

Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern

I. DIE KERNGESTEINE (GNEISE UND GRANITE)

Von K. Metz

Petrographische Bearbeitung von H. Helfrich

(Eingelangt am 28. März 1953)

Einführung und Problemstellung. Ältere Übersichtskarten der Seckauer Tauern ergeben insofern ein irreführendes Bild, als sie eine kompakte Massierung von Graniten ausscheiden, zu welcher zum Teil eine gneisige Hülle gehört. Dies trifft jedoch in dem so gezeichneten Umfang keinesfalls zu. Vor allem kann nicht davon gesprochen werden, daß sich um einen oder mehrere Orthokerne metamorphe Sedimentabkömmlinge morphologisch als Hülle legen würden.

Eine geologische Bearbeitung der letzten Jahre zeigt vielmehr eine Vielfalt von einzelnen Zügen verschiedenartiger Gneise und Granitgneise, welche konkordant zwischen Biotitschiefern oder Serizitquarziten liegen. Große Gebiet der Seckauer Tauern führen vorwiegend solche Wechsellagerungen mit Gneisen, während nur in örtlich beschränktem Umfang mächtige granitische Massen vorliegen, die jedoch nicht als einfache Gneiskuppeln in Erscheinung treten.

Nach den älteren Auffassungen wurden in unserem Gebiete die texturell als Gneise angesprochenen Gesteine als Orthogneise zusammen mit Gneisgraniten und Graniten einer „Kernserie“ zugeordnet. Nunmehr aber ergaben die petrographische Durcharbeitung dieser Gesteine und der Feldbefund, daß wir es in der als Kernserie zusammengefaßten Gesteinsgruppe zum allergrößten Teil mit migmatischen Gneisen, Migmatiten zu tun haben. Die im Feld so auffallenden Übergänge der Gesteine untereinander (etwa Gneisgranite bis zu metamorphen Sedimenten) erschweren eine kartenmäßige Grenzziehung zwischen Ortho- und Paraserien.

Da auch die Vielfalt der Gneisgranite und Gneise untereinander fließende Übergänge zeigt, steht der kartierende Geologe zunächst vor der Unmöglichkeit richtiger Ausscheidung, zumal zunächst noch keine genetischen Grundlagen für eine Typisierung vorliegen.

Es zeigte sich schon während der Bearbeitung, daß für die Typisierung der ineinanderfließenden Gesteinsvarietäten nicht allein ein schwankendes Mengenverhältnis der Mineralkomponenten untereinander maßgeblich ist, sondern daß auch Gefügeeigenschaften, vor, während oder nach der Kristallisation erworben, vom Handstück- bis zum Profilbereich wichtige Kriterien hierfür darstellen.

Die zu bewältigende Aufgabe einer Typisierung der Kerngesteine bestand demnach sowohl in einer umfassenden petrographischen Bearbeitung unter steter Berücksichtigung des natürlichen

Zusammenhanges der Gesteine untereinander wie auch in einer genauen Feldbearbeitung. Bei letzterer wurden auch die flächigen und linearen Gefüge im Handstück- bis Profilbereich erfaßt. Korngefüge-Untersuchungen im gewünschten Ausmaß mußten äußerer Umstände halber vorläufig noch zurückgestellt werden.

Die Ergebnisse werden in der folgenden Arbeit niedergelegt, wobei bewußt auf eine Verallgemeinerung petrogenetischer Beobachtungen und auf eine Diskussion des Granitisationsproblems verzichtet wird. Die genetischen Schlüsse beschränken sich allein auf das bearbeitete Gebiet. Wegen auffallender Analogien beobachteter Tatsachen mit den Verhältnissen in den Zentralgneisen der östlichen hohen Tauern wird auf diese nach der Literatur öfter Bezug genommen.

Im folgenden wird unter „Seckauer Tauern“ auch die Bösensteinmasse mitgezählt, da diese petrogenetisch den eigentlichen Seckauer Tauern zuzuzählen ist und von diesen erst durch junge tektonische Vorgänge auch morphologisch abgetrennt wurde.

Geologischer Überblick

Ein Vergleich zwischen dem engeren Gebiet des Hochreichart und des Bösenstein-Hauptgrates zeigt in petrographischer Hinsicht beträchtliche Verschiedenheiten der Gesteinsserien, die nur in den in beiden Gebieten auftretenden mächtigeren granitischen Körpern weitgehend verwischt erscheinen.

Die Sedimenttypen der Hochreichart-Zone sind ausschließlich quarzitische Gesteine, deren Kristallisationsverband mit den Gneisgraniten der Kernserie von mir schon besprochen wurde (1940, 1953). Die quarzitischen Gesteine sind im ganzen Gebiet (Bärensulsattel, Lattenberg, Gr. Griesstein, Triebenkogel) ohne Zweifel der Rannachserie zuzuordnen. Die mit diesen Quarziten zusammenhängenden Gneise zeichnen sich durch quarzitischen Habitus mit hellgrauer Grundfarbe und durch ihre Glimmerarmut schon im Gelände aus.

Zum Unterschied davon zeigt das Bösensteingebiet zwischen den Gneisen und Graniten eingeschaltete Biotitschiefer mit engscharter Schieferung, großer Feinkörnigkeit mit Übergängen zu feinkörnigen Schiefergneisen, die ihre Sedimentnatur deutlich erkennen lassen. Entsprechend dem im petrographischen Teil dieser Arbeit zu diskutierenden Kristallisationsverband dieser Schiefergesteine mit den der Kernserie angehörigen Gneisen, finden sich hier auch keine an Quarzite gemahnenden Gneise, sondern Flasergneise mit all ihren Abwandlungen, die das vielseitige petrographische Entwicklungsbild dieser Gruppe kennzeichnen.

Diese in grober Annäherung skizzierte petrographisch gegebene Zweiteilung des Gesteinsbestandes erweist sich im ganzen Massiv als regional verbreitet und gestattet schon nach äußeren groben Merkmalen eine Differenzierung.

Der ursprüngliche Kristallisationsverband der Gneise des Hochreichartzuges mit den Quarziten der Rannachserie wurde an vielen Stellen in späterer Zeit postkristallin zerrissen, so daß ur-

sprüngliche Zusammenhänge dann vollständig verloren gegangen sind. (Z. B. Grenze gegen die Grauwackenzone im unteren Liesing- und Murtal).

In der zentralen Bösensteingruppe zeigen sich gleichfalls die primären Verbandsverhältnisse der Biotitschiefer mit den Kerngneisen noch in Resten erhalten. Örtlich ist jedoch auch hier starke postkristalline Durcharbeitung die Regel, wodurch das ursprünglich gegebene Bild verschleiert, wenn nicht ganz zerstört wurde.

Die charakteristische Gesteinsgesellschaft der Bösensteinmasse findet ihre typische Ausbildung auch in den Bergzügen, welche die Osthänge des Pölstales aufbauen. Hier, wie in der Gaal, in der unteren Ingering und nördlich Seckau unter dem Seckauer Zinken finden wir wieder die im Bösenstein gewonnenen Erkenntnisse primären Verbandes der Kerngneise mit den Biotitschiefern bestätigt, wobei es zur Ausbildung zahlreicher migmatischer Gesteinstypen kam.

Während jedoch die gesamte Bösensteingruppe durch junge Störungen gegen ihre tektonische Nachbarschaft abgeschnitten wurde, finden wir im Süden, etwa vom Eingang der Ingering und den um Seckau gelegenen Bergen an den direkten Anschluß der Biotitschiefer an jene Schieferzone mit Amphibolitzügen, die als zur Gleinalmserie gehörig anzusehen ist.

Verfolgen wir nun vom Triebental westwärts die Profile, die auf den Geierkogelkamm leiten, so kommen wir zur Feststellung, daß die dem Hochreichart entsprechenden Gesteinspakete in den Gipfelregionen von Geierkogel und Sonntagskarspitz von typischen Gesteinen der Bösensteingruppe überlagert werden.

