22 \times 0,13$ bis $1,92 \times 1,44$, idio- bis xenomorph, teilweise in kleinen Einzelpartikelchen aufgearbeitet. Im Schl. 18 Übergang zu Gerüstgranaten, welche parallel im s liegen (das s wird durch eingeregelter Quarze ausgezeichnet). Chloritisierung meist hautförmig am Rande oder zusammen mit der Limonitisierung an Spalttrissen; gänzlich chloritisierte Granaten unmittelbar neben gesunden Individuen. Einschlüsse: Quarz, Serizit, Plagioklas, Limonit, Titanit, Biotit und opake Körner.
- Plagioklas:** Ab, 4 %, $0,22 \times 0,09$, xenomorphe und gerundete Individuen in Glimmer- und Kleinquarzlagen verteilt, klar bis schwach gefüllt (Serizit), selten zwillingslamelliert, teilweise flammig auslöschend. Einschlüsse: Quarz, Serizit und opakes Material (? graphitische Mikrolithe).
- Hornblende:** Relikt im Schl. 18, ϕ 0,075, gelblich — dunkelgrün.
- Epidot:** Idio- bis hypidiomorphe Prismen und Körner, $0,16 \times 0,08$
- Zoisit/Klinozoisit:** Max. $0,10 \times 0,09$, selten randlich aufgelöst.
- Titanit:** 2 %, $0,075 \times 0,06$ bis $0,45 \times 0,14$, hypidio- bis xenomorph, gerundet mit opaken Einschlüssen häufig als mikrolithische Flecken.
- Rutil:** Isometrische Körner, kleiner als 0,015.
- Turmalin:** 2 %, ϕ 0,045 bis $0,20 \times 0,12$, isometrische und ditrigonale Basisschnitte mit gelber, grüner, grünlichbrauner und blauer Eigenfarbe. Pleochroismus: gelblichgrün-braungrün; gelblich-blaugrün.
- Zirkon:** Kleine Prismen und Körner, ϕ 0,003—0,045.
- Apatit:** Isometrische Körner ϕ 0,045—0,22.
- Karbonat:** Kalzit als Kluftausheilung
- Limonit:** In Nestern und körnige Aggregate, $0,16 \times 0,10$.
- Magnetit** — Ilmenit: 4 %, $0,10 \times 0,04$, opake Körner, Leisten, Mikrokristallskelette; oft schuppig und gelängt das s abbildend ($0,36 \times 0,075$) und in Faltscharnieren angereichert.
- Hämatit:** $0,30 \times 0,21$. Pyrit: Hypidio- und idiomorphe Würfelschnitte, $0,075 \times 0,06$.
- Graphit:** Als feinste Bestäubung.

Außer den markanten Gefügemerkmalen, die später umrissen werden, wäre hier zu bemerken, daß in einigen Schlifften feinkörnige Quarzzeilen mit Ablösung durch grobkörnige auftreten, die vermutlich infolge zweier verschiedener Bewegungen in derselben Richtung zustande kamen.

Eine Abart dieser Serie, reine Glimmerschiefer, zeigen bis auf das Fehlen von Granat, petrographisch und texturell völlige Gleichheit mit den Granatglimmerschiefeln.

Strichweise treten Granatquarzitschiefer auf, die durch einen bis zu 70%igen Quarzgehalt ausgezeichnet sind und ansonsten gleichen Mineralinhalt wie die Granatglimmerschiefer aufweisen. Bemerkenswert wäre nur der niedrige Gehalt von mäßig gefüllten bis klaren Albiten (Schl. 22 vom Kochofen Südkamm, 1.880 m).

Hornblendeschiefer und Quarzite. Eine ähnliche quarzitische Ausbildung liegt zwischen Schlagerwald und Häfenstreit in einer Mächtigkeit von ca. 600 m vor. Außerdem gibt es noch untergeordnete Lagen s. des Kochofens. Dieser quarzitische Typus beinhaltet in der Hauptsache

Hornblende führende Schiefer mit wechselndem Quarzgehalt. Es finden sich ferner Hornblendeschiefer, Granathornblendeschiefer bis Hornblende-quarzite.

Hs. u. Schl.: 23, 24, 25, 26 und 27:

Fdpkt.: 300 m s. Kochofen / Kote 1972 / 800 m ö. Kote 1972 / s. Lafenbergspitze in 2.010 m Höhe / 250 m s. Schladminger Törl.

Makr. Hellgrünliche bis bräunliche, kompakte, quarzische Schiefer mit wechselnder Ausbildung von Hornblende und Granat.

U. d. M.:

Quarz: 35—80%, große Individuen im feinkörnigen Quarzgewebe, undulös, rekristallisiert an den Mörtelgrenzen, oft zeilig.

Hornblende: 10—25%, 0,97 × 0,3, hauptsächlich grüne Hornblende (Ausl. 15—25°), häufig auch blaustichig (barroisitische H.), selten Aktinolith mit Ausl. 10—12° und farblos-grünlich-grüngrau. Reichlich pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit. Die hypidiomorphen Porphyroblasten sind in s eingeregelt und zerbrochen als Garben quer zum s stehend. Einschlüsse: Quarz, Plagioklas, Apatit, Biotit und Epidot. Parallel verwachsen mit Biotit, Chlorit und Serizit. Alle Übergänge zu Biotit, jedoch sehr schwach chloritisiert. Opake Körner bilden ein si ab.

Serizit-Muskowit: 10—25%, der spießige Serizit häufiger als der breitschuppige, oft zerbrochene Muskowite.

Clorit: 4—18%, Aggregate bis Filze, Klinochlor und auch Pennin. Pleochr. Höfe um Zirkon; ferner sind Biotit- und Hornblenderelikte nachweisbar.

Biotit: 3—15%, bis 0,68 × 0,28, gelblichbraun — dunkelbraun, gebleicht! Pleochr. Höfe, mit Hornblenderelikten und Chloritisierung; Einschlüsse von Apatit und Erzmikrolithen.

Plagioklas: 2—8%, Ab xenomorph, klar bis mäßig gefüllt, Zw. lam.

Granat: 2%, im Schliff bis 1,2ϕ, idio- bis hypidiomorph. Opakes Material bildet si ab, welches selten zum se verdreht ist; Kristallisation posttektonisch bezogen auf si.

Ferner: Turmalin, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Titanit, Zirkon, Apatit, Karbonat, Limonit und opake Körner (bis 4%).

Ein Vorkommen von Granatkarbonatglimmerschiefer liegt 500 m n. der Dromeisspitze, 2.040 m, in diaphthoritisierten Granatglimmerschiefer eingebettet. U. d. M. (Schl. 28) zeigt das Gestein 20% Karbonat. Die Individuen um 0,75 × 0,33 sind zwillingslamelliert stark limonitisch und liegen im s. Sonst gleichen sie den gewöhnlichen Granatglimmerschiefern.

Im Bereich Hinterwaldalm—Schladminger Törl sind vier Amphibolitblätter eingeschaltet, die den Granatamphiboliten und den feinschieferigen und gemeinen Amphiboliten, wie sie in der Feinkorngneissserie noch beschrieben werden, angehören. Das südliche Amphibolitvorkommen steht direkt in Verbindung mit einem Epidotchloritschiefer (Schl. 29), der genetisch als ein diaphthoritisierter Hornblendegarbenschiefer anzusehen ist. Er weist ein Zeilengefüge ähnlich dem der quarzischen Schiefer auf und beinhaltet 30% Quarz und 20% Epidot. Die s andeutenden Chlorite überwuchern mit 45% das granoblastische Gefüge.

Graphitische Lagen wurden im Gelände beobachtet, spielen jedoch hier eine untergeordnete Rolle. Die bekannten Kohlenstoffquarzite treten weiter im S auf.

Die Marmore

Marmore in linsiger Ausbildung liegen im Granatglimmerschiefer und in den isolierten Diaphthoritzonen. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt im Kochofenzug 200 m. Die anderen tektonisch eingeschalteten Linsen sind 5—10 m stark. Innerhalb dieser Marmorgruppe können wir verschiedene Typen unterscheiden: Der Haupttypus ist grob- bis feinkörnig, rosa, grünlich, gelblich oder weiß und die s-Flächen zeigen einen leichten Glimmerbelag von Muskowit und Biotit und einen „giftgrünen“ Glimmer, der nach H. MEIXNER (1935) kein Chrom führt und nicht, wie ich annahm (1954) Fuchsit ist, sondern seine grüne Farbe durch Malachitbildung erhalten hat.

Außer den genannten Glimmermineralen sind noch Serizit, sowie abgerundete Quarzindividuen im Schlibbild zu erkennen. Entlang der Grenze zwischen Granatglimmerschiefer und Marmor schalten sich meist geringmächtige Glimmermarmore ein, deren Glimmerbestand stresszonenbedingt ist. Dabei treten typische Begleitgesteine in Form karbonathaltiger Glimmerquarzitschiefer und grünlicher Granatglimmerschiefer auf, welche besonders im Zauner Marmorbruch (1 km s. Reith an der Straße nach Kleinsölk) zu Tage traten, im Jahre 1953 jedoch weggesprengt wurden. Interessant war dort auch das Vorkommen von Glimmerschwärmen im s der Marmore, wobei Biotitporphyroblasten leicht gebogen sind und zwischen diesen reichlich Quarz und verschiedene Karbonate eingebettet liegen. Weiters wurde in einer Biegescherfalte Kupferkies und Pyrit beobachtet. Das Auftreten von Kupferkies macht MEIXNER's Bestimmung des „grünen“ Glimmers als einen mit Malachit durchsetzten Muskowit verständlich.

Glimmermarmore

- Hs. u. Schl.: 33 und 34:
Fdpkt.: Zauner Marmorbruch / 500 m nö. 1594.
Makr.: Weißer — bläulichgeschieferter Marmor mit Glimmerbelag an s-Flächen, im Verband mit karbonatinfiltiertem Glimmerquarzit.
- U. d. M.:
Karbonat: 50—70 %, 0,9 × 0,75, Kalzit, zw. lam. mit auskeilenden und gebogenen Lamellen, verzahnte Körner mit Einschlüssen von Quarz, Muskowit und Serizit.
- Quarz: 20 %, 0,42 × 0,18, stark bis schwach undulös, meist isometrische Körner.
- Muskowit: 10—20 %, 0,75 × 0,18, oft quer wachsend, leicht gebogen.
- Biotit: 0,45 × 0,27, grünstichig, gebleicht, bräunlichgelb — sattbraun, sowie gelblichgrün — schmutzigrün, pleochr. Höfe um Titanit, Apatiteinschlüsse.
- Chlorit: 1,35 × 0,15, Klinochlor, lauchgrün — farblos, stark gebogen.
- Ferner: Serizit, Zoisit, Epidot und opakes Material. Manche Kalzitkristalle wurden durch die Deformation zerbrochen und sind ähnlich den Kluffflächen nachträglich ausgeheilt worden.

Bändermarmore

Im Liegenden des Zauner Marmorbruches steht ein dunkelblaugrau gebänderter Marmor mit grobkörnigen hellen Lagen an, der im Schl. 35 96% polysynthetisch verzwilligten Kalzit aufweist. In grob- bis fein-

körnigem, lagigem Kalzitgefüge sind gerundete Quarzkörner fein verteilt. Daneben scheinen als Einschlüsse in den Kalziten opake Anteile, Serizit und feine Epidotnadeln auf. Im Intergranularraum liegt parallel s graphitisches Pigment, das dem Gestein die dunkle Färbung gibt.

Diese Bändermarmore grenzen häufig an bläulichgraue Kalk e, die im Kochofenzug sehr oft derbe Kalksteintypen bilden. Nördlich des Roßstalles gibt es sogar bläuliche bis graue, leicht grusige Dolomite, bzw. dolomitische Kalke, welche geringmächtig als wenig metamorphe Typen nur in den mächtigen Zügen vorliegen.

A. HAUSER und W. BRANDL (1956) konnten an Hand von Geröllen im Sattental die verschiedenen Kalk- und Dolomittypen gliedern; sie beobachteten darin als Mineralbildungen noch Flußspat, über welchen A. HAUSER 1955 berichtete, Zinnober, Malachit und Azurit. Ein für die Stratifizierbarkeit dieser Kochofenmarmore wichtiger Fund war der Nachweis von Crinoiden triadischer bis liassischer Genera (A. HAUSER und W. BRANDL 1956 pag. 71).

Im Liegenden des Marmorzuges vom Zauner Bruch beißt eine schmale Linse von Serizitquarzit aus; der gleiche Typus, wie er in den Ennstaler Phylliten auftritt und auch von W. FRITSCH (1953) am Gumpeneck vorgefunden wurde.

Die Serie der Hornblendequarzitschiefer

Im Liegenden der Granatglimmerschieferserie folgt diese durch intensive Hornblendeführung ausgezeichnete Schieferserie. Die Unterschiede dieser Hauptgesteine gegenüber jenen der Granatglimmerschieferserie werden am Ende dieses Kapitels näher definiert. Außer den bereits früher beschriebenen, hier ebenfalls eingelagerten Granatglimmerschiefern, sind die Feldspat führenden Glimmerschiefer mit allen Übergängen und Einlagerungen von quarzitischen bis Hornblende und Granat führenden Feinkorngneisen von Bedeutung, da sie das Endglied einer lagenmigmatischen Beeinflussung durch den liegenden Gneisgranit darstellen.

Hornblendequarzitschiefer

Den Übergang von den hangenden Granatglimmerschiefern bilden Granathornblendeglimmerschiefer, die gegen das Liegende in Hornblendequarzitschiefer überleiten. Ihr gehören noch Hornblendeschiefer, Hornblendegarbenquarzite und Granatglimmerquarzite an. Die verschiedenen Variationen ergeben sich durch starken Quantitätswechsel der Gemengteile oder durch das Auftreten bestimmter Typenminerale. Die nachfolgende Schlißbeschreibung gibt einen summarischen Überblick.

Hs. u. Schl.: 36, 37, 38 und 39:

Fdpkt. 150 m s. Kote 1362 am Spateck SO-Grat / Spateck 2.256 m / 500 m s. Speikbodenspitze / 450 m s. Säuleckgipfel

Makr.: Graugrünliche, feinkörnige Gesteine mit großen Hornblendegarben und kleinen Granatporphyroblasten. Dunkelgrüne Streifen parallel zu den Schieferungsflächen rühren von Hornblendeanreicherungen her.

U. d. M.: Schnitte senkrecht s und Linearen.
 Quarz: 35—80 %, 0,34 × 0,21, undulös, mörteilig, gelängt parallel s.
 Plagioklas: 5—28 %, 0,37 × 0,15, Ab (8 % An), mäßig gefüllt und klar, schwach
 zwillingslamelliert.
 Hornblende: Bis 15 %, 2,3 × 0,19 und kleiner, grüne Hornblende mit Ausl. 17—
 28°, großteils in Biotit umgewandelt (in Schl. 38 zur Gänze!) und
 teilweise randlich chloritisiert. Lauchgrün — grün — olivgrün, so-
 wie braungrünlich — bräunlich — dunkelgrünlichbraun. Pleochr.
 Höfe selten. In Schl. 37 Aktinolith mit Ausl. 5—7°.
 Biotit: 8—20 %, bis 1,05 × 0,075, hypidiomorphe Individuen, die Horn-
 blendespalttrisse erkennen lassen. Pseudomorphosen nach Horn-
 blende, grünlichgelb — bräunlichgrün, pleochr. Höfe um Titanit,
 parallel verwachsen mit Hornblende, Serizit und Chlorit. Im
 Schl. 37 zur Gänze in Chlorit umgewandelt.
 Serizit-Muskowit: 5—15 %, querstehende Muskowite, meist Serizit im quarz-
 itischen Gefüge fein verteilt.
 Chlorit: 8—12 %, Klinochlor und Pennin, blaugrün — gelblichgrün.
 Granat: Bis 7 %, ϕ 2,4—0,03, idiomorph und gerundet, randlich chloriti-
 siert, in Spalttrissen Limonit, si = se, mikrolithische Erzbestäubung
 und Quarzeinschlüsse. Im Schl. 38 zwei Wachstumsgenerationen,
 wobei die äußere, jüngere randlich chloritisiert ist.
 Zoisit: 2 % im Schl. 37, 0,45 × 0,24, hypidiomorph, zum Teil randlich in
 Auflösung.
 Ferner: Epidot, Titanit, Apatit, Rutil, Karbonat, Limonit, Hämatit. Die opaken
 Anteile (Magnetit-Ilmenit bis zu 1 %) sind im Biotit in die s-Richtung einge-
 regelt.

Im Gelände kann man Biotitquarzitschiefer ausscheiden,
 welche als biotitisierte Hornblendequarzitschiefer anzusprechen sind. Mak-
 roskopisch zeigen die ehemaligen Hornblendenadeln bereits braune Biotit-
 farbe. Die petrographische Zusammensetzung gleicht der des Hauptge-
 steinstypus, nur ist die Biotitisierung der Hornblende vollständig.

Durch Anreicherung der Hornblende im Gestein wird oft der Typus
 eines quarzreichen Amphibolites hervorgerufen. In den Quarzit-
 schiefern des Säuleck-Südgehanges lagert ein Amphibolit (Schl. 40), der
 u. d. M. folgendes zeigt:

Hornblende: 85 %, Ausl. 24°, hellgelbgrünlich — saftgrün.
 Karbonat: 10 %, Kalzit zwillingslamelliert
 Quarz: 3 %, verzahnte Körner und leicht undulös auslöschend
 Titanit: 2 %, bis 1.05 große Körner, sowie Mikrolithe
 Plagioklassuren

In den Hornblendegarbenschiefern beim Hopfgartner und an
 einigen anderen Stellen wurden schwarze bis blaugraue Kohlenstoff-
 quarzite gefunden. Untergeordnet treten fein verteilt graphitische La-
 gen im s-Gefüge der Glimmerschiefer auf. Sw. des Großen Gnasen
 sind Kohlenstoff-Quarzite zwischen Amphibolgneisen und Hornblende
 führenden Feinkorngneisen eingelagert.

Mylonite

Von einem größeren Rollstück aus dem Säuleck-Südgehänge
 (1.560 m SH) stammen die Schl. 41 und 42. Es handelt sich um ein schwar-
 zes Gestein, welches als Schliere in einer weißen Aplittlage eingeschaltet
 ist. U. d. M. wurde die helle Lage als Aplitmylonit und die schwarze
 als Graphitmylonit erkannt.

In der ersteren sind 30—40 % undulöser und stark verzahnter Quarz und
 60 % stark gefüllte Feldspate zu erkennen. Daneben finden sich Serizit, Mus-

kowit, Klinochlor u. a., sowie an Spaltrissen und Kluffugen reichlich Graphit. Der Graphitmylonit weist als Grundmasse Graphit auf, in dem teils gerundete, hauptsächlich aber eckig zerbrochene Plagioklas- und Quarzkörner stecken. Im dunklen Graphitgewebe finden sich auch siebartige Plagioklas-Quarz-Kornaggregate. Zur hellen Lage hin leiten Klinochlor- und Limonitaggregate über. Die Grenze ist allgemein scharf ausgeprägt.

Die Feldspat führenden Gesteine

Im Liegenden der Serie, an die Gneisgruppe grenzend, in beschränktem Umfang auch in der Säuleck-Gipfelregion treten Plagioklasgranatglimmerschiefer auf.

Hs. u. Schl.: 43, 44, 45 und 46:

Fdpkt.: Westlich Seitenbach im Säuleck-Südgehänge auf ca 1730 m und auf 1780 m SH / 300 m sw. des Säuleck / 100 m n. des Säuleck, 2360 m SH.

Makr.: Schmutziggüne bis graubraune, fleckige und feinkörnige Schiefer mit vorherrschend Glimmermineralen. Weiters Granaten und stellenweise biotitisierte Hornblendenadeln.

U. d. M.: Schnitte senkrecht s und Linearen.

Quarz: 10—35 %, verzahnt, meist undulös, Mörtelkränze und zeilig, rekristallisiert und oft mit Plagioklas im Verband.

Plagioklas: 20—32 %, Ab — Olab (6—14 % An), spießig mit Glimmer verwachsene und im Grundgewebe gesproßte Plagioklase von ϕ 0,19, sowie große zwillingslamellierte Individuen mit mäßiger bis starker Fülle von Serizit, Klinozoisit und Zoisit, $9,0 \times 0,65$. Anklänge an Randsäume sowie Verwachsungen mit Quarz, Chlorit und Granat sind zu beobachten.

Muskowit: 10—34 %, bis $0,52 \times 0,08$, in Form von Scheitern und Zügen.

Chlorit: 10—24 %, $0,18 \times 0,22$, Klinochlor und Pennin, spießige Schuppen bilden Aggregate, blaßgrün — farblos, pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit, Karbonat- und Erzeinschlüsse.

Granat: 6—20 %, bis $3,2 \times 1,8$, idiomorphe Holoblasten mit Einschlüssen von Erz, Karbonat, Serizit und auch von Plagioklas, meist chloritisiert, si = se.

Biotit: 5 %, bis $1,5 \times 0,45$, Schuppen mit allen Übergängen zu Chlorit selten sechsseitige Querschnitte, hellbräunlich — sattbraun (grünlichbraun), pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit, oft stark gebleicht, Hornblenderelikte sowie starke Chloritisierung als besonderes Merkmal.

Serizit: Untergeordnet, nur in der Fülle.

Zoisit: 2 % im Schl. 45, $0,18 \times 0,015$, langsäulig und rund.

Ferner: Klinozoisit, Epidot, Titanit, Rutil, Karbonat, Zirkon, Apatit und Limonit. Die Opakanteile erreichen max. 6 % (Magnetit, Ilmenit) und bestehen aus flächenbegrenzten, schuppigen Körnern, oder Kristallskeletten und gelängten Körnern, Pyrit als würfelige und achtseitige Durchschnitte neben Hämatit, sehr selten.

Über der Jagdhütte bei Hopfgarten unmittelbar hangend zum Gneisgranit steht ein ähnlicher Granatglimmerschiefer an, der noch Spuren von granitischer Mineralgesellschaft aufweist (Schl. 47). Als Besonderheit tritt hier Myrmekit auf, der in reinen Granatglimmerschiefern nie vorkommt. Ferner sind Relikte von Plag III *) zu beobachten.

Eine ähnliche Abart der feldspatreichen Serienuntergliederung stellt der Plagioklasglimmerschiefer vom Fundpunkt Säuleck S-Wand in ca. 2.090 m SH dar.

* Die Begriffsdefinition von Plag I, II und III werden auf Seite 87 erläutert!

U. d. M. zeigt der Schl. 48:

26 % Quarz, undulös, kataklastisch und rekristallisiert; 26 % Feldspat: Plag I und Plag II (12 % An)*, flammig auslöschend und rekristallisiert (klare Randsäume); 30 % meist gebogene Klinochlorlamellen; 18 % Muskowit und Serizit; Hornblende vermutlich zur Gänze chloritisiert.

Die Plagioklassubstanz reicht demnach von der gneisgranitischen Grenzzone bis über 1.000 m in das Hangende hinauf. Ferner herrscht in dieser durch die Migmatese beeinflussten Zone eine strichweise auftretende Diaphthorese (Chloritisierung und Serizitisierung), die sich besonders auf den Verband zwischen Gneisgranit und Hornblendequarzitschieferserie konzentriert.

Auffallend ist die Erscheinung der Diaphthorese dort, wo ein hoher Plagioklasgehalt auftritt. Einige Gneislamellen, bestehend aus Quarzgneisen und aus Hornblendegneisen (vergl. den nächsten Abschnitt) sind dem Gneisverband zuzuordnen, verschmelzen jedoch hier mit den Hornblendequarzitschiefern zu einer Seriengemeinschaft. Sie nehmen im Säuleck-Südgehänge und im Kesselspitzgipfelaufbau im Schichtverband die gleiche Stellung ein. Die Übergänge in die Feinkorngneise und Gneisgranite des Liegenden werden im nächsten Abschnitt behandelt.

Zwischen der Granatglimmerschieferserie und dem Gneisgranitverband finden sich nicht unbeträchtliche Ausbildungen von Quarzgängen, sowie von aplitischen und pegmatitischen Ganggesteinen. Sie durchreißen meist vorgezeichnete Großfalten oder liegen in Scherflächen und sind nachträglich stark kataklastisch zertrümmert worden. Die letztgenannten Ganggesteine stehen meist zum s-Gefüge in einer spitzwinkligen Diskordanz. Ihr Mineralinhalt: Plagioklas, Quarz, Muskowit und einige Akzessoria; Kalinatronfeldspäte wurden nicht beobachtet. An den Randpartien liegen oft angereichert Granate.

Zusammenfassung

Die Gesteine der Glimmerschiefergruppe gingen aus sandigen und tonigen Ablagerungen mit mergeligen Einstreuungen hervor. Die tektonisch in die Granatglimmerschiefer eingefalteten Marmore können nicht als ein sedimentäres Glied der Granatglimmerschieferserie betrachtet werden!

Als Mineralfazien (nach F. ANGEL, 1940) kommen die Chloritmuskowitschieferfazies, die Biotitmuskowitschieferfazies, sowie für die Hauptmasse der Granatglimmerschiefer, die Almandin-Klinozoisitfazies in Betracht.

Weiters liegt Material vor, das in folgende Fazien einzugliedern ist: Grün-schieferfazies, Grünsteinfazies, Almandin-Epidotamphibolitfazies, Granatamphibolitfazies und Zoisitamphibolitfazies. Somit kann eine schwache Zunahme der Metamorphose gegen das Liegende zu und zwar von der unteren ersten zur obersten zweiten Stresszonenstufe angenommen werden.

Das Gefüge zeigt eine s-Flächenschar, oder ein altes gefaltetes s_1 , das von einem jüngeren s_2 zerschert wurde. Das s_2 tritt sowohl in den Granatglimmerschiefern und in den eingelagerten Hornblendegesteinen, als auch in schwacher Ausbildung in Form einer spitzwinkligen Zerschierung in der Hornblendequarzitschieferserie auf. Die Hauptkristallisation mit der

Reihenfolge: Granat — Hornblende — Plagioklas, fand posttektonisch zum einscharigen s und s_1 statt. Die s_2 -Deformation verursachte eine leichte Verdrehung der Granaten, ein Zerbrechen der Hornblenden und eine teilweise Pressung der Plagioklase.

Die strichweise, intensive Biotitisierung der Hornblendequarzitschiefer ist zeitlich der s_2 -Deformation zuzuordnen und fand in deren Anfangsphase vor der Diaphthoresis statt.

Die Hornblendequarzitschieferreihe unterscheidet sich von den Hornblende- und Gneisgesteinen in der Granatglimmerschieferreihe durch: 1) hohen Plagioklasgehalt, 2) starke Biotitisierung der Hornblende, 3) teilweise starke Umwandlung der Hornblende (Chloritisierung; Karbonat- und Zoisitbildung) und 4) durch das Auftreten von vorwiegend einer s -Flächenschar, welche dem s_1 der Granatglimmerschiefer und auch dem alten s -Gefüge der Gneisgesteine äquivalent ist.

Die gefeldspatigen Gesteine der Hornblendequarzitschieferreihe sind durch eine lagenmigmatistische Kontaktausbildung erklärbar. Sie zeigen mit teilweise mineralparagenetischen Relikten granitischer Natur außer der s_1 und s_2 -Tektonik eine stärkere Chloritisierung der Biotite (und Hornblende), sowie eine Serizitisierung der Plagioklase.

C. Die Wildstellengneise

Bereits F. HERITSCH, F. ANGEL und R. SCHWINNER nahmen an, daß die Wildstellengneise aus alten Schiefergneisen bestehen, in die in jüngerer Zeit granitische Magmen intrudierten, welche durch die voralpidische Tektonik unter Einbeziehung einer Regionalmetamorphose zu Granitgneisen geprägt wurden. Durch die neueren Untersuchungen kann diese Genesis präziser formuliert werden und zwar in der Form, daß metamorph gewordene Sedimentgesteine durch einen tiefer liegenden Magmaherd, der vermutlich auch die Seckauer und die Zentralgneise der Hohen Tauern beeinflusste, migmatitisch verändert wurden und daher die Gneisgesteine noch Relikte jener alten Glimmerschiefer aufweisen. Ich habe daher die bisher geltenden Typen von Granit, Diorit, Tonalit etc. revidiert und eine neue Gesteinssystematik aufgestellt.

Die Erscheinungsbilder im Gelände und das gesammelte Schliffmaterial wurden mit den neueren Arbeiten von F. ANGEL — R. STABER (1952), CH. EXNER (1948, 1949), K. METZ (1953) u. a. verglichen und eine annähernde Parallelität in der Entstehung der Gneisgranite und Hornblende führenden Gesteine im Sinne von Migmatiten und migmatistisch beeinflussten Gesteinen festgestellt.

Hinweise auf den Mineralbestand

Bestimmte Minerale weisen in ihrer paragenetischen Stellung wichtige Besonderheiten auf, durch welche eine Trennung zeitlich aufeinanderfolgender Gesteintypen möglich war. In diesem Sinne waren vor allem die Typenminerale Feldspat und Biotit, welche hier näher beschrieben werden, von Bedeutung.

Die Gruppe der Feldspäte

Nomenklatorisch bediente ich mich der von CH. EXNER für die östlichen Hohen Tauern aufgestellten Feldspattypen, die er wie folgt gliedert:

Plagioklasse

Sie werden hinsichtlich Chemismus, Verzwillingung und Füllung in Plag I, II und III eingeteilt, wobei die stark gefüllten Typen, Plag III, einer genetisch älteren und die klaren, breit zwillingslamellierten Plag I einer jüngeren Generation angehören. Daher zeigen die Plag III stärkste Deformationsspuren (Verglimmerungen und Zerbrechungen), wobei manchesmal die eigentliche Plagioklasssubstanz nicht mehr erkennbar ist. Der zeitlich jüngere Plag II weist schwächere Deformation (Lamellenverbiegungen und Mikroverwürfe) auf. Der Plag I gehört der letzten Phase innerhalb der lang andauernden Kristallisation an und zeigt daher nur geringste tektonische Spuren.