Neben starker postkristalliner Laminierung der Gesteine im Grenzgebiet findet sich mehrfach auch ruckartiger Wechsel im Streichen und Fallen der Bankung und der s-Flächen der Gesteine, so daß wir hier den Eindruck jüngerer tektonischer Überlagerung beider verschiedener Gesteinsserien übereinander erhalten. Dieser Befund wurde durch die Bearbeitung des Kammgebietes der Gamskögel, der Knaudachspitze und der Mödering bestätigt: Die von Süden (Kesseleck-Amachkogel, Lerchkogel) heranziehenden Gesteine des Bösensteintyps werden hier an mehreren eindeutigen Überschiebungsbahnen mit Schuppung über die charakteristischen, mit Quarziten vermengten Gneise der Hochreichartserie geschoben (Abb. 1, 8).

In den genannten Gebieten erweisen sich sonach die beiden gesteinskundlich verschiedenen Serien auch zwei verschiedenen tektonischen Einheiten zugehörig (Hochreicharteinheit, Bösensteineinheit). Das heute vorliegende tektonische Verhältnis beider Einheiten zueinander wurde postkristallin im Zuge eines jungen tektonischen Bauaktes geschaffen und die diesen Bewegungen zuordenbaren tektonischen Spuren erweisen sich immer als postkristalline, das alte Bild der fertigen Kristallinmassen zerstörende Deformationen (Verschieferung, Laminierung, Auflinsung nach s und spitzwinkelig dazu verlaufenden Scherflächen, Phyllonitisierung, Feinmylonitbildung, Vergrusung der Aplite). Durch die mechanisch verschiedene Reaktionsfähigkeit der dünn

geschieferten Sedimente zwischen den groben und oft mächtigen Gneiskörpern ergab sich eine Konzentrierung der Bewegungen auf den Sedimentanteil, wodurch sich hier Schuppungen, Zerscherungen und Faltungen häuften, während in den Gneiskörpern wesentlich bescheidenere Spuren dieser Bewegungsvorgänge anzutreffen sind.

Neben diesen postkristallinen Deformationsspuren an den Gesteinen liegen aber auch noch solche vor, denen ein offenkundiger postkristalliner Charakter abgeht. Sowohl in der Bösensteingruppe wie in den Gneisgraniten der Seckauer Alpen selbst konnten immer wieder Gesteine aufgefunden werden, die entweder ein deutlich reliktes *s*, oder rein lineare Gefügeelemente aufweisen, die durch einen anscheinend gänzlich unverletzten Mineralbestand abgebildet erscheinen. Mehrfach treten auch granitische Gesteine auf, die im Handstück den Eindruck eines B-Tektonites erwecken, ohne daß ihnen, wenigstens makroskopisch, eine Spur nachkristalliner Zerbrechung anzusehen wäre.

Die Vermessung solcher beobachtbarer Gefügedaten im Gelände und deren Gegenüberstellung ergab folgendes: Immer dreht es sich um ein B, welches mit ziemlich beträchtlichen Streuungswerten um die NW-Richtung pendelt, fast horizontal liegt, oder flach nach NW geneigt ist. Auch die beobachtbaren *s*-Flächen sind diesem B zuordenbar. Weit verbreitet sind in aplitisch und granitisch injizierten Biotitschiefern feine Fältelungen, die ebensowenig rein postkristallin sind, als schemenhaft gefaltete Überbleibsel von Biotitschiefern in Gneisen. Auch ihnen kommt die gleiche Achsenrichtung zu.

Da die der ersterwähnten Überschiebungstektonik zuzuordnenden postkristallinen Deformationen im wesentlichen aber einer gleichen Achsenrichtung zugehören, stehen wir vor der Frage, ob es hier zwei, zeitlich hintereinanderliegende tektonische Akte gegeben hat, die die gleiche Symmetrie aufweisen, oder ob beide Akte doch als zusammengehörig zu betrachten sind, obwohl beide im Gelände in gänzlich verschiedener Art zum Ausdruck kommen.

Auf diese Frage kommen wir im baugeschichtlichen Teil noch zurück.

Jüngsten Datums sind noch zahlreiche Kluftsysteme und mit Dislokationen verbundene Zertrümmerungszonen. Sie werden in anderem Zusammenhang näher erörtert. Wir schließen sie den im Zuge der Weyrer Tektonik weit verbreiteten Quereinengungen mit meridional orientierten Achsen an.

Petrographischer Teil

Die folgende petrographische Bearbeitung bezieht sich auf die Gesteine der Kernserie (Gneise, Gneisgranite, Granite, Aplitite), welche aus dem Gesamtgebiet der Seckauer Tauern im Zug von Kartierungen und teilweise zum Zweck einer petrographischen Bearbeitung aufgesammelt wurden. Die Bearbeitung stützt sich auf rund 300 Dünnschliffe, die im wesentlichen von H. HELFRICH durchgearbeitet wurden. Die Ergebnisse einer früheren Bearbei-

tung des Kerngebietes von Ingering und Gaal, von F. TRAVNICEK wurde hiebei mitverarbeitet.

Sedimentgesteine, Biotitschiefer, bzw. feinkörnige Biotitschiefergneise und Serizitquarzite wurden nur insofern in den Bereich der Betrachtung miteinbezogen, als sie für das Verständnis der Gneise von Wichtigkeit erschienen.

Die dieser Beschreibung beigefügten Mikrophoto-Aufnahmen wurden im geologischen Institut in dankenswerter Weise von Herrn H. Riebel-Gutberlet ausgeführt.

Die Physiographie der Mineralparagenese

Q u a r z : Im besonders hohen Prozentsatz in den aus Serizitquarzit hervorgehenden Gneistypen, wo er die alten Gefügestrukturen (Zeilen-Quarz) zum Teil noch vollkommen erhalten zeigt. Undulöse Auslöschung allgemein vorhanden. Intensiv rekristallisierte Gewebepartien.

Die Unterscheidung von 2 Quarzgenerationen, wie sie KITTL in den Graniten der Bösensteinmasse trifft, ist zumeist sehr schwierig, wird aber dort möglich, wo altes Schieferungs-s gegenüber jüngeren Gefügen deutlich erhalten ist. In den übrigen Fällen wird für den Unterschied älterer und jüngerer Quarzgeneration durch eine Interferenz von Kristallisationsakten mit Deformationen fließend.

Für die **m a g m a t i s c h e** Genesis bestimmter Quarze, für die KITTL eintritt, konnten bindende Argumente nicht gefunden werden.

Feldspat-Gruppe

Die Bearbeitung der Feldspäte ist von besonderer Wichtigkeit, da diese sich als Träger von Spuren eines stattgehabten Stoffumbaus und wechselnden Deformationscharakters erweisen. Erst die Bearbeitung eines umfassenden Materials ermöglicht eine Übersicht und Trennung mehrerer zeitlich aufeinanderfolgender Typen.

Plagioklase : Sie liegen in vielfältiger Ausbildungsform vor, hinsichtlich Chemismus, Verzwilligung, Füllung. Immerhin sind 4 Typen genügend scharf voneinander trennbar, um sie gesondert beschreiben zu können. Da auch ihre paragenetische Stellung jeweils Besonderheiten aufweist, ergibt sich die Möglichkeit einer genetischen Trennung.

Die Typologie der Plagioklase wird in der folgenden Tabelle anschaulich gemacht:

Für die Plagioklase I bis III findet sich weitgehende Vergleichbarkeit mit der Typisierung EXNERS in den östlichen Hohen Tauern. Plag. II erweist sich als durchaus selbständig, wenn auch Übergänge zu Plag. III und eventuell auch I beobachtbar sind. Unterschiede von Plag. III und II liegen höchstens in etwas höherem An-Gehalt in den Seckauer Tauern.