Sämtliche Plagioklastypen kommen nebeneinander in fast allen Dünnschliffen vor.

Plag I: Meist xenomorph, gerundet, vereinzelt polysynthetische, sonst einfache Verzwillingung mit teilweise breiten Lamellen, ungefüllt, scharf auslöschend. Albit.

Tritt in Form von Randsäumen besonders um Plag III, seltener um Plag II und an Kalinatronfeldspäten auf.

Plag II: Übergangstypus von Plag I zu Plag III; idio- bis xenomorph, polysynthetisch verzwillingt nach Albit- seltener nach Periklin-gesetz; zählbare, mäßige Fülle von Serizit und Klinozoisit. Albit-Oligoklasalbit.

Plag III: Häufig große idiomorphe oder stärker deformierte, auch getrübe Individuen mit schwach ausgebildeten Zwillingslamellen; sehr dichte starke Fülle von Serizit und Klinozoisit. Oligoklasalbit-Oligoklas.

Einschlüsse in Plag II und III: Nicht selten Granat, Hornblende, Epidot, Zoisit, Orthit, Quarz, Chlorit, Biotit und Muskowit.

Kalinatronfeldspäte (Knafe)

Sie beschränken sich nur auf die Gneisgranitserie und gelangen darin als größere, helle Individuen oder als gewächsartige Bildungen zur Kristallisation. In Anlehnung an EXNER's Einteilung in Knaf I, II und III habe ich die Kalinatronfeldspäte physiographisch in die drei Phänotypen Mikroklin, Perthit und Schachbrettalbit unterteilt, wobei die hart oder flau gegitterten Mikroline EXNER's Knaf I und die Gruppe der Perthite seinem Knaf III entsprechen. Der Knaf II trägt nur Übergangscharakter und wurde daher von mir nicht ausgeschieden.

1) Mikroklin: Stets xenomorph mit intensiver und Mikroklinmikroperthit mit flauer Gitterung. Beide treten sporadisch auf und zeigen im Schliffbild oft Übergänge von Faserperthiten.

- 2) Perthit: Große hypidio- bis xenomorphe Porphyroblasten von
- a) Faserperthit: Feine parallel verlaufende Plagioklaslamellen und verschieden große Spindeln; keine Verzwillingung,
 - b) Aderperthit: Breite Plagioklasadern in Knaf I, polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz und
 - c) Haufenperthit: Sehr häufig vertreten, bildet oft große Augen und stellt den Übergang zu den Schachbrettalbiten dar. Die Plagioklassubstanz ist immer wolkig angeordnet, die Ausbildungsform ist die der Aderperthite.

3) Schachbrettalbit: Meist xenomorphe, zum Teil nach einer Richtung zwillingslamellierte Individuen, die aus Knaf entstanden sind. Übergangstypus ist der schachbrettgemusterte Haufenperthit. EXNER's echter Schachbrettalbit, den er als wirklichen Übergang von Knaf zu Albit ansieht, kann nur in Form des schachbrettgemusterten Plag I beobachtet werden.

Der genetische Ablauf der Kalinatronfeldspäte war folgender: Die Kalinatronfeldspäte kristallisierten durch Stoffzufuhren in einem Gefüge aus, wo bereits Plag II und III vorhanden waren. Dabei kam es zu einer Stoffmobilisation unter Bildung von Reaktionssäumen (Plag I). Weiters führen die Knaf-Holoblasten außer Plagioklaseinschlüssen, noch deren Füllungsreste, woraus das Aufzehren von Plagioklassubstanz ersichtlich wird. Gleichzeitig mit Plag I-Bildung ist als Reaktion der Kalimetasomose die Perthitbildung und Schachbrettalbitisation einzustufen.

Die Mikrolinbildung, welche in den Schladminger Tauern nur schwach festzustellen ist, beschließt diese genetische Reihe. Als metasomatische Gefügereaktion ist der Myrmekit anzusehen. (Zweikorn-Reaktionsgefüge DRESCHER-KADEN's).

Biotite

In den Seckauer Gesteinen konnten zwei verschiedene Biotite unterschieden werden (K. METZ 1953), die auch für meine Gesteinstypisierung wesentlich sind. Außer dem bekannten Biotit wurde ein nur auf die Gneisgranitgesteine beschränkter Biotit mit reichlichen Einschlüssen von Sagenit und Epidot, ferner von Orthit, Zoisit und Titanit beobachtet. Randliche Kornanhäufungen von Epidot und Zoisit sind ein weiteres Erkennungsmerkmal. Diese Erscheinung kommt noch durch das vereinzelte Auftreten von Sagenit in Quarz, Plagioklas, Chlorit und in Hornblende zum Ausdruck und sieht wie eine Verdrängung des Biotites durch Plagioklas aus (Siehe Abb. 2).

Die Serie der Feinkorngneise

Die Gesteine dieser Serie setzen sich aus verschiedenen Varietäten zusammen, welche nach Habitus und mineralischen Mengenverhältnissen in Gruppen gegliedert werden können. Sie stehen mit den hangenden Hornblendequarztschiefern, mit den liegenden Gneisgraniten und untereinander in fließendem Übergang. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt zwischen

der Hohen Wildstelle, dem Großen Gnasen und der Kaiser-Scharte im Süden.

Auf Grund der Mineralgesellschaft und ihrer petrogenetischen Abstammung lassen sich zwei Entwicklungsstämme verfolgen: Der eine führt von den Granatglimmerschiefern über Quarzitgneise und Biotitschiefer zu den feinschieferigen Gneisen bis Flasergneisen; der zweite Stamm von den Amphiboliten, wobei genetisch die Hornblendequarzit-schiefer miteinbezogen werden, zu den Hornblendegneisen. Beiden gemeinsam ist die Feldspatisierung, die als migmatische Beeinflussung gedeutet wird.

Die Entwicklung Glimmerschiefer zu Flasergneis

1) Glimmerschiefer und Quarzitschiefer

Im Umlauer und Wildstellen-Gipfelbereich stehen gefaltete diaphthoritische Glimmerschiefer an, die denen des Bereiches Dromeißspitze petrographisch entsprechen. Eingelagerte, saure Substanzen beinhalten schwach zwillingslamellierte Plag III (Schl. 49) und große, undulös auslöschende Quarze. In der höchsten Profilposition kann Randsaumbildung (Plag I) und Plag III festgestellt werden.

Eine interessante Ausbildung ist ein Granatglimmerschiefer in der Kleinen Kesselspitze-SW-Flanke in ca. 1.830 m SH, der im Schl. 50, 5% Knaf führt. Es sind $0,9 \times 0,67$ große Porphyroblasten von Haufenperthit und Schachbrettalbit. Sie sind jünger gewachsen. Sonst treten noch reichlich Muskowit, Granat, Quarz und Hornblende auf, wie sie mengenmäßig den Granatglimmerschiefern entsprechen. Bemerkenswert ist die starke Auflösung von Biotiten, die starke Chloritisierung und ihre starke Ausbleichung.

2) Quarzitgneise

Es ist dies ein sehr weit verbreiteter Übergangstypus, welcher nur durch die Quarzvormacht von den eigentlichen Gneisen zu unterscheiden ist. Im Nachfolgenden werden sechs Einzeltypen pauschaliert beschrieben, die reihenmäßig wie folgt eingestuft werden können:

Serizitischer Quarzitgneis (Schl. 51), Glimmerquarzitgneis, (Schl. 52), Biotitchlorit-quarzitgneis (Schl. 53), Limonitisierter Glimmerquarzitgneis (Schl. 54), Granatglimmerquarzit (Schl. 55), Hornblende führender Quarzitgneis (Schl. 56).

Fdpkt.: Säuleck Südwand ca. 1530 m Höhe / Kl. Kesselspitze 2082 m / 200 m sw. Stierkarsee (Kote 1811) 1870 m Höhe / 500 m nö. Trattenscharte 2360 m / Kl. Kesselspitze O-Grat 1870 m / Großer Gnasen Kote 2423.

Makr.: Grünliche und graue, kompakte Schiefergesteine mit heller oder dunkler Bänderung, kleine Plagioklasporphyroblasten, sowie Biotit, Chlorit, Granat und Hornblende erkennbar.

U. d. M.:

Quarz: 30—50 %, $0,24 \times 0,22$, stark undulöse, verzahnte bis gerundete Körner, mörtelige Kornanreicherungen in Zeilen.

Plagioklas: 26—36 %, $0,97 \times 0,33$ und kleiner, Ab — Olab, Plag I (5—10 An), Plag II und Plag III (im Schl. 50 mit Randsaum), unzählige kleine Granaten eingeschlossen! Diablastische Verwachsungen mit Hornblende. Absetzende und verbogene Lamellen, oft mikroverworfen und flammige Auslöschung weisen auf eine postkristalline De-

- formation hin. Außer im Quarzfeldspatgemenge sind Plagioklase oft lagig zwischen Quarzzeilen.
- Serizit/Muskowit: 5—25 %, hauptsächlich Serizit in Schuppen und als Mikrolithe in Plag. Muskowit oft quer zum s und parallelverwachsen mit Biotit und Serizit.
- Biotit: 7—15 %, $0,67 \times 0,10$, Lamellen immer gebogen, braun und grünlich, Titaniteinschlüsse bilden si. Pleochr. Höfe um Titanit und Zirkon, mäßig bis stark chloritisiert, pseudomorph nach Hornblende, als Einschuß in Plag; Ausbleichung.
- Chlorit: 5—12 %, Klinochlor und Pennin, lauchgrün — farblos, in Schüppchen und Aggregaten, große pleochr. Höfe um Titanit und Zirkon.
- Granat: Bis 10 %, ϕ $0,70 \times 0,075$, idio- bis xenomorph, Einschlüsse von Quarz, Erz und Karbonat, stark chloritisiert und in Auflöfung, sowie Gerüstgranate im Schl. 55.
- Hornblende: Bis 5 %, meist reliktsch im Biotit-Chloritgewebe, Ausl. 19° , lichtgrün — dunkelgrün, pleochr. Höfe; im Schareck- und Gnasengebiet alle Übergänge von Hornblende zu Biotit und Chlorit beobachtet.
- Ferner: Epidot, Zoisit (ϕ 0,12 in Plag.-Fülle), Klinozoisit (Ausl. 11°), Orthit, Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Karbonat, grüne Turmaline, Limonit (in Schl. 54 zusammen mit Opakanteilen bis 15 %), Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Hämatit, Graphit.

Die Glimmerminerale kristallisierten im s_1 und wurden durch die s_2 -Tektonik überprägt. Diese rief eine Quarz-Mörtelstruktur und wolkige Streifen von Quarz + Plag mit lagenweisen Kornwechsel im s hervor (Zeilenstruktur). Die Verbiegung der Glimmerminerale ist dem s_2 zuordenbar. Syngenetisch zu s_2 kann die Rekrystallisation der Plagioklase angenommen werden. Die im Plagioklas eingeschlossenen Granaten entstanden prätektonisch bezogen auf s_2 . Reihenfolge der Kristallisation: Nach s_1 Granat — Hornblende — Plagioklas, während der s_2 -Deformation Plagioklasporphyroblasten und Rekrystallisation, sowie Glimmer. In anderen Schliffen wurde ein Quarzgehalt bis zu 80 % bei gleichem Mineralbestand nachgewiesen — jene Gesteine bilden die Übergangsglieder von den quarzitischen Glimmerschiefern zu den Quarzitgneisen.

3) Feldspat führende Biotitschiefer — Biotitschiefergneise

Die durch eine Kalizufuhr erklärbare Biotitbildung bewirkte eine Auflösung der Hornblende in Biotit und Epidot. Es entstanden daher sämtliche Übergänge von Hornblendeschiefergneisen zu Biotitschiefergneisen. Der Gneischarakter wurde erst durch die Sprossung von Feldspäten (Plagioklas) erzeugt. Diese Gesteinssuite tritt auch in den Gneisgraniten auf und man kann auf Grund ihrer Feldspatung eine Reihenfolge von Biotitschiefer — quarzitischer Biotitschiefer — gefeldspatete Biotitschiefer — Biotitschiefergneis zu Biotitflasergneis aufstellen.

Aus den Schliffen 57 bis einschließlich 63 (siehe E. H. WEISS, 1954) können wir folgendes entnehmen:

Die Quarzkörner bilden ein verzahntes Zeilengefüge oder eine Pflasterstruktur. Die Plagioklase sind hauptsächlich als Plag II vorherrschend, jedoch finden sich häufig Plag III mit Randsäumen. In ihnen sind auch wieder Granate eingeschlossen. Die Biotite, welche bis 40 % in den Dünnschliffen einnehmen, beinhalten Hornblendereste, sind ausgebleicht und haben alle Übergänge zu Chloriten. Pleochroitische Höfe bilden sich um Zirkon, Titanit und Orthit! Die Chlorite mit den Relikten des Sagenitgitters zeigen ebenfalls pleochroitische Höfe. Auch die Diaphthoreserscheinungen sind besonders bemerkenswert. Die Hornblende ist nur mehr meist reliktsch im Biotit- und Chloritknäuel vorhanden. Gefügemäßig herrschen ähnliche Verhältnisse, wie in den Quarzitgneisen, nur daß die Flaserung im Biotitflasergneis durch Deformation plus Plagioklassprossung entstand, wobei Serizit und Biotit sich um letztere anschmiegten. Meistens sproß Plag II. Im Schl. 60 sind die Pflasterquarze in den Zeilen rekrystallisiert, daher nicht undulös und können durch eine schwache, die s_2 -Deformation überdauernde Kristallisationskraft erklärt werden.

Eine Umwandlung von Glimmerschiefergesteinen infolge Stoffzufuhren (Biotit, Plag. und auch Quarz) kann festgestellt werden. Diese bewirkten ein Verdrängen von hauptsächlich Hornblende, womit die reichliche Bildung von Biotit, Titanit, Epidot, Zoisit und Karbonat verständlich wird.

4) Gruppe der hellen Gneise

Sie sind durch ihre helle Färbung gekennzeichnet; es fehlt ihnen die gewöhnliche Biotit- und Hornblendeführung. Meist liegen sie neben Hornblendegneisen im Verband mit Amphibolitzügen vor. Nach dem Hauptbestandteil können wir sie als Plagioklasgneise bezeichnen. Es liegen vor: Granatgneis (Schl. 64), Aplitgneis (Schl. 65), Glimmergneis (Schl. 66 und 67).