Der Typus IV ist in den Biotitschiefern und den immer mit ihnen zusammenhängenden feinkörnigen Biotitschiefergneisen be-

Chemismus	Verzwillingung	Füllung	Habitus	Bemerkungen
Plag. I Albit	vereinzelt polysynthetisch, breite Zwillinglamellen, sonst einfache Zwillinge	ungefüllt, scharfe Auslöschung	xenomorph, meist unter 0,5 mm	Auftreten in Form von Randsäumen, besonders um Plag. III an Mikroklin, Perthit
Plag. II Albit- Oligoalbit	polysynthetisch schmale Zwillinglamellen Albit: Periklin-gesetz = 9:1	zählbare echte Fülle, regellos in Kristall verteilt, Serizit und Klinozoisit	xenomorph-idiomorph Übergänge von I zu II sind möglich, oft starke Deformation	Einschlüsse von Bi, Gr, Chl, Ep Zoi, Ser
Plag. III Oligoalbit Oligoklas	Zwillinglamellierung selten	sehr dichte, nicht auszählbare Füllung von Ser und Klinoz	Tendenz zu Idiomorphie, aber meist sehr starke Deformation, starke Trübung, Größe meist über 1 mm	Einschlüsse wie II., bildet Randsäume bei Berührung mit KNaF
Plag. IV 20—30 % Oligoklas	Zwillinglamellierung, selten	meist vollkommen ungefüllt	vorwiegend xenomorph, Größe unter 0,5 mm, mitunter echte Zonarstruktur mit bis 5 % Differenz an	typisch in Biotit-schiefergneisen

heimatet und läßt sich den Typen I bis III eindeutig gegenüberstellen.

Die Plagioklase können in einem einzigen Gestein nebeneinander vorkommen. Da die Typen als Ausdruck verschiedener Bildungsmilieus gelten müssen, kann durchaus der Schluß gezogen werden, daß solche Gesteine die Spuren zeitlich aufeinanderfolgender Umbildungen in sich tragen. Obwohl aus den Plagioklasen

allein dieser Schluß nur wenig bindend erscheint, kann jetzt schon darauf verwiesen werden, da er sich auch aus anderen Mineralkomponenten ergibt.

Plag. III zeigt die stärksten Deformationsspuren mit Zerbrechung und Zermörtelung, Deformationsverglimmerung, wobei die Mikrolithenschwärme über die Korngrenze hinauswachsen und zur Bildung von Serizitfilzen führen. Von der ursprünglichen Plagioklasssubstanz ist dann oft nichts mehr zu erkennen.

Demgegenüber zeigt Typ II immer wesentlich schwächere Deformation, die sich unter Verbiegung und Mikroverwerfung der Zwillinglamellen erschöpft. (Verheilung solcher Sprünge durch Quarz- und Plagioklasssubstanz).

Plag. I muß den letzten Kristallisationsäußerungen zugerechnet werden, da er einerseits die geringste tektonische Beanspruchung aufweist (vereinzelt Verbiegung von Zwillinglamellen, flammige Auslöschung), andererseits aber auch wegen seines stets frischen Aussehens ohne Füllung, ohne Zersetzungserscheinungen oder Trübung.

Kalnatronfeldspäte

Ihr Auftreten ist auf gneisgranitische und granitische Gesteinstypen sowie Augengneise beschränkt. Es handelt sich um mitunter große Individuen mit glänzenden Spaltflächen, die Farbe ist weiß, mitunter gelblich und in großen Gebieten auch rosa (fleischfarben). Auftreten als Mikroklin und/oder Mikroklin-Mikroperthit, Schachbrettalbit (Mikrophoto 4, 3).

Die Mikrokline zeigen flau bis harte Gitterung. Am besten entsprechend den KNaF I EXNERS.

Perthite treten auf als: Faser-, Ader-, Haufenperthit. Der Unterschied liegt in der Ausbildung der Albitsubstanz. Albitspindeln fein, verzwilligt, wolkige Anhäufungen: **H a u f e n p e r t h i t**. Leitet bereits zu den Schachbrettalbiten über.

F a s e r p e r t h i t e: Feine bis grobe Na-Feldspatlamellen, Spindelgröße variabel, ohne Verzwilligung, Resorptionssäume fehlen, Perthitsubstanz ist mehr an die Randzonen gebunden (Mikrophoto 3).

A d e r p e r t h i t: Breite, polysynthetisch verzwilligte Na-Feldspatadern im KNaF. Selten treten darin Mikrolithen auf.

H a u f e n p e r t h i t: Ausbildung ähnlich dem Aderperthit mit randlicher Anreicherung der Na-Feldspatsubstanz, mit wolkiger Anordnung an der Grenze des KNaF gegen einen Plag.

Sowohl bei den Faser- wie bei den Aderperthiten weisen mehrere Schliffbilder auf die Möglichkeit der Entstehung in einem Reaktionsgefüge hin, doch sind die Bilder mehrdeutig, so daß ein abschließendes Urteil nicht gegeben werden kann.

S c h a c h b r e t t a l b i t (Mikrophoto 4): Tritt als schachbrettgemusterter Albit vom Typus des Plag. I, seltener Plag. II oder als schachbrettgemusterter Haufenperthit in Erscheinung*.

* In den vorliegenden Schliffen gelangt häufig nur ein Lamellensystem zur Beobachtung.

Er tritt vorwiegend in Porphyr-, Augen- und Flasergneisen auf. Während wir entsprechend der Auffassung EXNERs auch in den Seckauer Tauern die Schachbrettalbite nach dem Typus Plag. I als ehemaligen KNaF herleiten, wird dies bei jenen nach dem Typus II schon wesentlich schwieriger, doch läßt sich auch hier eine endgültige Deutung nicht geben.

Wir fassen den Schachbrettalbit des Plag.-I-Typ syngenetisch mit dem gewöhnlichen Plag. I, entstanden aus KNaF, auf. Der schachbrettgemusterte Haufenperthit stellt ein einwandfreies Übergangsglied von KNaF zum Schachbrettalbit dar. Gesicherte Antiperthite wurden nicht beobachtet. Dagegen liegen zahlreiche Beobachtungen über Kali-Feldspatitisation von Plag. vor, indem Plagioklasreste, oft nur mehr schwach kenntlich, im KNaF liegen. Auch die Füllung dieser Plagioklasen ist dann noch in Resten erhalten. Buchtige Reaktionsränder weisen auf Reaktionsgefüge im engeren Sinn hin. (Mikrophoto 3).

Rein typenmäßig lassen sich folgende KNaF ausscheiden:

Perthit (Ader-, Faser-, Haufenperthit) entsprechend dem KNaF III EXNERs,
hart oder flau gegitterte Mikrokline vom Typus des KNaF I EXNERs.

In den Seckauer Tauern trägt der Typus des KNaF II von EXNER nur Übergangscharakter zu I oder III, so daß wir hier diesen Typus nicht eignen ausscheiden.

Aus zahlreichen Beobachtungen läßt sich über die Genetik der KNaF folgendes sagen:

- a) Entstehung im Zuge von Stoffwanderungen (Stoffzufuhr).
- b) Das Holoblastenwachstum der KNa-Feldspäte ist jünger als das Wachstum von Plag. II und III, da diese von ihm umschlossen werden (Mikrophoto 3). Gleichzeitig mit den KNa-Feldspäten ist dagegen Plag. I. Die großen KNa-Feldspäte in den Porphyr-Gneis-Graniten und Augengneisen sind als Holoblasten nicht als Einsprenglinge anzusprechen, da sie Plagioklasreste vom Typ II und III mit deren Füllungsresten als Einschlüsse führen.
- c) Perthitisierung und Schachbrettalbitisierung gehören in die gleiche Vorgangsfolge, vielleicht in die Anfangsstadien von b).