- Fdpkt.: 600 m ö. Umlauffer, 2.150 m Höhe / Kl. Kesselspitze SW-Flanke 1.820 m / w. Säuleck S-Wand in 1.830 m Höhe / 80 m nördl. Kl. Gna-sengipfel.
- Makr.: Helle Feldspat und Glimmer führende Gneislagen mit schwachen Anreicherungen von Granat, Muskowit und Biotit im s.
- U. d. M.:
 Quarz: 15—35 %, 0,75 × 0,45, verzahnte Körner, oft schwach undulös. Pflasterstrukturen in Zeilen (typisch für Aplitgneis), die die Faltung mitmachen und durch laminare Gleitung in s randlich gemörtelt wurden, nachfolgend jedoch rekristallisierten.
- Knaf: 5 % im Aplitgneis! Haufenperthit mit Übergängen zu Schachbrettalbit, um diese Plag III und II mit Randsaum.
- Plagioklas: 35—65 %, bis 2,4 × 1,4, Ab — Ol, Plag I, II, III (bis 22 % An), kombinierte Zwillinge, die größten Xenoblasten sind Plag III, Deformationsspuren, Einschlüsse: Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Muskowit, zahlreiche Granaten.
- Muskowit: 5—15 %, 1,2 × 0,75, Schuppenpakete, selten quer zum s stehend.
- Serizit: 8—12 %, schmale Züge das s abbildend; in Plagioklasfülle.
- Biotit: Max. 6 %, chloritisierte Leisten, pleochr. Höfe um Zirkon.
- Chlorit: 5 %, spießige Aggregate von Klinochlor und Pennin, pleochr. Höfe.
- Granat: 5 %, ϕ 1,12—0,36, idio- bis hypidiomorph, mäßig bis stark chloritisiert und limonitisiert an Spaltrissen.
- Hornblende: 4 % nur im Schl. 67, pleochr. Höfe um Titanit und Zirkon, Ausl. 27°, randlich biotitisiert und chloritisiert, in Lagen gehäuft.
- Karbonat: Schuppen und Mikrolithe im Intergranularraum, in Pennin oder als Spaltenausheilungen zerbrochener Plagioklase; Kalzit.
- Weiters treten Akzessoria auf. Innerhalb des Aplitgneises dominiert ein wolkiges Aggregat von sehr kleinen Quarz- und Feldspatkörnern in denen große Plagioklase und Knafe schwimmen.

5) Flasergneise

Der besprochene Typus zeichnet sich durch seine Paralleltexur ohne merkliche Auffaserung aus. Je näher man gegen den Gneisgranitkern vorstößt, desto deutlicher werden die Typen mit flachwelliger, grober Flaserung. In den Querprofilen gehen sie meist in die Knaf führenden Flasergneise der Gneisgranitserie über. Der Typus kann aufgegliedert werden in serizitischen Flasergneis (Schl. 68), chloritischen Flasergneis (Schl. 69), flaserigen Glimmergneis (Schl. 70) und Flasergneis (Schl. 71).

Summarisch ergibt sich folgender Mineralinhalt:

Die Zeilenausbildung der Quarze ist kaum mehr erkennbar, dafür setzt eine zunehmende Plagioklasanhäufung (bis 50 %) von Plag I, II und III ein, wobei letztere Großkörner bilden und die stärksten Deformationsspuren aufweisen. Manche Individuen werden durch Serizit und Chlorit überwuchert. Reste von Schachbrettalbit in Nähe von Plag III mit Randsaum und erste

Myrmekitbildungen sind zu beobachten. Außer Klinochlor und Pennin kann Mg-Prochlorit nachgewiesen werden. Der grünstichige Biotit geht in Chlorit über, welcher Hornblenderelikte (typische Hornblendespaltrisse!) zeigt. Die im Plagioklas eingeschlossenen Granaten sind schwächer chloritisiert, als die im Quarz-Plagioklasgewebe. Im Schl. 70 finden sich posttektonisch kristallisierte Gerüstgranaten. Hin und wieder tritt Karbonat als Kluftausheilung, als Lagergang, oder schuppenartig im Plag-Quarzgewebe auf.

Der Deformationsplan zeigt schwache bis starke Bewegungsvorgänge parallel s_1 und eine bis 30° spitzwinkelig dazu verlaufende Scherflächenschar (= s_2). Letztere bewirkte Kleinfältelung, flexurartige Biegungen, Biegescherfalten und hauptsächlich die Flaserung infolge Anisotropie der Plag- und Quarzhärtlinge. Die Muskowitbildung überdauert die s_2 -Tektonik. Darauf folgt die Rekristallisation der Quarze und die Karbonatausfällung.

Die Entwicklung der Amphibolite zu Hornblendegneisen

Diese Entwicklung umschließt sämtliche Hornblende führenden Gesteine, wobei einige Amphibolite den Orthoamphiboliten zugeordnet werden können. Ansonsten deute ich diese Grünsteine auf Grund der Schlibeobachtungen als Abkömmlinge mergeliger horizontbeständiger Einstreuungen in den tonig-sandigen Sedimenten. Allerdings schließe ich eine in Form und Wirkung nicht ganz zur Entfaltung gelangte „basische Front“ nicht aus, welche durch eine intensive Stoffmobilisation als Vorbote der Migmatese aufgefaßt werden kann und besonders das Dach des Gneisgranitkernes betrifft, wo ein intensives Wachstum von Hornblenden nachzuweisen ist. Der gesamte Komplex der Hornblende führenden Gesteine und Amphibolite wird in der Folge migmatitisch so umgewandelt, daß im Felde eine Trennung von Amphibolit und Hornblendegneis oft schwierig ist. Unmittelbar nach dieser mesozonalen Prägung setzt eine Diaphthorese in die erste Stresszonenstufe in Form der Pseudomorphosen von Biotit, Chlorit, Epidot-Zoisit, Titanit und Karbonat nach Hornblende ein.

Die Hauptentwicklung vom Amphibolit und Hornblendequarzitschiefer zum Hornblendegneis wurde durch die Zufuhr von Feldspat- und Biotitsubstanz (Al und K) hervorgerufen; anschließend folgt die epizonale Diaphthorese. Genetisch können wir folgendes aufzeigen:

a) Das Ausgangsgestein vor der Migmatese war ein Amphibolit, der durch die Stoffzufuhr zu einem Biotitamphibolit, ferner zu Epidot-Zoisit-Amphibolit und in der Folge über Plagioklasamphibolit zu einem Hornblendegneis umgebildet wurde. Diese Entwicklung kann bei den Hornblende führenden Gneisgraniten nachweisbar enden (vergl. Schl. 99 u. 100).

b) Das Ausgangsgestein war ein Hornblende führender, quarzitischer-glimmeriger Schiefer, der durch die Stoffzufuhr zu Hornblendequarzitgneis bis Hornblendegneis (auch hier ist eine Weiterentwicklung zum Hornblende führenden Gneisgranit möglich!), sowie durch Biotitisierung der Hornblende zu Biotitschiefer und in der weiteren Folge zu Biotitflasergneis umgewandelt wurde. F. ANGEL hat 1924 auf die Umwandlung der Hornblendegesteine zu Biotitschiefer hingewiesen und eine Vertretung von Plagioklas durch Zoisit-Epidot, sowie eine Diaphthorese der Amphibolitgesteine in die erste Tiefenzone festgestellt. Weitere petrogenetische Erörterungen folgen im letzten Abschnitt.

6) Amphibolite

Die mächtigsten Züge sind im Kl. Gnassen-Ostbereich vorherrschend, wo sie bis zu 50 m mächtig werden. Man kann quarzreiche und durch Anreicherung der Hornblende im Gestein verschieden abgestufte Typen unterscheiden.

Die petrographischen Untersuchungen der Amphibolite ergaben Unterteilungen, die weitgehend denen von F. ANGEL 1924 entsprechen.

a) Gemeiner Amphibolit

Die Schriffe 72, 73 und 74 zeigen einen Hornblendegehalt zwischen 65—90 % mit einem bis zu 20 % variierenden Quarzgehalt. Daneben findet sich Plag III und Plag I, Granatidioblasten und Glimmeranteile in Form von gewellten Chloritzügen. Streifenweise kann man zeiligen Quarz oder Lagen von Hornblende oder Epidotanreicherungen (epidositähnlich) feststellen.

b) Granatamphibolit

Am Wildstellen N-Grat in 2.720 m Höhe aufgeschlossen, der im Schl. 75 70 % Hornblende und 10 % chloritisierte Granaten bei stärkster Anreicherung von Epidot, Karbonat und Opakanteile beinhaltet. Ferner tritt in Plag II und III intensiv Klinozoisit und Zoisit in der Fülle auf.

Im Liegenden ist ein karbonathaltiger Schiefergneis (Schl. 76) aufgeschlossen, der neben reichlicher Karbonatführung mäßig bis stark gefüllte Plagioklasse, undulöse Quarze und sehr große, getrübe Epidote aufweist.

Durch diese lagerungsbedingte Ausbildung schließe ich auf ein Abwandern von Karbonat und Epidot in die Schiefergneise hinein. Eine randliche Umbildung des Amphibolites durch Umwandlung der Hornblende in Biotit, Epidot, Karbonat, Titanit und Klinozoisit läßt sich feststellen. Die Karbonatanhäufungen können in der Hauptsache als Umwandlungsprodukte der Hornblende angesehen werden, jedoch schließe ich einen Restbestand aus alten Marmorlinsen nicht aus, da ich im Jahre 1953 weiter im Süden solche Schuppen unmittelbar im Gneis vorfand.

c) Biotitamphibolit

Hier ist die Einstufung etwas problematisch, da die Biotite im Schl. 77 und 78 mit 15 % den Chloriten ebenfalls mit 15 % gleichgestellt sind und bei fortschreitender Umwandlung dieser in jene, sie bereits der nächsten Untergruppe zugehören.

d) Chloritamphibolit

Ein typischer Vertreter aus der Schareckspitze O-Wand enthält 22 % Chlorit und nur mehr 7 % Biotit. Im Predigtstuhlbereich herrscht dieser Amphibolittypus besonders vor.

e) Zoisit(-Epidot)amphibolit

Die Schriffe 80 und 81 aus der Kl. Kesselspitze SW-Flanke enthalten über 50 % Hornblende, die in einem Quarz-Zoisit-Plagioklasgewebe eingebettet sind. Die Epidote, Klinozoisite und Zoisite als Aggregate oder größere Idio- bis Xenoblasten ausgebildet, nehmen zusammen 15 % ein, den Rest von über 30 % bilden stark bis schwach undulöse Quarze, die zusammen mit Plag I bis III ein mörteliges Gewebe aufzeigen. Ferner noch Biotit, der im Schl. 81 aufscheint und das Gestein als

f) Biotitzoisitamphibolit kennzeichnet.

Die Biotite mit 14 % zeigen Übergänge zu Chlorit, Ausbleichungen und weisen pleochr. Höfe um Titanit und Zirkon auf: bräunlich — dunkelbraun. Sie zeigen Einschlüsse von Quarz, Titanit und Zoisit. Der Klinochlor mit pleochr. Höfen und der Pennin haben Karbonateinschlüsse.

Beide Typen bestehen aus einem regellosen Gefüge, in dem die Quarze und Plagioklasse zerrieben wurden. Während dieser Deformationsphase wuchsen Biotite und postdeformativ fand die Rekristallisation der Quarze und z. T. der Plagioklasse, sowie der Chloritisierung der Biotite statt.

g) Plagioklasamphibolit

Im Kl. Kesselspitze O-Grat (Schl. 82) vorgefunden, beinhaltet er 30 % Plagioklas und zwar nur Plag I und Plag II. Daneben Karbonat und Titanit, immer in Nähe der biotitisierten Hornblenden, sowie große Epidote und Zoisite. Die Hornblende ist meist in Plag eingeschlossen oder wird durch ihn verdrängt.

h) Granat führender Plagioklasamphibolit

Diese Amphibolitsuite (Schl. 83) zeigt etwas reichlicheren Bestand an Chlorit, Serizit+Muskowit (25 %) und stark chloritisierte Granaten.

Die Erscheinungen der Veränderung von Hornblende durch Plagioklas und z. T. Quarz, und die Umwandlung von Hornblende in Biotit + Chlorit + Epidot-Zoisit + Titanit + Karbonat stehen hier in Anfangsstadien. Die weitere Umbildung wird nun in der nächsten Gruppe, welche genetisch zwischen Amphibolit und Hornblendegneis steht, besprochen.

7) Umgewandelte Amphibolite

Für den Vergleich mit den Hohen Tauern sind die umgewandelten und stark gefeldspateten Typen von Bedeutung, da in ihnen die mesozonale Umprägung und die in die erste Stresszonstufe weisende Diaphthorose deutlich zur Geltung kommen. Makroskopisch unterscheiden sie sich von den früheren durch ihr helles Grundgewebe oder die durch starke Epidotführung bedingte, grünlichgelbe Färbung. Eine unscharfe Flasertextur kennzeichnet dieses Gestein.

Schl. 84 u. 85: Amphibolitgneis

Fdpkt.: 400 m sö. Grieskarscharte, 2250 m Höhe / 480 m ö. Schareckscharte in 2.160 m Höhe.

U. d. M.

Plagioklas: 30—45 %, $1,5 \times 0,75$, hypidiomorphe Plag III, reichlich Plag II mit Randsäumen und zentral angereicherter Fülle, sowie häufig auftretende Einschlüsse von Hornblende und Granat. Der Plag I zeigt Deformationsspuren.

Hornblende: 30—40 %, $0,96 \times 0,64$, langprismatische verzahnte Individuen mit eingewachsenen Plagioklasen, biotitisiert und chloritisiert, farblos - grünlich - grün, pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit. Wichtige Einschlüsse: Titanit und Karbonat.

Quarz: 10 %, Körner und Mikrolithe im Plag-Quarz-Mörtelgewebe.

Chlorit: 20 % im Schl. 85, Klinochloraggregate mit Einschlüssen von Karbonat und Titanit in Hornblende-Nähe. Im Schl. 84 Chlorit-Biotit-Pseudomorphosen nach Hornblende (Abb. 7), in die Epidotkristalle einwachsen.

Biotit: 2 %, alle Übergänge zu Chlorit, mit Einschlüssen von Zoisit, Epidot und Orthit. Große pleochr. Höfe um Titanit und Zirkon (ϕ 0,075).

Epidot: 2 %, $0,18 \times 0,07$, idio- bis xenomorph, stark getrübt, schwach pleochroitisch und häufig in Chloritknäuel.

Orthit: 2 % im Schl. 85, $0,9 \times 0,52$, idio- bis hypidiomorphe Kristalle ähnlich wie in Abb. 6 mit schwachem Epidotsaum, mäßig zonar, getrübt durch Titanitmikrolithe, hellgelbbraun - schmutzigbraun, Ausl. 28—32°, Quarzeinschlüsse.

Titanit: 1—3 %, um ϕ 0,13 und Mikrolithe, streifig in Plag und Quarz angereichert, Rautenquerschnitte.

Granat: 1 %, idio- bis hypidiomorph, chloritisiert, randlich selten Karbonat- und Epidotbildung, Titanit-Mikrolithe eingeschlossen.

Ferner: Zoisit, Klinozoisit, Serizit- Muskowit, Karbonat, Limonit und Opakanteile. Die Umwandlung der Hornblende ging sowohl über Biotit in Chlorit als auch in Biotit+Epidot+Titanit+Karbonat. Die Kristallisation der Plag II und I dürfte gleichzeitig mit der Hornblendeumwandlung syngenetisch zu s_2 vor sich gegangen sein.

Eine ähnliche Zwischenstellung nimmt der Epidot (Zoisit)-gneis ein (Schl. 87). Er ist durch seine Pseudomorphosen von Chlorit + Epidot + Zoisit + Karbonat + Titanit nach Hornblende zu charakterisieren. Dieses Kennzeichen tritt nicht nur im Bereich der Trattenscharte zwischen Amphiboliten und Hornblendegneisen, sondern auch als Über-

gangsglied von hornblendeporphroblastischen Gangtypen (im Schl. 96) zu Apliten (Schl. 117), wie es später noch besprochen wird, in Erscheinung.

Der Plagioklasgehalt liegt um 50% und besteht aus Plag I, II und III. Zwischen kombinierten Zwillingen, Quarz und Epidot wuchert Schachbrettalbit. Idio- bis hypidiomorphe zersetzte Epidotindividuen und Körner, 15%, liegen häufig in Plagioklas, sind zonar und meist stark zerbrochen. Ebenfalls in Plagioklas oder in Hornblendenähe tritt häufig körniger Zoisit mit 10% auf. Während der Sprossung der Plag II wurde die Hornblende umgewandelt, daraus erklärt sich auch die Bildung von Epidot-Zoisit und Klinozoisit (5%) in den Plag III. Anschließend folgt die sehr schwache Knaf-Bildung.

Im Goldlacken-Bereich geht die Hornblendeumwandlung so weit, daß fast 35% Epidot + Zoisit im Schlibbild vorliegen. Im Handstück zeigen diese Minerale hellgrüne Streifen, dunkel gefleckt, in welche Hornblendeaggregate cm-lange „Fische“ andeuten. In der Retting-scharte werden daraus Amphibolite mit „forellen“-ähnlichem Habitus. Im Schl. 88 erkennt man umgewandelte und aggregierende Hornblendestengel, zwischen denen sich ein Epidot-Zoisit-Plagioklas-Quarz-Mörtelgefüge einschaltet. Die Plag II sind nur mehr in Form ihrer Füllminerale erhalten. Ein ähnlicher Typus, jedoch mit bedeutend mehr Hornblende (50%), der als Epidot führender Amphibolit bezeichnet werden kann, ist deshalb bemerkenswert, weil mit Hilfe des Schlibbildes (Schl. 89) eine definitive Gefügeaussage über den gesamten Komplex gemacht werden kann.

Die s-Textur besteht aus einem Zeilenmikrogewebe (Quarz und Plag I) mit Rekristallisationserscheinungen. Parallel liegen Glimmerlagen mit großen Hornblendeporphroblasten; erstere bilden zwei Haupttrichtungen im Sinne einer zweisecharigen Scherung ab (= s₂), die das alte s₁ unter einem Winkel von 25° schneidet. Die Hornblenden zeigen „fischartige“ Anschoppungen, um die das Gefüge ausweicht. Syngenetisch zu s₂ kommt es zu Hornblendeumwandlungen und zur Rekristallisation der Quarze und Plagioklas unter reichlicher Aufnahme von Epidot.

8) Hornblendegneise

Es ist der häufigst vertretene Gesteinstypus, der das Areal zwischen Hohe Wildstelle — Gr. Kesselspitze — Predigtstuhl einnimmt und südlich der Kaiserscharte in die Biotitschieferserie, welche aller Wahrscheinlichkeit nach ursprünglich Hornblendeschiefer waren, übergeht. Die Hauptmasse ging aus Hornblendeschiefen — Hornblendequarzitgneisen hervor (Schl. 91, 93 und 95); für die direkte Abstammung aus Amphibolit (Schl. 90, 92 und 94) spricht der höhere Epidot-Zoisitgehalt. Die ersten Typen wandeln ihre Hornblende in der Regel nach Biotit + Chlorit + Titanit um.

Hs. u. Schl.: 90, 91, 92, 93, 94 und 95:

Fdpkt.: Kl. Kesselspitze O-Seite, 1700 m SH / 240 m ö. Trattenscharte / 460 m nö. Umlauer / Säuleck S-Wand, 2090 m / Wildstelle O-Grat, 2460 m / Gr. Gnasengipfel, 2462 m.

Makr.: Helle, feinkörnige Gneisgesteine mit reichlich Hornblende und vereinzelt Granaten, sowie Biotit- und Chloritschuppungen. Gute Paralleltexur — Flaserung nur im Ausnahmefall.

U. d. M.

Quarz: 10—20 %, ϕ 0,67—0,18, schwach undulös, mörtelig in Zeilen, rekristallisiertes Mörtelgefüge.

Plagioklas: 35—60 %, Ab — Olab; Plag III (16—22 % An), 1,12 × 0,57, mit Mikroverwürfen und auskeilenden Lamellen, oft getrübt; Plag II (6—18 % An), 2,24 × 0,8 max. Zwillinge; Plag I (2—6 % An), 0,25 × 0,15.

- Wichtige Einschlüsse: Hornblende, Epidot und Titanit.
- Hornblende: 10—25 %, $2,34 \times 0,64$ (im Handstück bis 8,0 lang), teilweise zerbrochen, parallelverwachsen mit Biotit, Chlorit, Serizit, stark biotitisiert, schwach chloritisiert. Anhäufungen von großen zerbrochenen Individuen, randlich in Epidot und Zoisit übergehend, zart hellgrün - olivgrün, Ausl.: $16-26^\circ$, große pleochr. Höfe um Zirkon, Titanit ($0,27 \times 0,09$) und Orthit. In Schl. 95 barroisitische Hornblende. In Schl. 94 große Epidote in Hornblende gewachsen. Einschlüsse: zahlreiche Granaten und Epidot, Zoisit, Karbonat, Titanit, Opakanteile u. a.
- Granat: 2—10 %, ϕ $2,4-0,22$, z. T. idio- bis hypidiomorph, Gerüstgranaten im Quarz-Plag-Gemenge, leicht chloritisiert; Biotitisierung selten (In Schl. 94 eine fragliche). $s_i = s_e$, oder auch leicht verdreht.
- Serizit-Muskowit: 4—10 %, oft wirt stehende Quermuskowite.
- Biotit: 3—6 %, $0,67 \times 0,15$, hypidio- bis xenomorphe Schuppen, grünstichig; grünlichbraun - grünbraun, pleochr. Höfe um Titanit, Zirkon, Sagenit-Einschlüsse nur im Schl. 91.
- Chlorit: 5 %, große Aggregate von Klinochlor und Pennin, mit Titanit und Epidot immer in Nähe von Biotit oder Hornblende, schwache pleochr. Höfe um Titanit.
- Epidot: 4—10 %, bis $0,3 \times 0,25$, idio- bis xenomorph, langprismatisch und körnig, getrübt, pseudomorph nach Hornblende, schwach pleochroitisch.
- Ferner: Zoisit und Klinozoisit (besenartig im Plag, Ausl.: 12°), Zirkon, Apatit, Kalzit (reichlich in Hornblende), Limonit.
- Orthit: $0,9 \times 0,64$ im Schl. 94, lichtbraun - schmutzigsaftbraun, Ausl. 21 und 30° , mit Klinozoisit-Zoisitrand. Einschlüsse: Plag III und opakes Material.
- Titanit: 5 % im Schl. 90, $0,13 \times 0,06$ große Rauten, Aggregate und idiomorphe langprismatische Kristalle ($1,08 \times 0,16$), leicht gebogen mit einem Saum von Zoisit und Epidot (siehe Abb. 1).
- Rutil: Kurzprismatisch und als Sagenit ausgebildet. Im Schl. 91 nicht nur als Einschluß in Biotiten und chloritisierten Biotiten, sondern auch Übergreifen der Sagenitgitter auf Quarze, Plag I, II und Chlorit (vergl. Abb. 2).
- Opakanteile: Große Körner und flächenbegrenzte Individuen von Magnetit-Ilimenit; Übergänge von Magnetit zu Hämatit; Pyrit; Graphit-mikrolithe.

Aus den Schliften geht hervor, daß die Hauptkristallisation para- bis posttektonisch, bezogen auf ein altes Parallelgefüge (s_1) vor sich ging. Die nach dem Granat gebildeten Hornblenden werden in der Anfangsphase der s_2 -Deformation umgeformt unter gleichzeitiger Deformation der Plag I und Quarze, die in der Endphase teilweise rekristallisierten. Wie bereits früher angeführt, beobachtet man immer wieder eine jüngere zweischarige Scherung (s_2), die in einigen Schliften ein einziges Scherflächensystem aufweisen können und das alte s_1 unter einem Winkel von $60-80^\circ$ schneiden. In der Abbildung 9 sind die opaken Einschlüsse im Plag III nach der alten s_1 -Ebene ausgerichtet und in den Chloritschlieren bilden sie das s_2 ab!

Allgemein kann man außer den Unregelmäßigkeiten im Gefüge auch eine Schwankung in den Umwandlungserscheinungen feststellen: Reine Granaten neben stark chloritisierten, völlig umgewandelte Hornblenden neben vollkommen klaren, Streifen mit Hornblendeansammlungen in Chlorit, Epidot und Titanit umgewandelt, neben solchen, die von der Diaphthorese unberührt sind. Letztere können auch unmittelbar an ganz chloritisierten Biotiten liegen. Daraus ist zu entnehmen, daß die Diaphthorese wolkige Reaktionsvorgänge in den bestimmten Mineralbereichen ausgelöst hat.

9) Aplitgänge mit HornblendeporphYROblasten

Diese Gesteine nehmen eine Sonderstellung in beiden Gneisserien ein. Sie fallen besonders durch ihre dunklen, schwarzgrünen, sehr großen, idiomorphen und kurzstengeligen HornblendeporphYROblasten auf, welche teilweise in einem unregelmäßigen, aplitischen Grundgewebe stecken. Der Lagerung nach scheinen sie in Amphibolitgängen (z. B. Schareckspitze und Kl. Kesselspitze O-Seite) und unmittelbar w. der Gnasen-Pleschmitzzinken-Störung in Scharte 1840 m SH. auf und zeigen fließende Übergänge zu Amphiboliten und Hornblendegneisen oder seltenerweise zu Apliten. In der Scharte gehen sie über Epidotgneis direkt in den Aplitgneis über.

Die Schliifbeobachtungen (Sammelschl. 96) aus der Scharte 1840 und dem Schareckspitzenbereich stammend, zeigen u. d. M.:

- Hornblende: 40—70 %, ϕ 8,0, grüne Hornblende im feinkörnigen mylonitischen Gewebe, Ausl.: 18—23°, lichtgrün - olivgrün, Verzwilligungen, Zerbrechung und Knäuelbildung infolge Deformation, die die teilweise Biotitisierung einleitet.
- Biotit: Bis max. 5 %, pseudomorph nach Hornblende, hellbraun - dunkelbraun, oft gebogen, Einschlüsse: Quarz, Titanit und Opakanteile.
- Plagioklas: 20—40 %, Auflösung großer Plag III zu einem mylonitischen Mikrogewebe (Deformationsverglimmerung); der Plag II wurde weniger mylonitisiert.
- Quarz: Bis 10 %, mikrolithisch, zusammen mit Plag und nie als Einzelindividuum.

Reichliche Epidotführungen im Übergangsglied zu Epidotgneis, ferner in Hornblendespalttrissen zusammen mit Zoisit und Titanit. Die Hornblendeholo- blasten sind im Plag-Quarz-Serizitgewebe nach deren Mylonitisierung gesprossen und sind genetisch der Ausdruck einer Lösungskonzentration von Fe und Mg entlang alter Störungsbahnen. Die Übergänge zu den Gneisen oder Apliten weisen eine rasche Hornblendeabnahme mit merklich geringerem Deformationscharakter auf.

H. HELFRICH (1953) hat aus diesem Typus ähnliche Tatsachen herausgelesen und nimmt für diese Hornblenden jüngerer Alter an, als für die, der normalen Hornblendegneise. Er vergleicht sie, aus basischer Stoffabfuhr bei der Granitbildung entstanden, mit dem sauren Gegenstück, dem Aplit. R. SCHWINNER hat diese Typen als Tonalit bezeichnet und F. ANGEL (1924) reiht denselben Typus vom Klafferkessele unter die Diorite ein. Auf diese gangartige Erscheinung komme ich im letzten Abschnitt noch zurück. Die Apliten und Pegmatiten werden im Anschluß an die Gneisgranite noch behandelt.

Die Serie der Gneisgranite

Wie wir aus der Feinkorngneisserie bereits wissen, nimmt die migmatitische Beeinflussung gegen das Liegende immer mehr zu. Daraus ergeben sich nun Typen, bei denen der metamorphe Charakter ehemaliger Sedimente schon fast zur Gänze verwischt wurde und die als solche nur mehr in Form von Schollen und Schwärmen im migmatektischen granitoiden Gestein erkannt werden. Die Feinkorngneise gehen ohne scharfe Grenze in diese Serie über. Im Säuleck-Spateck-Liegendenteil ist ein direkter Übergang von den Hornblendequarzschiefern zu den Gneisgraniten gegeben (vergl. Profil 2). Die gneisgranitische Kernserie nimmt den Raum zwischen der Trattenscharte im Westen und dem Sagschneider im Osten ein.

1) Altbestände (Paläosom)

Zahlreiche dichte Schwärme von Biotitschiefer, Hornblendemassierungen im quarzitischen Gewebe, oder Granatanreicherungen treten als Einschaltungen im Hangenden dieser Serie auf. Sie sind der Migmatese nicht zur Gänze anheimgefallen und stellen das Zwischenglied der Umwandlung von Glimmerschiefer zu Vollmigmatit dar. Gegen den Kern zu sind die Altbestände nur mehr in Form von wolkigen Falten- und Schollenmigmatiten aufgeschlossen. Nach ANGEL-STABER können wir begrifflich sowohl die „migmatischen Schiefergesteine“ als auch beschränkt die „Vollmigmatite“ nachweisen.

Im mittelkörnigen Gneisgranit finden sich nebulitische Reste von dunkelbraunen, gefalteten und feinkörnigen Biotitschiefern, die meist konkordant zum s der Gneise liegen.