Die Bildung der Mikrokline ist in die letzten Phasen tektonischer Bewegung und Kristallisation zu setzen und wurde entscheidend für das heutige Bild der granitischen Kerngesteine.

Myrmekit ist sehr häufig in den Seckauer Gesteinen, die reich an KNaF sind (Streifengneise, reine Granite, Aplite). Der Großteil dieser Myrmekite wird als jünger als das Mikroklinwachstum aufgefaßt. Die beobachteten Bilder lassen sich im Sinne der Beobachtungen BECKE's und DRESCHER-KADEN's als Zweikorn-Reaktionsgefüge deuten. Der Myrmekit wird hier als in den Kreislauf metasomatischer Gefügeveränderungen granitischer Gesteine gehörig betrachtet.

Glimmer

Biotit: Wesentlicher Gemengteil in allen Kerngesteinen und in den Biotitschiefern. Die Biotite der Glimmerschiefer lassen sich von denen der Kerngesteine deskriptiv trennen.

Biotite der Glimmerschiefer (Biotit I):

Schmale, häufig deformierte Leisten, oft feinschuppig, Zerfransungserscheinungen, Auflösungserscheinungen. Pleochroismus stark

n_{α} hell grünlichgelb

n_{γ} rotbraun.

Intensive pleochroitische Höfe um sehr kleine, kaum bestimmbare Mineralkörner, zumeist Rutil und Zirkon. Einschlüsse: Erz, selten Apatit, nicht aber Epidot, Orthit, Sagenit.

Biotit II: In Gneisen und Graniten. Entweder in großen Scheitern oder auch feinschuppig in Nestern angeordnet. Vielfach mit korrodierten Rändern, oft zerrissen und aufgesplittert. Biegungen und Zerbrechungen der Blättchen sehr häufig. Stark in der Farbtonung wechselnd.

n_{α} hellocker bis gelblichbraun

n_{γ} sepia bis schwarzoliv.

Im makroskopischen Bild dagegen vielfach schwarz, oft mit grünlichem Stich bis braun.

Pleochroitische Höfe um Zirkon (Mikrophoto 1), doch tritt hier auch Orthit in größeren Körnern mit randlicher Epidotumbildung als wichtiges hofbildendes Mineral auf. Dazu kommt noch Epidot, Zoisit, Titanit, Apatit und Rutil. Reichlich Sagenit in dichten Gittern. Häufige Einschlüsse sind: Apatit, kleiner Granat, Erzstaub bildet oft ein si ab. Auffallend ist die häufige Kornansammlung von Epidot-Zoisit am Rande in Auflösung begriffener Biotite. Da in solchen Epidoten vereinzelt auch Sagenit beobachtet werden konnte, läßt sich diese Ansammlung als Ausdruck einer Umwandlungserscheinung auffassen. Daß auch Verdrängung von Biotit durch Plagioklas vorkommt, beweist das Auftreten von Sagenit in Plagioklas. Auch bei der häufigen Umwandlung des Biotites in Klinochlor und Pennin bleiben Sagenite und pleochroitische Höfe erhalten (Mikrophoto 1, 2).

Basisverwachsung mit Muskowit, ähnlich auch mit Chlorit, nicht selten. Biotit II tritt immer in Gesteinen auf, die unter dem Einfluß der Granitentstehung stoffliche Veränderungen (Wachstum von Plag. und $KNaF$) erlitten haben.

Mit Aussagen über das Alter vorliegender Gesteine auf Grund der Reichweite von pleochroitischen Höfen müssen wir vorsichtig sein.

M. STARK (1935) kam zu dem Ergebnis, daß die Intensität der Höfe in einem einzigen Mineralkorn stark schwankt und abhängig ist von der Metamorphose, vom Gesteins-Chemismus, chemischen Reaktionen, von Druck und Temperatur, wobei das Alter der Gesteine im wesentlichen keine Rolle spielt.

Muskowit: In einzelnen Gesteinen recht häufig, Parallelverwachsung mit Biotit; als Feinmuskowit in stark postkristallin

bewegten Gesteinen häufig, besonders in jenen, in denen ein Paläosom serizitisch-quarzitischer Natur noch erkennbar ist.

Pennin, Klinochlor, Prochlorit: In fast allen Schiefen auftretend, vielfach als Produkt der Diaphthorese (chloritisierter Biotit). Vereinzelt auch als Einschlüsse in KNaF. Jüngste Bildungen als Chloritsand in Klüften, oft cm-Dicke erreichend. Typisch im Zusammenhang mit „Tauernklüften“.

Epidot-Gruppe: Epidot als Nebengemengteil sehr häufig. Feinkornepidot, in nesterförmigen Aggregaten, Epidot-Krümel um Orthitkerne sehr häufig (Mikrophoto 3). Wie schon erwähnt, scheint er auch als Umwandlungsprodukt nach Biotit II aufzutreten, dann mitunter selbst noch Sagenit führend. Häufig ist Epidot Begleiter von Glimmerschiefern. Im Zusammenhang mit Titanit und Biotit als Pseudomorphose nach ehemaligen Hornblenden (Hornblende selbst jedoch nirgends mehr erhalten, so daß über ihre ursprüngliche Natur keine Aussage mehr zu machen ist).

Granat: In sehr verschiedenartiger Ausbildung in kleinen Körnern bis 0,5 mm. Accessorisch in fast allen Gesteinen auftretend. Oft stark diaphthorisiert mit Spuren starker Zerbrechung und dann als Restbestand zum Palaeosom gehörig aufzufassen. Mitunter aber auch in unverletzten, kristallographisch scharf begrenzten Körnchen als Produkt einer Neukristallisation.

Titanit: Wesentlich in zwei Ausbildungsformen. Entweder idiomorph, spitz rhomboedrisch oder körnig in kleinsten Aggregaten, etwa als Umwandlungserscheinung im Biotit II. Auftreten in allen Gneisen und Graniten bekannt.

Rutil: Meist als Sagenit oder in kleinsten Körnchen im Biotit.

Calcit: Vor allem im Gebiete des Hochreichart noch in Gestalt von Marmorschnüren, in augigen Flasergneisen als Rest der ehemaligen Sedimente (Quarzit mit Marmorschnüren der Rannachserie) erhalten. In den übrigen Gesteinen nur sehr selten. Einschluß in KNa-Feldspäten der Augengneise (Abb. 10).

Eine Besonderheit ist das Auftreten von Mg-Prochlorit, Epidot mit Orthitkernen und in einem Fall von Adular (Schliff H 65) als Kluffüllung in einem Gneis. Ausgezeichnet durch die idiomorphe Ausbildung lassen sie Vergleiche mit typischen Tauern-Kluffüllungen zu.

Typisierung der Gesteine

Die Bearbeitung der Gneise und granitischen Gesteinstypen des Gesamt-Massivs zeigt, daß der Mineralbestand nicht aus einem Guß und streng gleichzeitig entstanden sein kann, sondern daß, wie aus der Physiographie der Feldspäte und auch Biotite besonders deutlich sichtbar wurde, mehrfach hintereinanderliegende Kristallisationsakte unter voneinander etwas abweichenden Bedingungen die heute vorliegende Paragenese schufen. Deutliche Spuren von Ungleichgewichten zeigen sich in Umwandlungserscheinungen im verschiedenen Typus der Feldspäte, in der Chloritisierung der Biotite u. a. m.

Neben deutlichen oder auch nur mehr als undeutliche Pseudomorphosen vorliegenden älteren Generationen mit Spuren starker Deformation finden sich z. B. in den Generationen des Plag. I, KNaF und sogar auch im Biotit die Vertreter einer jüngeren, letzten Kristallisation. Teilweise erscheinen auch diese letzten Mineralbildungen noch tektonisch stark mitgenommen, teilweise jedoch zeigen sie sich noch in fast völlig unverletztem Zustand.

Die heute vorliegenden Gesteinstypen der Seckauer Kernmasse erweisen sich demnach als Produkt einer wechselvollen Interferenz zeitlich hintereinanderliegender Kristallisationsakte mit mechanischen Deformationen von wechselnder Intensität. Das Vorhandensein zeitlich älterer Phasen ist hiebei in Resten des Mineralbestandes, oft nur mehr spärlich, immerhin noch deutlich erkennbar.

Die Vielfalt der Seckauer Kerngesteinstypen ist auf die Variabilität des Zusammenspiels petrogenetischer Faktoren einerseits, tektonischer Prägungsakte andererseits rückführbar. Eine Typisierung der Gesteine muß beiden Prägungsfaktoren Rechnung tragen.

Außeren texturellen Merkmalen entsprechend dürfen wir eine Gruppe verschiedener Gneise von mehr granitischen Typen auseinanderhalten, wobei letzteren die deutliche Schieferung abgeht. Eine Art von Zwischenstellung als Bindeglieder nehmen die Biotit-Granite, Porphyrgneis-Granite ein.

Wegen der aus einer primären Verknüpfung der granitischen Gesteine mit älteren Sedimenten herrührenden Übergangs- und Mischgesteinstypen werden bei der folgenden Typisierung Vertreter dieser Sedimente kurz mitbehandelt.

Daraus ergibt sich auch die Anordnung in der Beschreibung der Gesteinstypen, von den Sedimenten beginnend bis zu sauren, rein granitischen oder aplitischen Endgliedern.

a) Überblick über die Sedimentgesteine

Alle Sedimentgesteine, mit denen die Vertreter der Kerngesteine in Intrusions-(Kristallisations-)verband kamen, sind metamorph, bzw. sie waren es bereits zum Zeitpunkt des Einsetzens der Gneisbildungen. Dies ist auch ein Mitgrund für das Fehlen jeder eigentlichen Kontaktbildung.

Der Bestand an vergneisten Sedimenten scheint recht einförmig zu sein. Nachweisbar sind in der Bösensteinmasse und im ganzen SW-Bezirk der Seckauer Masse Biotitschiefer, bzw. feinkörnige Biotitschiefergneise. Die Spuren des Intrusionsverbandes mit diesen Gesteinen sind sehr zahlreich und überzeugend, da in den Randgebieten mächtiger Granitlamellen teils durch Intrusion eine Art von Lagenmigmatit entstand, teils aber auch infolge molekularer Stoffwanderung Augenplagioklase oder KNa-Feldspäte einen groben Gneishabitus hervorrufen. Älterer Mineralbestand und Strukturzüge des Wirtsgesteines sind vielfach noch erhalten geblieben (z. B. Plagioklas IV, Biotit I, Zeilenquarz).

Es wird der einer weiteren Arbeit vorbehaltenen Schilderung der Grüngesteine überlassen, zu untersuchen, inwieweit auch Amphibolite älterer Serien in den Gneis-Graniten mitverarbeitet sind.

Über Spuren von Pseudomorphosen nach Hornblenden wurde bereits berichtet.

Im gesamten Streifen der Seckauer Tauern, der sich von NO von der Hochreichartgruppe bis zum Grießstein im Triebental hinzieht, finden wir als Palaeosom der dortigen Gneis-Granite die Serizit-Quarzite und Serizit-Phyllite der Rannachserie, die durch eine gegen SW im großen zunehmende ichoretische Einwanderung zu Flasergneisen und Gneis-Graniten umgewandelt wurden (METZ, 1940, 168 ff.).

Beweisend für diese Art des Verbandes ist das schon 1940 geschilderte Vorkommen von dm-dicken, wie korrodiert aussehenden, grobkristallinen Marmorlinsen inmitten der Gneis-Granite unter dem Hochreichart, die Funde typischer Geröllquarze des Rannachkonglomerates in Verbindung mit makroskopisch und mikroskopisch nachweisbaren Resten von Serizit-Quarzit im gleichen Gneis-Granit (Abb. 10).

Die aus den quarzitischen Sedimenten schließlich hervorgehenden Gneistypen unterscheiden sich in ihrem Habitus gewöhnlich sehr klar von jenen, welche ältere Biotitschiefer als Ausgangsmaterial haben. Oft ist der quarzitische Charakter noch nicht verloren gegangen, Flasern von Serizit, Zeilenquarz sind im Gestein noch erhalten geblieben, während der sonstige Glimmergehalt sehr bescheiden ist. Selbst aplitisch erscheinende Typen in den früher genannten Bergzügen zeigen oft ein auffallend kontinuierliches Quarzlagengefüge, eine in s angeordnete Reihung der Feldspat-PorphYROblasten, wobei aber diesen Gesteinen eine für diese Schiefertextur ausreichende postkristalline Deformation abgeht.

Da in großen Gebieten der Seckauer Masse feinkörnige Biotitschiefergneise als Ausgangsmaterial für die Kerngneise erscheinen und sie mit diesen in fließendem Übergang stehen, wird dieser Typ als erster näher besprochen.

b) Einzelbesprechung der Gesteinstypen

Biotitschiefergneis: Makroskop.: Feinkörnig, dunkel, feinschiefrig, biotitreich, örtlich mit Granat, sehr häufig konkordant oder diskordant zum s helle Linsen und Gänge, bzw. Linsenschwärme (Quarz, Feldspat).

U. d. M.: Quarz, Plag. IV, Biotit I mit intensiven pleochroitischen Höfen um Zirkon, aber ohne Sagenit. Diese Grundparagenese ist charakteristisch für diese Gesteine im gesamten Seckauer Raum. Granat tritt sehr häufig immer in kleinen Individuen auf, meist in guter kristallographischer Begrenzung, manchmal mit Anwachsrandern. Die hellen Lagen oder Linsen (cm- bis dm-Dicke) zeigen große, pflastrig-undulöse Quarze und cm-große Plag. vom Typus IV. Durch die hier auftretende schütterere Klinozoisitfüllung ergibt sich jedoch ein Übergang zu Plag. III. Vereinzelt Pennin, selten Granat als Einschluß in Plagioklas. In den Grenzlagen der Biotitschiefer häuft sich eine Chloritisierung der Biotite.

Biotit-Flasergneis: Gleich den Schiefergneisen im gesamten Seckauer-Bösensteingebiet weit verbreitet. Makroskop.:

Biotitreiches, z. T. recht grobkörniges Gestein, Schieferung immer kenntlich, jedoch etwas aufgelockert erscheinend und durch eine Flaserung der Biotitaggregate ersetzt. Die Variationsbreite dieses Typus ist durch Mengenzunahme der hellen Bestandteile sehr groß. Mit Zunahme der letzteren wird die Schieferung, bzw. Flaserung undeutlich. Vereinzelt idiomorphe Querbiotite erwecken den Eindruck posttektonischen Wachstums.

Im Profilbereich finden sich fließende Übergänge von Biotit-schiefer-Gneisen zu Biotitflasergneisen (z. B. Bösensteinostgrat). Die Übergangsreihe kann auch bis zum Typus des Biotit-Granites fortgesetzt werden (Abb. 2—4).

U. d. M.: Plag. III mit starker Deformation und teilweiser völliger Verglimmerung, Auftreten von Plag. I und II, Randsäume am Kontakt zu KNaF. Biotite vom Typus II, meist mit starken Durchbewegungsspuren, pleochroitische Höfe um Zirkon, aber auch am Orthit, vereinzelt Sagenit.