U. d. M. zeigt der Schl. 97 aus dem Fundpunkt 500 m w. Sacherseealm: Quarz: 45%, verzahnte und pflasterstrukturähnliche Körner, stark undulös. Knaf: 1%, Schachbrettalbit, verzahnt mit Plag II plus Randsaum und Myrmekit, ferner Mikroperthit. Plagioklas: 20%, meist Plag II mit Randsaum und unverwilligte Plag I, der Plag III wurde durch Serizit absorbiert. Biotit: 14%, bis $1,12 \times 0,28$ große Schuppen, meist wird stehend oder zwei sich senkrecht schneidende Einregelungsrichtungen abbildend (Falte!), pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit, keine Chloritisierung und keine Sageniteinschlüsse! Serizit: 20%, in Aggregaten. Granat im aufgelösten Plag III mit fleckiger, bläulicher Interferenzfarbe. Weiters Akzessoria, von denen nur Turmalin nennenswert ist.

U. d. M. beobachtet man mehr Plag III, welche mit Plag II, Plag I und Quarz ein granoblastisches Gefüge bilden. Gegenüber vorigem Schlibbild erkennen wir in Plag eingeschlossene Biotite, die teilweise mit großen Muskowiten parallelverwachsen sind und von Chlorit oft umsäumt werden. Der Plag III mit Biotit- und Seriziteinschlüssen führt Hornblenderelikte, die deutlich in Biotit übergehen; ferner sind Pseudomorphosen von Biotit + Chlorit + Epidot nach Hornblende mit Einschluß von Granaten festzustellen. Auch hier schneiden sich die s-Flächen unter einem spitzen Winkel von 35 Grad.

Außer diesen Biotitschiefern zähle ich noch Hornblende führende Gneise zum Paläosom, da sie nicht nur als Übergang von der Feinkorn-gneisserie, sondern auch im Zentrum in einer wolkigen Ausbildung vorliegen.

In den Schlibben 99 und 100 erkennt man eine Zunahme von Knaf (5%), reichlich Hornblende, Chlorit, Karbonat (4%) und Epidot (7%). Der Orthit mit 3% weist bereits auf die gneisgranitische Mineralgesellschaft hin. Es kommt in diesem Gestein also zur Knaf- und Orthitbildung; die Hornblende wird durch Kalizufuhr nicht immer biotitisiert, sondern in den meisten Fällen findet eine Umwandlung von Hornblende in Chlorit + Epidot + Karbonat statt.

2) Flasergneise

Sie sind der meist verbreitete Typus und prägen die gesamte Kernserie. Besonders charakteristisch sind sie beim Sagschneider aufgeschlossen. Naturgemäß bestehen Übergänge von diesen Flasergneisen zu ebenflächig texturierten Gneisen, oder zu grobkörnigen und grobgefaserten Gneisen mit Glimmerschlieren.

Hs. u. Schl. 101, 102 103 und 104:

Fdpkt.: Kl. Söltkai, bei der Weggabelung zum Sagschneider / Säuleck-SO-Gehänge in ca. 1300 m Höhe / 300 m w. Kote 1966 / 450 m w. Breitlahnalm in 1420 m Höhe.

Makr.: Helle bis schmutziggraue, mittelkörnige Gneise mit flaseriger Paralleltextur, die mitunter schummerartig in eine undeutliche Schie-

ferung übergehen kann. An Fugen erkennt man Karbonatausheilungen.

- U. d. M.: Schnitte senkrecht s., Lineare, B-Achse und zur Hauptfuge.
- Quarz: 15—35%, 2,56×1,44 bis ϕ 0,60, xenomorph, undulös, kataklastisch zerbrochene Körner und später rekristallisiert. Wurmformige Ausbildung von Quarzstengeln in Plag = Myrmekit.
- Knaf: Max. 10%, bis 0,67×0,27, xenomorph, mit reichlich Plag-Einschlüssen, die gerundet sind oder verschwommene Grenzen aufweisen. In der Hauptsache Haufenperthite im Übergang zu Schachbrettalbiten (im Schl. 103 1,2×0,37 groß mit 3% An). Ferner Aderperthit in Nähe von Myrmekit und Plag III mit Randsaum. Adular in einer jüngeren Fuge. Einschlüsse von Serizit und Karbonat.
- Plagioklas: 35—60%. Ab-Ol, bis 1,35×0,67, xenomorph, Kornaggregate. Nach Albit- und weniger nach Periklingesetz verzwilligt. Plag III (15—22% An): Fülle nach einer Zwillings ebene eingeregelt: Zentral mehr Serizit, gegen den Rand mehr Zoisit. Plag II (8—15% An): Zwillinge, flammig auslöschend, an Spaltrissen Karbonatausheilungen. Plag I (um 7% An): Klar und zwillingslamelliert, mit Karbonateinschlüssen. Randsaumbildungen um Plag III, seltener um Plag II. Deformationsverglommene Plag III bilden den Hauptanteil und zeigen an Spaltrissen Ausfüllungen von Quarz, Plag I, Serizit und Biotit. Zahlreiche Reaktionserscheinungen von Myrmekit. Siehe Abb. 8.
- Serizit-Muskowit: 10—20%, 0,06×0,045, Serizit häufiger als der auch im s eingeregelt Muskowit; Muskowit an Spaltrissen Opakanteile führend und parallelverwachsen mit Biotit, ϕ um 0,15.
- Biotit: Bis 6%, 0,45×0,22 und kleiner, schlierenartig um Plagioklas, grünstichig: hellgrün — olivengrün; Übergänge zu Chlorit, ausgebleicht, pleochr. Höfe um Zirkon und Titanit, Sageniteinschlüsse.
- Chlorit: Bis 6%, 0,45×0,21 und kleiner, Haufenbildungen von meist Klinochlor, sowie Pennin: Flaugrau — farblos.
- Granat: 2—6%, max. 1,2×0,45, idio- bis xenomorph, schwach biotitisiert und an Spaltrissen schwach chloritisiert, am Rande Opakanteile, anomale Interferenzfarben, meist im Plag-Quarz-Gewebe, Einschlüsse: Limonit, Karbonat, Quarz und opakes Material.
- Kalzit: Bis 20% im Schl. 101; 0,33×0,15, xenomorph, polysynthetisch verzwilligt, opake Einschlüsse.
- Epidot: 2% im Schl. 103, max. 0,16×0,075, idiomorph und körnig, zonar, hellgelblich — zeisiggelb, häufig in und um Plag III.
- Ferner: Zoisit, Klinozoisit, Zirkon, Titanit, Apatit, Limonit.
- Opakanteile: Max. 3%, ϕ 0,075 bis 0,15, flächenbegrenzte und körnige Individuen, Magnetit/Ilmenit, Hämatit, Martit (= Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) und Pyrit.

Zu den Schliffbildern kann folgendes gesagt werden: Serizit- und stärkere Karbonatanreicherungen treten im Quarz-Mörtelgefüge auf, die eine alte Zellenstruktur erkennen lassen. Die Feldspatporphyroblasten, oft untereinander verzahnt, werden von Glimmerschlieren umflossen und sind oft in diesen als aufgearbeitete Reste vorhanden. Das s₁ der Granaten ist zum s₂ genau so verstellt, wie die welligen s-Flächenscharen zueinander. Im Schl. 103 wird eine Fuge von Quarz, Adular und Plag ausgeheilt. Letzterer weist gleiche Orientierung der Zwillingslamellen mit denen außerhalb der Fuge liegenden auf.

Das s-Gefüge zeigt stärkere Flaserung infolge einer Deformation parallel zu einem alten s-Gefüge plus einer Materialanisotropie. Die Glimmerminerale zeigen keine ausgeprägte Verbiegung, da sie para- bis posttektonisch gebildet wurden. Die s₂-Deformation ist nicht eindeutig nachweisbar, doch kann die Flaserung der Ausdruck jener mechanischen Beanspruchung sein.

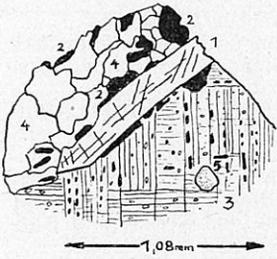


Abb. 1

- 1 Leicht gebogener Titanit mit
 - 2 Epidot-Zoisitrand
 - 3 Doppelt zwillingslamellierter Plag II mit Serizit und linear ausgerichtetem Zoisit (schwarz) als Fülle
 - 4 Quarz
 - 5 Apatit
- (Aus Schl. 90)

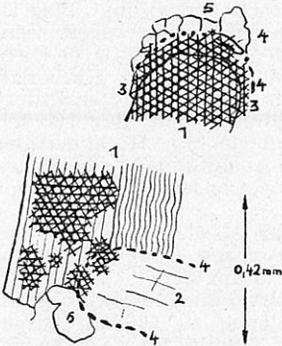


Abb. 2

- Sagenitgitter übergreifend von
- 1 teilweise gewelltem Biotit auf
 - 2 Epidot und über
 - 3 Epidot-Zoisit-Saum hinaus in
 - 4 Titanit und
 - 5 Quarz
- (Aus Schl. 108)

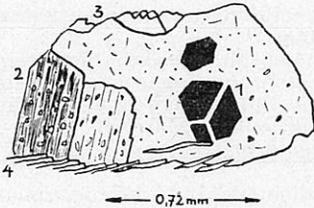


Abb. 3

- 1 Granatidioblast wurde vor der Kristallisation von Plag II gespalten!
 - 2 Kombiniertes Plagioklaszwilling
 - 3 Quarz
 - 4 Muskowit
- (Aus Schl. 106)

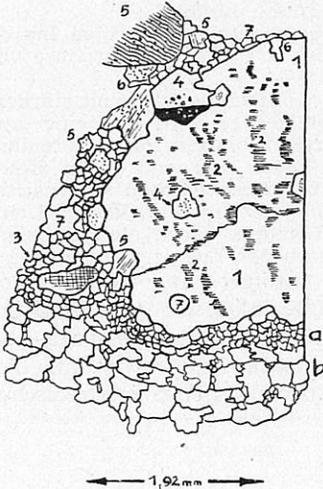


Abb. 4

- 1 Haufenperthit-Porphroblast mit beginnender Umwandlung in
 - 2 Schachbrettalbit
 - 3 Mikroclin
 - 4 Plag II und III mit Randsäumen
 - 5 Plag I, II und III mit undulierenden Albitlamellen
 - 6 Muskowit
 - 7 Quarz
 - a Rekristallisierte Mörtelquarzlage
 - b Verzahnte, undulöse Quarzkörner
- (Aus Schl. 107)

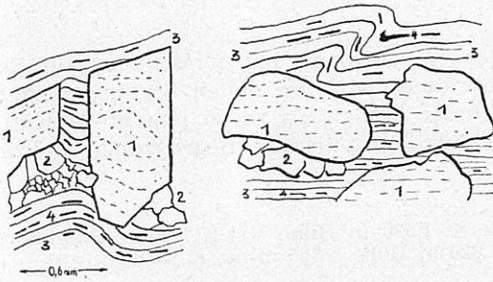


Abb. 5

- 1 Plag II und III
 - 2 Quarz
 - 3 Glimmer (Muskowit, Biotit und Epidotkörner)
 - 4 Opakanteile
- Das si der Plag ist gleich dem se der Glimmerschlieren.
(Aus Schl. 106)

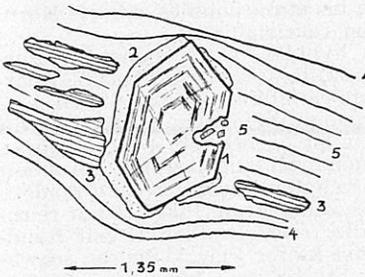


Abb. 6

- 1 Orthit quer zum s-Gefüge mit
 - 2 Epidotsaum
 - 3 Biotit
 - 4, 5 Serizit - Quarz-Gewebe
- (Aus Schl. 114)

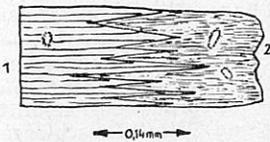


Abb. 7

- Chlorit-Biotit-Pseudomorphose nach Hornblende
- 1 Fiederförmige Umwandlung des Biotites nach Chlorit
 - 2 Chlorit
- Pleochroitische Höfe um Zirkon und Titanit

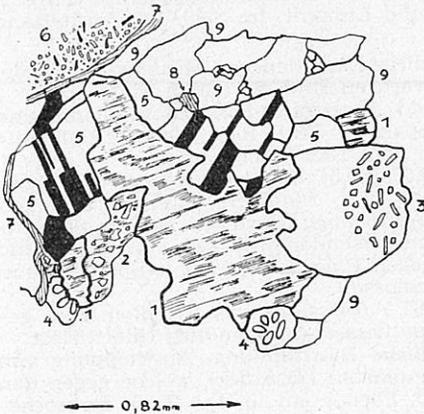


Abb. 8

- 1 Schachbrettalbit wucherartig im Gewebe
 - 2 Serizit und Zoisit als Reste gefüllter Plagioklase im Schachbrettalbit
 - 3 Plag II mit Randsaum
 - 4 Myrmekit
 - 5 Plag I: Breite Zwillingslamellen-kombinierte Zwillinge
 - 6 Plag III mit Serizit, Zoisit und Klinozoisit in der Fülle
 - 7 Biotit
 - 8 Chlorit
 - 9 Quarz
- (Aus Schl. 103)

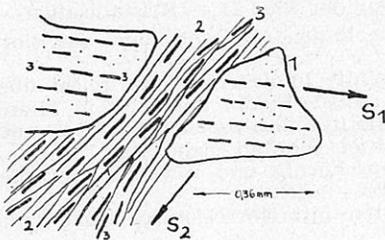


Abb. 9

- 1 Plag II und III und
 - 2 Chloritschuppen mit
 - 3 gerichteten, opaken Einschlüssen, die verschiedene Deformationsrichtungen anzeigen.
- (Aus den Hornblendegneisen)

Alle Abbildungen wurden bei 60facher Vergrößerung gezeichnet.

3) Porphyrgneise

Randlich der Kernserie treten im Verband mit feinschieferigen bis geflaserten Gneisgraniten Porphyrgneise auf. Im hellen bis bräunlichen Grundgewebe stecken in wechselnder Menge bis zu 25 mm große Kalinatronfeldspatidioblasten mit kristallographischer Begrenzung, welche ein unverlegtes s_1 beinhalten.

Hs. u. Schl.: 106, 107, 108 u. 109:

Fdkt.: Lassachgraben N-Seite in 1.620 m Höhe / s. K. 1966 / Stummergraben Talschluß in 1.820 m Höhe / 300 m nö. K. 1679.