Schliff Nr.	KF	Plag.	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zir	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag IV	Plag III	Plag II	Plag I	An-	Gehalte	Höfe	Sag
Gr 1	5	35	30	20	5	5	+	+	+	+			+					+	+		+	+	+	+	2	8		
Gr 2	15	25	35	18	+	5	+	2		+		+						+	+		+	+	+	+	4	10		
93	28	20	32	10	5	5	+		+	+								+	+	+	+	+	+	+	2		×	
He 20	5	40	30	10	10	+		5		+								+	+	+	+	+	+		5			
He 21	5	40	30	10	10	5		+		+								+	+	+	+	+	+					

Der gesamte Mineralbestand zeigt starke Deformationsspuren, wenn auch in abgestufter Intensität. Deutlich ist die Einregelung der Biotite in einem ac-Gürtel (Korngefügeuntersuchung Helfrich). Besonders stark ist die Zerbrechung und Auflösung von Plag. III. Der Quarz zeigt deutliche Kristallisationsspuren.

Einschlüsse der deformierten Minerale im KNaF und dessen unverletztes Aussehen, ferner sein Auftreten als Wucherung im durchbewegten Grundgewebe, führen zur Auffassung seines Wachstums in letzter Kristallisationsphase. Ähnlich ist der Befund bei Plag. I. Auch zum Neuwachstum von Biotit scheint es noch in dieser Schlußphase gekommen zu sein. In Übergangsgliedern zu den Schiefergneisen kann noch deren typisches Grundgewebe inselhaft beobachtet werden. Hier tritt auch noch Plag. IV als Rest des Palaeosoms auf.

Das Gestein ist als Typus in Stoff und Form (Abbild eines Bewegungszustandes) genügend scharf und eindeutig charakterisiert.

Diesem Typus genetisch anschließbar ist eine Reihe von Gneisen im Randgebiet der Hochreichartenheit, welche auf Serizit-Quarzite zurückführbar sind und welche daher in ihrem makroskopischen Habitus sehr häufig dieses quarzitisches Gefüge noch erhalten zeigen. Diese Gesteine sind vielfach glimmerarm und wurden im Gelände ganz allgemein als quarzitisches Gneise ausgeschieden. Neben serizit-quarzitischem Grundgewebe zeigen sie den gleichen Habitus der

Feldspäte und deren gleiche Generationsfolge wie die normalen Flasergneise auch. Sowohl im Hochreichart wie auch im Griefstein sind es jene Lagen der Quarzigneise, die als sedimentäre Relikte noch die Marmorflaser führen, die auf die Marmorflaser der Rannachserie zurückgeführt werden. An diese karbonatführenden Bänke ist in den genannten Bergen auch das Vorkommen von Edelweiß geknüpft.

Biotit-Granit: Vom Biotitflasergneis können im Profilbereich fließende Übergänge zu einem Gestein führen, in dem die zusammenhängenden Biotitflaser zwischen den gröber gekörnten, helleren Gemengteilen gänzlich aufgelöst erscheinen, so daß nur mehr eine lineare Regelung im Handstück- und Aufschlußbereich übrigbleibt. Immer führt das Gestein jedoch noch einen hohen Biotitgehalt. Die Mineralkomponenten entsprechen im wesentlichen denen der Biotitflasergneise. Das häufige Auftreten dieses Gesteines in oft recht mächtigen Massen rechtfertigt die Ausscheidung als eigener Typus.

Biotit-Streifengneis: Makroskopisch: Ziemlich helle, mittel- bis grobkörnige Gesteine, in denen durch scharfe Glimmerregelung eine lineare Streifung hell-dunkel entstanden ist. Im Querbruch der oft stengelig nach der Linearenrichtung brechenden Gesteine werden makroskopische Gefügemerkmale undeutlich. Die Schieferung wird im Querbruch vielfach durch eine undeutliche Flaserung, nicht aber durch ein deutliches s ersetzt. Vereinzelt auch kleine Feldspatauge. Im Gelände finden sich Übergänge von typischen Biotitflasergneisen zu den Streifengneisen. Sie sind im ganzen Seckauer und Bösensteingebiet vertreten.

U. d. M.: Großer Gehalt an K-Feldspat, reichlich Myrmekeit, seltener Perthit, typisch Restbestand von Plag. III in Form kleiner rundlicher Reste, seltener Neubildungen von polysynthetisch verzwilligten gefüllten Plag. An den Plag. wird ein unter starken Deformationserscheinungen vor sich gehender Bau deutlich, während die K-Feldspäte erst später gewachsen erscheinen, doch zeigen auch sie ebenso wie Plag. I, daß sie unter Bewegungsbedingungen gewachsen sind, so daß das gesamte Gestein den Eindruck postkristalliner Deformation erweckt. Auch Quarz zeigt starke Deformationsspuren, Biotit liegt in kleinen Fetzen mit offensichtlicher Einregelung vor, dukelbraun bis grün mit pleochroitischen Höfen und Sagenit. Accessorisch Muskowit, Titanit, Apatit, Zirkon, Granat, Erz.

Schliff Nr.	KF	Plag	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zir	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag IV	Plag III	Plag II	Plag I	An-	Gehalte	Höfe	Sag	
P 13	20	30	40	10	+	+		+	+							+		+		+	+	+	+	+	20	.	×		
V 1	30	20	35	15		+				+	+	+										+	+				.	×	
Se 4	35	20	30	15	+						+	+	+			+							+	+			.	×	
St 1	25	30	35	5	3	+	+	2												+	+	+	+		4	10	.	×	
H 13	40	20	30	10					+							+						+	+			8	8	.	×
H 15	35	25	35	5	+	+							+			+						+	+		5	8	.	×	

Eine kleine Gefügestudie (HELFRICH) ergab für den Biotit einen prächtigen ac-Gürtel. Vielfach handelt es sich um reine B-Tektonite.

Unterscheidend gegenüber dem Biotitflasergneis ist neben den äußeren Merkmalen der hohe Gehalt an K-Feldspat neben resorbierten Rest-Plagioklasen des Typus III (Mikrophoto 3).

Porphyrgneisgranit: Makroskop.: Helle, granitische Gesteine mit mehr oder minder deutlicher schiefrieger Textur. K-Feldspat als Porphyroblasten, mitunter kristallographisch begrenzt, Flächengröße oft über cm². Vereinzelt ist in ihnen unverlegtes s₁ beobachtbar, Glimmerstreifen ziehen ungestört durch den Porphyroblasten durch.

U. d. M.: KNaF, vornehmlich Perthit und Schachbrettalbit. Ihr Wachstum ist jünger als das Schieferungs-s, da dieses oft unverlegt, mitunter aber auch als verlegtes s₁ noch erhalten ist. Plag. III, II, I. Biotit II in Nestern, mit pleochroitischen Höfen und Sagenit, Umwandlung zu Chlorit weit verbreitet. Oft starke Durchbewegungsspuren, Quarz mit starken Deformationserscheinungen und deutlicher Regelung, rekristallisiert.

Schliff Nr.	KF	Plag.	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zür	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag IV	Plag III	Plag II	Plag I	An-	Gehalte	Höfe	Sag
He 1	25	33	20	12	5	+			5	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2			×
He 26	20	30	30	20		+			+						+	+	+	+	+	+	+	+	+					×
B 56a	25	35	15	14	5	+			6	+	+	+						+	+	+	+	+	+					×
B 58	15	35	30	17	3				+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+					×

Genetisch wichtig ist die Feststellung, daß das Wachstum der KNa-Feldspäte in ein späteres Stadium der Kristallisation fällt. Das wird durch die Einschlüsse aus dem älteren Grundgewebe, wie auch durch die üblichen Plagioklaseinschlüsse mit Randsäumen bezeugt. Aus dem meist unverlegten s₁ und aus der Entwicklung deutlicher Flächen und Kanten der Porphyroblasten läßt sich schließen, daß ihre Kristallisation in eine Zeit relativer tektonischer Ruhe fiel.

Augengneis: Makroskop.: Gegenüber den Porphyrgneisgraniten durch die linsige Form der Feldspat-Augen unterschieden, um welche das glimmerreiche Gewebe herumfließt. Dazu kommt eine meist ausgezeichnet entwickelte flasrige Textur des Gesteins.

U. d. M.: Im Prinzip entsprechend den Porphyrgneisgraniten, jedoch tritt eine Verglimmerung der Plag. III unter reichlicher Serizitbildung stark hervor. Die augenblicklichen KNa-Feldspäte oder auch Plagioklase sind oft stark zerbrochen und erscheinen von Serizitfilzen umgeben. Die Biotite zeigen starke Chlorit-Umwandlung.

Der auffallende Serizitreichtum dieser Gesteine geht nicht allein auf den im Zuge der letzten Deformation entstandenen Serizit zurück, sondern besonders im Gebiet des Hochreichartkammes auch auf die alten serizit-quarzitischen Gewebsreste.

Schliff Nr.	KF	Plag	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zir	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag IV	Plag III	Plag II	Plag I	An-	Gehalte	Höfe	Sag
Ho 1	25	20	35	20	+	+	+	+	+	+						+	+	+			+	+	+	+	+	10		
Ho 2	35	30	25		8	+			+	+	+	+			2								+	+	+			×
K 3	20	25	30		25	+		+	+	+		+					+						+	+				
Bas	20	40	20		20			+	+	+			+					+	+				+	+	+		?	×
B 80	30	35	25	2	8			+	+			+				+							+	+	+			

In ihrem Typus wie in ihren Einschlüssen entsprechen die zu Augen- gewordenen KNa-Feldspäte vollkommen denen der Porphyrgneisgranite. Sie wurden in den Augengneisen jedoch von einer Deformation überholt. Übergangsglieder zwischen beiden Typen sind angedeutet.

Reingranit: Makroskop.: Vollgranitisches, helles, mittel- bis grobkörniges Gestein mit weniger Biotit als der Biotitgranit. Im Handstück nicht mehr oder kaum zu erkennende bevorzugte Gefügeeintrichtungen. Im großen Aufschlußbereich vom Meterzehner an finden sich fließende Übergänge zu Gneisgraniten mit deutlich erkennbaren Linearen oder auch flächigen Gefügeeintrichtungen. Übergänge zeigen sich auch zu typischen Flasergneisgraniten. Als Ausdruck vollendeten Stoffumbaus findet sich dieser granitische Typ im ganzen Seckauer und Bösensteingebiet wohl häufig, nie jedoch zu großen geschlossenen Massen anwachsend, da er stets untrennbar mit Gneistypen verknüpft ist.

Der Habitus dieses Gesteins ist starken Schwankungen unterworfen, wie auch in jedem größeren Aufschluß von Reingranit ein starker Wechsel von hellerem Aplit-Granit bis zum dunkleren Biotit-Granit festzustellen ist.

U. d. M.: Reichlich KNaF mit Einschlüssen von Plag. (Randsäume) und Biotit (Mikroclin, Perthit, Schächbrettalbit, Myrmetit), Plag. III—I deutlich entwickelt, Biotit in wachsender Menge mit reichlich pleochroitischen Höfen (z. T. große Orthitkerne). Sagenit. Seine Auflösung in Plagioklas wird durch Überbleibsel von Sagenit in diesem deutlich. Hier auch, wie schon erwähnt, Sagenit in Epidot (Mikrophoto 1) Chloritisierung der Biotite örtlich wechselnd stark.

Schliff Nr.	KF	Plag	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zir	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag IV	Plag III	Plag II	Plag I	An-	Gehalte	Höfe	Sag
B 5	20	45	18	5	5	+		+	5	+	+	+	+	+			+					+	+	+	+	10		×
B 42	25	45	25		5	+			+			+				+	+	+	+			+	+	+				×
So 1	25	30	35	10		+			+							+		+	+			+	+	+				×
Se 10	25	30	25	15		+			5		+	+	+				+		+			+	+	+	+	12	4	×
He 24	25	35	25	15		+		+	+		+	+					+		+			+	+	+				×
He 25	20	50	20	10		+			+		+					+						+	+	+	+	10		
He 34	25	35	30	10		+			+		+	+				+	+	+	+			+	+	+				

Aus den Schliften ergibt sich ein ähnliches tektonisches Bild wie aus den bisher besprochenen Typen: mehrere, zeitlich hintereinanderliegende Kristallisationsakte haben ihre Spuren hinterlassen. In B 42 vom Bösensteinostgrat finden sich undeutliche Reste, die als Biotit-Epidot-Titanit-Pseudomorphosen nach einer Hornblende gedeutet werden können. Auflösungserscheinungen der Plag.-III-Generation und nachfolgende Generation der KNaFeldspäte mit Plag.-I-Einschlüssen älterer Plagioklase. Umbau von Biotit II unter Zurücklassung von dessen Sagenitgitterung.

Aplit: Makroskop.: Weiß-gelblich-hellrosa gefärbtes Gestein, teils im s der Gneise, teils aber auch als Gänge und Schnüre entwickelt, vielfach stark zerbrochen und zu Grus zerfallend. Die rosa Apliten vorwiegend im zentralen Teil der Seckauer Masse (Ingering-Gaal-Gamskögel-Grießstein), während im Bösensteingebiet weiße oder gelbliche Varietäten überwiegen (Abb. 5, 6, 7).

U. d. M.: Quarz immer undulös, meist gelängt, also mit Einregelung, Korngrößen stark schwankend, vielfach Rekristallisationserscheinungen, oft auch pflastrig, regellos mit Feldspäten verwachsen. K-Feldspäte als Perthit und Mikroklin, Schachbrettalbit. Wie in den Graniten liegen zahlreiche Einschlüsse vor. Vorwiegend Plag. II, fein polysynthetisch verzwilligt, dichte Füllung mit sehr kleinen Mikrolithen. Auch Plag. I vorhanden. Plag. III tritt ebenfalls, wenn auch seltener, mit charakteristischer, sehr starker und dichter Füllung auf. Die Zerbrechungen sind durch Quarz und Feldspat ausgeheilt. Als Nebengemengteil tritt Biotit II, vielfach chloritisiert auf. Muskowit in kleinen Resten. Epidot und Zoisit, Titanit sehr selten.

Schliff Nr.	KF	Plag	Qu	Bi	Mus	Ep-Zoi	Hbl	Ti	Chl	Kar	Ap	Zir	Gra	Orth	Turm	Erz	Myrm	Sch. A.	Perth	R. S.	Plag. IV	Plag. III	Plag. II	Plag. I	An-	Gehalte	Höfe	Sag
B 22	40	20	40					+	+						+	+						+	+	+				
D×1	25	30	40	3		+		+	2						+				+	+		+	+	+				
He 64	60	38				+			2										+			+	+	+				
He 65	27	38	32			+	+	+			+							3	+	+		+	+	+				
H 18	45	25	30	+		+		+				+	+			+			+			+	+	+				
He 30	10	60	25		+	+			5						+								+	+	8	2		

Eine Typentrennung der Apliten nach der Farbe, die nach dem Geländeeindruck bestechend wäre, deckt sich nicht mit einer möglichen Einteilung nach Unterschieden im Mineralbestand. Nach letzterer läßt sich unterscheiden: ein Typ α : Großer Prozentsatz von Plag. III und II. KNaF entsprechend den Graniten. Neu hinzutretend jedoch Plag. II, Mikroklin und Quarz. Immer ist granitische Grundsubstanz in mylonitischem Zustand deutlich vertreten.