U. d. M.:

- Quarz: 15—30%, max. $3,2 \times 1,76$, schwach bis stark undulös, scharfe Kornränder und Pflasterstruktur, meist rekristallisiert.
- Knaf: Bis 30%, max. $6,4 \times 5,12$ große hypidio- bis xenomorphe Porphyroblasten von Mikroklin, Mikroklinmikroperthit, Faser-, Ader- und Haufenperthit, sowie Schachbrettalbite. Zwischen den einzelnen Typen gibt es alle Übergänge, besonders ausgeprägt die von Haufenperthit zu Schachbrettalbit (siehe Abb. 4). Einschlüsse: Gerundete und hypidio- bis xenomorphe Plagioklase, gerundete Quarze, idio- bis hypidiomorphe Granaten, Muskowite und Epidote.
- Plagioklas: 35—60%, max. $2,08 \times 1,6$, idio- bis xenomorph. Plag III mit reichlich Klinozoisit-Besen in der Fülle; reichlich Plag II mit Randsaum, kombinierte Zwillinge; meist klarer Plag I. Spuren schwacher Deformation, selten zonar. Einschlüsse: idio- bis hypidiomorphe Granaten (vergl. Abb. 3), Quarz, Muskowit, rautenförmige Hornblende-Basisschnitte, Orthit, Klinozoisit, Zoisit und Epidot.
- Biotit: Max. 10% bis $1,05 \times 0,3$, mächtige Züge, fiederförmige Umwandlung in Chlorit, parallelverwachsen mit Chlorit, Muskowit und Serizit, gebleicht, grünstichig: Gelblich — olivgrün oder gelblich — sepia. Pleochr. Höfe um Zirkon, Titanit und Orthit. Einschlüsse: Große Epidote, Zoisite, Opakanteile, Flecken von Titanit, reichlich Sagenit, Apatit, Granat und Limonit. Im Schl. 108 Zoisit-Rand (siehe Abb. 2).
- Muskowit-Serizit: Bis 8%, $0,33 \times 0,24$, wellige Lamellen von Muskowitschuppen, die mit Chlorit parallelverwachsen sind. Serizit in Fülle.
- Chlorit: 6% im Schl. 109, Leisten und Aggregate, Klinochlor, Pennin und Mg-Prochlorit (große Schuppen im Schl. 106). Pleochr. Höfe und Sagenite werden vermutlich vom Biotit übernommen.
- Hornblende: 8% nur im Schl. 109, bis $2,56 \times 0,51$, idio- bis xenomorph, Ausl. 24° , farblos — grün — olivgrün, randliche Biotitisierung und Chloritisierung, meist in Auflösung begriffen. Selten Sageniteinschlüsse. Im Schl. 108 nur Pseudomorphosen von Biotit und Chlorit nach Hornblende. Gegen Plag II oft Titanit-Epidot-Saum; beide Minerale auch eingeschlossen.
- Granat: Bis zu 5% im Schl. 106; $0,67 \times 0,45$, idio- bis hypidiomorph, gelängt und zerbrochen, an Spaltrissen und randlich chloritisiert — bei reinen Idioblasten randliche Biotitbildung. Anschoppung von in Plag eingeschlossenen Idioblasten (25 Stück), welche gegen den Rand etwas zerbrochen sind. Ferner ein in drei Teile zerbrochener Granat in Plag II, (siehe Abb. 3). Die Deformation dieser Granatindividuen war sicher vor der Plag II — Kristallisation.
- Titanit: Körner und Rauten, Mikrolithe bilden oft Randsäume um Biotit und Zoisit.
- Rutil: Kleine Nadeln im Quarz. Sagenit: Immer in Biotit; reicht über diesen hinaus und in Chlorit, Zoisit, Epidot und auch in Titanit hinein. Ferner auch in den Biotit-Chloritpseudomorphosen nach Hornblende und in den gebleichten Biotiten (siehe Abb. 7).
- Epidot: 1%, bis $0,45 \times 0,15$, Idioblasten, körnig und zersetzt, schwacher Pleochroismus von hellbräunlich — gelblich.
- Orthit: Bis $0,41 \times 0,22$ große Idioblasten mit Korrosionsschläuchen und

randlichen Epidotzonen, grünlichbraun — rötlichbraun — dunkelbraun, schwach zonar.

Ferner: Klinozoisit, Zoisit, Zirkon, Apatit, Karbonat, Limonit und bis 3% im Schl. 109 Opakanteile.

Als besonderes Merkmal der Porphyrgneise gilt die im Dünnschliff beobachtete Ausbildung des s-Gefüges: In der Abbildung 5 bilden Opakanteile ein welliges s_1 in den Plag-PorphYROblasten — daneben finden sich solche von Knaf und selten von Hornblende — das mit dem s_2 des lepidoblastischen Glimmergefüges übereinstimmt. Der Plagioklas, nach der Hornblende gebildet, zeigt zum Teil geringe Deformationsspuren, die Hinweise auf die jüngere s_2 -Deformation geben. Die Kristallisation der Plag- und Knaf-PorphYROblasten, sowie die der Biotite und Muskowite ist in den meisten Fällen als syngenetisch zu s_2 festzulegen, jedoch überdauert teilweise diese Kristallisation die Deformation.

F. ANGEL, 1924, vertritt den Standpunkt, daß die Bezeichnung Porphyrgneise nur auf primär-porphyrische Gesteine anzuwenden wäre. Die petrographischen Untersuchungen aus den Seckauer Tauern (K. METZ, 1953), zeigten jedoch, daß ein bestimmter Typus auf Grund seiner Merkmale in bezug auf Kristallisation und Deformation als „Porphyrgneisgranit“ auszuscheiden ist. Da diese gleichen Gefügemerkmale in einem Gesteinstypus der Hohen Wildstelle auftreten, habe ich denselben als „Porphyrgneis“ bezeichnet.

4) Augengneise

In diesem Typus wurden die Porphyroblasten von einer Deformation überholt: Die Paralleltextur zeigt ein Auseinanderbiegen der Glimmerzüge infolge der gesproßten Augen und durch postkristalline Bewegungen wird eine flaserige Textur hervorgerufen. Im wesentlich granitischen, hellen, mittelkörnigen Gestein werden die Augen von Kali-, Kalinatron- und Natronfeldspäten gebildet. An Bruchflächen zeigen sich dickbankige, linsige Konturen; parallel den s-Flächen sind Höcker festzustellen.

Schl. 110, 111, 112 und 113:

Fdpkt.: Schareckspitze NO-Grat in 2080 m / Kl. Kesselspitze SW-Seite, 1830 m / Kl. Kesselspitze O-Seite 50 m ö. Kote 1494 / Stummer-Graben Talschluß in 1800 m Höhe.

U. d. M.:

Quarz: 15—35 %, $0,75 \times 0,6$ und Mikrolithe, große, undulöse Körner erzeugen Pflasterstruktur, Mikrogewebe mit lagenweisen Kornwechsel von Quarz und Plag immer rekristallisiert, kataklastische Zerbrechungen, Mörtel-Quarzschnüre zwischen großen Plag, Einschlüsse von Epidot- und Titanit-Mikrolithen.

Knaf: 15—25%; in den Schl. 112 und 113 keine Augen bildend.

a) Mikroklinporphyroblasten bis $9,0 \times 6,0$ mit auszunehenden Rändern in denen Plag II und III mit ihren Randsäumen einspießen — diese Plagioklase auch als Einschlüsse.

b) Mikroklinmikroperthit, $0,41 \times 0,09$, xenomorph, sehr flau gegittert, typisches Übergangsmineral von a) nach c).

c) Faserperthit bis $6,08 \times 2,88$ mit wellig gebogenen Ab-Spindeln und schräg zur Spindelrichtung auftretenden Spaltrissen [Murchisonitspaltung nach (§ 01)]. Einschlüsse: Gerundete Quarze und Plag I, Plag II und III mit Randsaum, Füllminerale und idiomorphe Titanittrauten (bis $1,28 \times 0,51$).

d) Aderperthit, breite Na-Feldspatadern, polysynthetisch verzwilligt im Knaf.

e) Haufenperthit, Xenoblasten um $1,15 \times 0,89$ mit wolkiger An-

häufung von Ab-Substanz; zentral zersetzt (? Kaolinisierung).

f) Schachbrettalbit, wucherartig im Gewebe und meist als schachbrettgemusterter Haufenperthit, selten als schachbrettgemusterter Albit vom Typus des Plag I auftretend.

- Plagioklase: 25—70% (im Schl. 112), idio- bis xenomorph, $1,95 \times 1,6$ bis $0,6 \times 0,37$. Plag III (8—18% An), meist als Augen mit reichlichen Klinozoisitbesen in der Fülle und Epidot und Titanit am Rande, Anklänge an Deformationsverglimmerung. Plag II (6—14% An), Zwillinge, zentral schwach zersetzt. Plag I (2—10% An), bis $0,52 \times 0,12$ zwillingslamelliert (Albit- und Periklingesetz), Fülle zentral gehäuft. Einschlüsse: Muskowit, Biotit, Quarz, Granat, Apatit, Titanit, Klinozoisit, Myrmekit in den Schliften 112 und 113.
- Muskowit: Max. 8%, $0,75 \times 0,3$, parallelverwachsen mit Serizit, Biotit und Chlorit. Breitleisten oft quer zum s oder zerbrochen.
- Serizit: Max. 10%, in der Fülle und als kleine Schuppen.
- Biotit: 2—6%, $0,76 \times 0,36$, oft gehäuft, grünstichig, Übergang zu Chlorit (Mg-Prochlorit), Ausbleichung, grünlichgelb-schwarzbraun (olivgrün). Pleochr. Höfe um Zirkon, Titanit und Orthit. Einschlüsse: Reichlich Sagenit, ferner Titanit, Epidot, Karbonat, Quarz und Opakanteile.
- Chlorit: 5%, $0,75 \times 0,3$, Aggregate und Züge von Mg-Prochlorit, saftgrün — gelblich, Klinochlor und Pennin selten, Mg-Prochlorit als Pseudomorphose nach Granat; pleochr. Höfe. Einschlüsse von Karbonat, Titanit und Quarz.
- Epidot: Max. 5%, $0,67 \times 0,45$ bis ϕ 0,15, prismatisch und isometrisch, schwach pleochr., mäßig zonar mit Einschlüssen von Orthit, zentral getrübt, häufig mit Zoisit und Titanit in Biotitnähe läßt auf einen Hornblende-Ersatz schließen.
- Zoisit: Max. 4%, $0,18 \times 0,12$, hypidiomorph und zerbrochen.
- Klinozoisit: 1—2%, bis $0,21 \times 0,10$, Ausl.: 8°, langprismatische Rosetten in der Fülle und hypidiomorphe Kristalle im Gefüge.
- Orthit: 1%, bis $0,33 \times 0,15$ große Idioblasten mit breitem Epidotsaum, rostbraun — dunkelbraun, Ausl.: 31°.
- Titanit: 3% in Schl. 111, Rauten, Flecken (Leukoxen) und Mikrolithe.
- Granat: 3% im Schl. 112, ϕ 0,12, idiomorphe, mäßig chloritisierte Individuen mit randlicher Biotitbildung.
- Ferner: Rutil (Sagenit), Turmalin, Zirkon, Apatit, Karbonat, Limonit und Opakanteile (Magnetit, Ilmenit, Hämatit und Pyrit).

Zwischen den einzelnen Augen lagern kleine rekristallisierte Quarz- und Plag-Körner eine Zeilenstruktur abbildend, oder es scheinen große verzahnte Quarze mit Pflasterstruktur auf. Die Knäfe und Quarze, seltener die Plagioklase, liegen meist im s und zeigen ein zum s_e unverstelltes s_i. Die Kristallisation der Augen bildenden Minerale verläuft syngenetisch zur Anfangsphase der s₂-Deformation; in der Endphase gelangt Biotit, Chlorit und Muskowit zur Ausbildung. Postdeformativ setzt unvermittelt eine Rekristallisation an Mörtelquarzen und größeren Plagioklasen ein. Die Übergänge zwischen den verschiedenen Perthiten zum Schachbrettalbit, sowie auch die von Plag III zu Plag I sind in ein und demselben Schliff zu beobachten.

5) Granite

In der Kernserie treten vereinzelt Suiten auf, bei denen makroskopisch keine oder kaum erkennbare Gefügerichtungen vorliegen. Mikroskopisch ist jedoch eine Paralleltextrur ersichtlich, so daß ich sie als „gerichtete Granite“ (vergl. F. TRAVNICEK, 1951) bezeichne; durch den Wechselgehalt von Biotit im Gestein könnten sie stellenweise als „Biotitgranite“ (siehe K. METZ, 1953) eingestuft werden.

Genetisch entwickelt sich der Granit durch die fast restlose Auflösung seines ursprünglichen s-Gefüges infolge zunehmender intensiver Zufuhr granitischen Metatektes.

Der helle, bläuliche Granit mit undeutlicher Paralleltexur weist im Schl. 114 (Jagdhütte im Sölker Obertal) kataklastisch zerbrochenen und undulösen Quarz (18%) auf. An Feldspäten finden sich 7% Knaf, als Mikrolin, Mikrolinmikroperthit, Aderperthit und Haufenperthit, sowie Übergänge zu Schachbrettalbit ausgebildet, und 28% Plagioklas bestehend aus Plag I, II, III, wovon letzterer eine starke Verglimmerung aufweist. An Glimmermineralen sind Serizit (20%), Biotit (10%) und Chlorit (6%) nennenswert. Der Biotit hat Sagenit eingeschlossen und bildet zusammen mit Chlorit, Epidot und Titanit Pseudomorphosen nach Hornblende. Die Biotite wandeln sich bei gleichbleibender Orientierung in Klinochlor um. Bemerkenswert ist der hohe Orthitgehalt (4%): Die idiomorphen Kristalle sind zonar, weisen Epidotrand und Korrosionsschläuche, die mit Quarz und Epidot ausgefüllt sind, auf; Ausl.: 31 und 34°, braungelb — kastanienbraun. Des weiteren finden sich noch Akzessoria und bis zu 3% Granaten, welche teilweise chloritisiert sind und im Inneren Klinochlor und gegen den Rand Pennin aufweisen (Abb. 6).

Die Kalinatronfeldspäte grenzen an Plag II und III (mit Randsäumen) und wuchern zwischen diesen, wobei Plag I bis III in gerundeter und idiomorpher Begrenzung als Einschlüsse aufscheinen. Diese Plagioklase sind durch kalimetasomatische Vorgänge stark angenagt, die Serizite der Fülle schwimmen in den Knaf und sind Relikte ehemaliger Plagioklaseinschlüsse.

6) Pegmatite und Aplite

Zahlreiche Gänge und Lagergänge, meist spitzwinkelig zum s stehend, durchschwärmen die Gneisgesteine. Als Hauptausbildung kommen Pegmatite und Aplite in Betracht, von denen einige Varietäten näher beleuchtet werden. Ein unmittelbarer Vergleich mit den Pegmatiten der Brettsteinserie ist nicht möglich, da die charakteristischen Marmoreinschaltungen hier fehlen.

Im Raume Sacherseealm steht unmittelbar am Fuße des Wandabbruches gegen das Trichterkar zwischen Säuleck und Spateck ein heller, grobkörniger Disthen führender Pegmatitgneis an, welcher zwischen Flasergneis und Biotitschiefer eingelagert ist (siehe Profil 2).

Im Schliff 115 erkennt man Großkörner von stark undulösen Quarzen, die im Verband mit Feldspäten stehen. Die Knafe mit 20% gliedern sich in Porphyroblasten von Mikrolinmikroperthit, Haufenperthit und Schachbrettalbit; die Plagioklase, ebenfalls mit 20% weisen Plag I, II und III auf. Große Blättchen und Scheiter von Muskowit mit 10% sind im Gefüge unregelmäßig zu beobachten. Der Disthen erreicht im Handstück einen ϕ von 5,0, im Dünschliff nur 0,42. Eine porphyrische Struktur wird durch die großen Körner von Disthen, Quarz und Feldspäten hervorgerufen. Dazwischen liegen Schnüre von einem Plag-Quarz-Mörtelgefüge mit Serizitblättchen, die eine mäßige Paralleltexur andeuten.

Parallel oder auch spitzwinkelig zum s der Feinkornigneis verlaufen Disthen führende pegmatoide Aplite, die als weiß-bläuliche Lagen in Verband mit Hornblende führenden Quarzitgneisen stehen. In der hellen Lage erkennt man Plagioklasporphyroblasten, große Muskowitschuppen und bläuliche Disthenkristalle.

Der Schliff 116 weist außer stark verzahnten und rekristallisierten Quarz-Mörtelschnüren bis 70% Plag I und III auf, welche als große Riesenporphyroblasten (bis ϕ 13,0) Disthen, Granat und Muskowit eingeschlossen führen. Die hypidiomorphen, breitstengeligen Disthenporphyroblasten sind leicht gebogen, haben Epidot und Rutil eingeschlossen und weisen eine Ausl. von 32° auf. Ein Granat zeigt unter gekreuzten Nicols blaßrosa Farbe.

Die Granaten und Disthene kristallisierten vor den Plagioklasen aus, welche während einer deformativen Phase gebildet wurden. Diese verbog nicht nur Disthene, Opakanteile und Muskowite, sondern zerbrach auch Quarze.

Ein weiterer pegmatoider Aplit stammt aus den Aplitgängen mit Hornblendeporphyroblasten (vergl. Schl. 96), die bis in den Gneisgranit

hineinreichen können und ähnliche petrographische Zusammensetzung, wie obige, nur ohne Disthen, aufweisen. An der Grenzzone zwischen dem Aplit und Hornblendequarzitgneisen kommt es zur Ausbildung von Epidot und Hämatit, welche auch im Gelände zwischen den Hornblendeporphroblasten und dem Aplit im Zusammenhang mit Quarzgängen beobachtet wurden.

Erwähnenswert ist ein weißer Aplit mit Chloritschlieren vom Kl. Gnase n O - G r a t. Dieser Aplit enthält weißen Faserperthit und schachbrettgemusterten Albit in dem große Gerüstgranaten liegen. Weiters sei noch vermerkt, daß in vielen Aplitgängen die Plag III eine vorherrschende Stellung einnehmen.

Die Beobachtungen im Felde lassen auf eine Bildung entlang alter Störungsbahnen und parallel dem s-Gefüge der vorgranitischen Gesteine schließen. Altersmäßig sind sie der Granitbildung zuzuordnen.

Auf die bereits früher besprochenen Quarzgänge, Quarzlagergänge und feinen Quarz-Karbonatgänge möchte ich hier nicht mehr eingehen.

In den Gneisgraniten und im Liegenden der Feinkorngneise tritt häufig in flach liegenden und auch saigeren Fugen ein junger Kluffchlorit auf, der im Schlibbild (Schl. 118) schwammartige Aggregate von Pennin zeigt. Diese werden von aplitischen Apophysen, bestehend aus Quarz, Plag II und III, Serizit und Akzessoria durchsetzt. Die klaren Plagioklase zeigen Sageniteinschlüsse. Das Gestein ist dunkelgrün und weist allseits Harnischflächen auf.

7) Mylonite

Im Liegendbereich der Kl. Kesselspitze und nördlich des Punktes 1679 lagern innerhalb der Gneisgranite Granitmylonite, die durch ihre hellgrünliche und grüngefleckte Farbe auffallen. Außerdem sind sie stark zerhackt und machen einen silifizierten Eindruck. Im Schlibbild 119 zeigt sich ein feinkörnig zerhacktes Gewebe von zerbrochenen, undulösen bis rekristallisierten Quarzkörnern und Feldspatindividuen (Albite und Knaf), zwischen denen bedingt durch eine Zufuhr silikatischer Materials Quarz und seltener Feldspat sproß. Mit dieser Rekristallisation dürfte auch die schlierenartige Ausrüstung von Titanitmikrolithen verknüpft sein.

Gegen die Randzonen der Granitmylonite werden die Gesteine halbmylonitisch und gehen dann in Flasergneise über. Der Entstehung nach dürften die Mylonite im Zusammenhang mit der Hauptstörung (Pleschmizzinken-Gnase n) stehen. Entlang dieser treten ähnliche Mylonitgesteine auf und beinhalten den Mineralbestand der angrenzenden Feinkorngneise, seltener der Gneisgranite.

Aus der Gnase nrinne stammen smaragdgrüne, graue, schwarze und grünliche Typen, die stark zerschert oder gepreßt sind und einen eigenen Mylonittypus darstellen.

U. d. M.:

Quarz: 20%, große Körner und mörteliges, rekristallisiertes Mikrogewebe. Plagioklas: 65%, hauptsächlich Plag III mit sehr starken Deformationsspuren, jedoch auch Anklängen von Rekristallisation. Ferner idiomorphe Plag II und Bildung von Randsäumen um Plag II und III. Ansonsten sind Glimmerminerale und Akzessoria, wie sie in den Feinkorngneisen auftreten, zu beobachten.

Diese Halbmylonite bis Mylonite, als Auswirkung der Bewegung entlang der Hauptstörung, zeigen ein stark zerbrochenes Plag-Quarzgefüge, in dem aber nach einer alten bruchtektonischen Deformation Quarze und Plagioklase rekristallisierten und vielleicht auch Glimmerminerale zur Bildung kamen. Die karbonatischen Kluftausheilungen datieren etwas später.

Petrogenetische Betrachtungen

Aus der Durcharbeitung der Dünnschliffe und unter Verwendung der hier nicht näher ausgeführten gefügekundlichen Merkmale können wir folgende genetische Reihung festlegen: Nach der s_1 -Deformation, die den stärksten haupttektonischen Vorgang aufzeigt, fand die Bildung von Granat, Hornblende und Plagioklas (Plag III) statt. Im Anschluß daran folgte die Kristallisation der gneisgranitischen Paragenese mit sauren Plag II und Plag I, Kalinatronfeldspat (Knaf), Biotit mit Sagenit und Orthit. Demnach ist diese Mineralgesellschaft, welche die migmatische Umbildung eines Paläosombestandes zum heutigen Gneisgranit erzeugte, jünger, als die durch s_1 zum Ausdruck kommende Haupttektonik des Gesamtgebietes. Postkristallin hierzu ist jedoch s_2 , welches in den Gneisgraniten und natürlich auch in den Feinkorngneisen als ein- oder zweisecharige Scherung mit durchschnittlichem EW-Streichen ausgebildet aufscheint. Dabei benützte die s_2 -Flächen erzeugende Mechanik die Bahnen von s_1 .

Hinsichtlich der s_1 -Deformation läßt sich dieses Resultat mit den Ergebnissen einer baugeschichtlichen Bearbeitung in den Wölzer Glimmerschiefern (K. METZ, 1953 und W. FRITSCH, 1953) durchaus vergleichen. Weiters muß auch auf die auffällige, mineralfazielle Übereinstimmung mit den Seckauer Gneisen hingewiesen werden (K. METZ, 1953 und H. HELFRICH, 1953). Damit können wir die bereits von F. ANGEL — F. HERITSCH, 1931 aufgezeigte Wesensverwandtschaft der Seckauer und der Schladminger Tauern mit den Zentralgneisen der Hohen Tauern näher definieren und bestätigen. Die besondere Vergleichbarkeit mit den Hohen Tauern betonte ich schon eingangs (CH. EXNER, 1948, 1951, 1952 und F. ANGEL — R. STABER, 1952).

Entsprechend meiner geologischen Geländeaufnahme, den gefügekundlichen Auswertungen vom Regional- bis Millimeterbereich und auf Grund der in der Literatur angeführten Ergebnisse über die Gesteine der Niederen Tauern müssen wir die gneisbildende Kristallisation in das *Alpidikum* einordnen.

H. WIESENER's Ansicht (Kleinsölker Überschiebung; 1939), daß die Wildstellengneise postkristallin von den Granatglimmerschiefern überschoben wurden, wird durch meine petrographische Bearbeitung des Raumes südlich des Schladminger Törls widerlegt. Unterstützt wird meine Auffassung dadurch, daß an der Gneisgranitgrenze gegen die Glimmerschieferserie hin keine postkristalline Verschuppung feststellbar war, obwohl dieser Abschnitt wegen der Wichtigkeit dieses Problemes besonders eingehend untersucht wurde. Die Gneise zeigen keine Spuren einer postkristallinen Durchbewegung, welche korrelat ihrer ausgesprochen deutlichen Schieferungsflächen wären. Sie haben ihre Schieferung demnach bereits vor der Kristallisation ihres charakteristischen Mineralbestandes erhalten.

In den letzten Jahren veröffentlichten K. KÜPPER, 1956 und K. VOHRZYKA, 1957, ihre Ergebnisse aus den Gebieten unmittelbar westlich meines Aufnahmeareales. Ohne die Ausführungen beider einer eingehenden Erörterung unterziehen zu wollen, möchte ich doch einiges dazu bemerken. Beide weisen auf mineralparagenetische Merkmale hin und versuchen, in ihren Ansichten den Gneiskomplex der Schladminger Tauern etwas verschieden zu gliedern. In vielen Einzelbeobachtungen stimmen wir überein, nicht aber in der Auffassung der Gneisgranitprägung. Sie geben eine ähnliche Gliederung der Gneisgesteine wie ich, können sich jedoch trotz petrographischer Voraussetzungen nicht ganz von der orthodoxen Einteilung der Wildstellengneise lösen. K. VOHRZYKA bediente sich in seinen Schliiffbeschreibungen der EXNER'schen Feldspat-Terminologie, ohne aber auf ihn zu verweisen und seine Plagioklaseinteilung richtig zu verwenden. Der Autor bringt sehr viel Beweismaterial, das mit meiner genetischen Deutung im Sinne einer Vergleichbarkeit mit den östlichen Hohen Tauern gut übereinstimmen könnte. In letzter Konsequenz greift er aber auf die alte Einteilung von J. A. IPPEN und folgende zurück.

In KÜPPER'S Karte fehlt die Glimmerschieferserie zwischen den Ennstaler Phylliten (in Anlehnung an R. SCHWINNER bezeichnet er sie als Phyllit-Marmor-Grünschiefer-Serie) und der Gneismasse im Süden. In Übereinstimmung mit der geologischen Aufnahme von H. HAAS, 1955, der ebenfalls den Raum westlich der Linie Sattental—Hohe Wildstelle kartierte, muß ich ausdrücklich festhalten, daß die verschiedenen Ausscheidungen der Glimmerschieferserie sich über das Sattental hinweg nach Westen fortsetzen!

In der Darstellung von KÜPPER, besonders aber in der von VOHRZYKA gibt es mehrere Punkte, die an einer anderen Stelle noch einer eingehenderen Diskussion unterzogen werden sollen.

Literaturhinweise

- ANGEL F.: Die Gesteine der Steiermark. MNVSt. 1924.
 ANGEL F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jb. d. Univ. Graz, 1940.
 ANGEL F. und HERITSCH F.: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Cbl zum NJb für MGP, 1931.
 ANGEL F. — STABER R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogelgruppe. Wiss. Alpenvereinsheft 13, 1952.
 BACKLUND H. G.: Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. Bull. Com. Geol. Finlande, 1936.
 BOWEN N. L.: The Granite-Problem and the Methode... aus Origine of Granite. Geol. Soc. Am. Mem, 1948.
 DOELTER C.: Das kristalline Schiefergebirge der Niederen Tauern. MNVSt. 1896.
 DRESCHER-KADEN F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin, 1948.
 EXNER CH.: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. TPM 1948.
 — Mikrolinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. TPM 1951.

- EXNER CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Jb. GBA, Wien, 1957.
- FRITSCH W.: Die Gumpeneckmarmore. Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. Geol.Mitt.Joann. 1953, Heft 10.
- HAAS H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental. Diss.Univ.Graz, 1956.
- HAUSER A.: Ein neues steirisches Flußspatvorkommen. MNVSt 1955.
- HAUSER A. und BRANDL W.: Das Alter des Sölker Marmors. MNVSt 1956.
- HELFRICH H.: Petrographie der Seckauer-Instrusiva. Diss. Graz, 1953.
- HERITSCH F.: Geologie von Steiermark. MNVSt 1921, Ausg. B.
- IPPEN J. A.: Gesteine der Schladminger Tauern. MNVSt 1901.
- KÜPPER K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. Jb. GBA, Wien, 1956.
- MEIXNER H.: Der „grüne“ Glimmer aus dem Marmorbruch im Kleinsölktal. MNVSt 1935.
- METZ K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol.Rdsch. 1952.
- Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone (cum lit.). Mitt.geol.Ges. Wien 1953, 44. Bd., 1951.
- Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. TMPM 1953.
- Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern. MNVSt 1953.
- SANDER B.: Einführung in die Gefügekunde I und II. Springer, Wien, 1948 und 1950.
- SCHWINNER R.: Die Niederen Tauern. Geol.Rdsch. 1923.
- Die Zentralzone der Ostalpen in SCHAFFER's „Geologie von Österreich“. Deuticke, Wien, 1951.
- SEDERHOLM J. J.: Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rdsch. 1913.
- STIPPERGER W.: Schrifttum über Bergbau, Geologie mit Karstforschung und Heilquellen, Hydrogeologie, Mineralogie, Paläontologie, Petrographie und Speläologie des pol. Bezirkes L i e z e n — Steiermark von 1800—1956. Mitt. d. Mus. f. Bergbau, Geol. und Technik am LM „Joanneum“ Graz, 1956, H. 16.
- STUR D.: Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jb.GRA, Wien, 1853.
- TRAVNICEK F.: Das Seckauer Kristallin zwischen Ingering und Gaal. Diss. Graz, 1951.
- VACEK M.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. Verh. GRA 1893.
- VOHRYZKA K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. Mitt. Ges. d. Geol.- u. Bergbaustud. Wien, 1957.
- WEGMANN E.: Über Migmatitbildungen (cum lit.) Geol. Rdsch. 1935.
- WEISS E. H.: Die Geologie der nordöstlichen Schladminger Tauern. Diss. Graz, 1954.
- WIESENEDER H.: Aufnahmsbericht über das Blatt Gröbming-St. Nikolai. Verh. GBA 1939.
- Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenanner und Sölker Tauern. TMPM 1939.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum](#)

Jahr/Year: 1958

Band/Volume: [2 1958](#)

Autor(en)/Author(s): Weiss Ernst Heinrich

Artikel/Article: [Zur Petrographie der Hohen Wildstelle \(Schladminger Tauern\) 69-109](#)