Typ β : Vollkommenes Zurücktreten bis Verschwinden des granitischen Gewebes, Vorherrschen von Plag. I und II, K-Feldspäte in der Minderheit. Entsprechend den Resten granitischer Zusammensetzung in den Apliten (α), müssen Aplitgranite

als Übergangsglieder von den Graniten her zu den reinen Apliten aufgefaßt werden. Wichtig für die Genetik dieser Gesteine erscheint die im Feld gewonnene Beobachtung, daß häufig der Raum alter Störungsbahnen für die Bildung von Apliten benutzt erscheint.

Pegmatoide Aplite mit besonders pegmatitischer Kornentwicklung finden sich häufig als Linsengebilde in Gneisen oder auch im Ausgehenden von Gneis- oder Granitlamellen in den umgebenden Massen der Biotitschiefer (Abb. 1 bei P 1605). In dem linsenförmigen Vorkommen von pegmatoiden Apliten erscheint sehr selten das Auftreten von grobem Muskowit und feinstengeligem, etwas zerbrochenen Turmalin. Diese Vorkommen gehören zu den interessanten Seltenheiten, ihr auffallendes Fehlen im Rahmen der Kernmassen wird noch in den petrogenetischen Betrachtungsbereich einbezogen werden.

Petrogenetische Betrachtungen

Wir halten aus den bisherigen Ausführungen fest, daß sowohl das Zusammenvorkommen der Feldspäte (Plag. IV—I und KNaF), wie auch die zwei Typen der Biotite in den Kerngesteinen der Seckauer Masse gegen eine gleichzeitige Kristallisation aus einem magmatischen Schmelzfluß im klassischen Sinne sprechen. Ferner vermerken wir, daß in den meisten untersuchten Gesteinen noch substanziell erhaltenes Paläosom, in vielen Fällen auch Gefügerelikte vorkommen.

Der unterschiedliche Deformationszustand der Glieder einer Mineralgemeinschaft eines einzigen Gesteines zeigt, daß der zeitlich ausgedehnte Kristallisationsvorgang mit Deformationsereignissen interferierte.

Da die KNa-Feldspäte, Plag. I und Plag. II in regionaler Regelmäßigkeit den gleichen Habitus und gleiche Wachstumsverhältnisse zu ihrer Nachbarschaft aufweisen, darf unseres Erachtens auch der Schluß auf ihre gleichzeitige, besser einzeitige Entstehung im Zuge umfassender Kristallisationsakte gezogen werden; dies in dem Sinn, daß Plag. III als ältere Generation einem einzigen älteren Kristallisationsvorgang, KNaF und Plag. I einem einzigen jüngeren Kristallisationsvorgang entsprechen.

Während die Paragenese mit Plag. III immer sehr starke Deformationsspuren zeigt, trifft dies für die jüngere Mineralgeneration nur bedingt zu. Nur in einzelnen, besonders hervorgehobenen Typen erfolgte noch eine jüngere, die KNaF-Generation voll erfassende Durchbewegung (Augengneise, Streifengneise).

Dieser Umstand führt zur geologisch wichtigen Schlußfolgerung, daß in den einzelnen Bauabschnitten der Seckauer-Bösensteinmasse die letzte tektonische Deformation nicht überall gleich stark und gleich lang gedauert hat. Nur so wird es erklärbar, daß neben vollkommen postkristallin deformierten Gesteinen auch solche petrographisch analog zusammengesetzte Gesteinszüge auftreten, die bezogen auf die KNaF-Generation postkristallin nahezu unversehrt sind. Somit hat auch der mikroskopische Befund entsprechend den im Felde festgestellten Übergängen von Gneistypen bis zum „Reingranit“ erwiesen, daß es sich hier um migmatische Gesteine mit quantitativ sehr stark schwankendem Paläosom han-

deln muß. Die Stoffzufuhr erfolgte hiebei unter Bedingungen, die eine Erhaltung älterer Mineralkomponenten und zum Teil auch älterer Gefügemerkmale ermöglichte. Wie noch besprochen wird, muß es jedoch örtlich auch zu Aufschmelzungen gekommen sein.

Da die petrographischen und feldgeologischen Arbeitsmethoden keine unmittelbaren Hinweise auf die Bedingungen der Stoffwanderung ergeben, wird dieses Problem in dieser regionalgeologisch gedachten Studie nicht diskutiert.

Überblicken wir die hier geschilderten Gesteinsbestände nun im großen, im Aufschluß- und Profilverbereich, so kommen wir auch mit den geologischen Methoden der Geländebearbeitung zu übereinstimmenden Ergebnissen.

In allen Fällen, in denen nicht junge, einwandfreie, postkristalline tektonische Bewegungen ursprüngliche Zusammenhänge zerrissen haben, stehen die älteren Sedimente (Serizitquarzit, Biotitschiefer) mit den granitoiden Gesteinen im Kristallisationsverband („Intrusionsverband“). Diese Feststellung gilt regional für das ganze Gebiet und wurde von F. TRAVNICEK im Gebiete von Ingering und Gaal, von W. HAUSWIRTH im Pölsgebiet, von mir im Bösensteingebiet und in den Kammregionen der Hochreichartgruppe eingehend studiert.

Mit den Biotitschiefern finden sich intrusionsartige Verbände oder lagenförmige Durchtränkung des Schiefermaterials mit Quarz und Plagioklassubstanz und mit einer, auch makroskopisch als granitisch anzusprechenden Materie (Abb. 2).

Von großem Interesse und von Wichtigkeit ist die Erscheinung, daß mit zunehmendem Prozentsatz granitischer Substanz im Biotitschiefer eine Feinfältelung der sonst ungefalteten ebenen s-Flächen erscheint, die oft bis in die Zone des nebulitischen Verschwindens der Schiefer-s im Gneis anhält. Die Falten zeigen deutliche Abhängigkeit vom Gesetz der Stauchfaltengröße (kompetente Lagen), Scheitelverdickungen und Dehnungen in den Schenkeln, ihr B entspricht genau dem in der ganzen Gebirgsgruppe herrschenden, flach nach WNW einfallenden Haupt-B des Gebirgsbaues. Die Anlage dieser Faltungssysteme ist demnach tektonisch und nicht rein ptygmatisch.

Gegen das Innere der Gneis-Granitkörper verschwinden die Biotitschiefer als individuelle Gesteine immer mehr, teils nebulitisch, teils in Form von fischchenförmigen oder unregelmäßig begrenzten Xenolithen im Granit. Diese migmatischen Erscheinungen mit streifigen Migmatiten, Forellen- und Schollenmigmatiten, Nebuliten, selten auch Ptygmatiten, reichen an Großartigkeit bei weitem nicht an die von ANGEL-STABER bekanntgemachten Migmatitformen im Zentralgranit der östlichen Hohen Tauern heran, sind aber diesen in jeder Hinsicht an die Seite zu stellen.

In den Grenzgebieten gegen die Serizitquarzite der Grauwakkenzone (Hochreicharteinheit) überwiegen molekulare Diffusionen, die zu augigen Migmatiten, quarzitischen Plagioklasgneisen, Flasergneisgraniten, Augengneisen führen. Die hellgraue Farbe von Palaeosom und Neosom machte die Erscheinungen hier viel weniger deutlich und meist erst einer genaueren Erkennung unter dem Mikroskop zugänglich.

Sehr aufschlußreich ist die Verfolgung der mit dem allgemei-

nen Schieferungs-s gleichgeschichteten Gneisgranitlamellen, die sich oft kilometerweit hinziehen. Ihre Mächtigkeitsschwankungen sind beträchtlich. Von mehreren hundert Meter im Hauptkörper mit teilweise vollgranitischer Entwicklung sinken sie bis auf den 10-m-Bereich im Ausgehenden der Linse herab, wobei in diesen Endschwänzen vielfach eine aplitisch-pegmatoide Entwicklung Platz greift. Im einzelnen zeigen auch die granitischen Hauptkörper noch Einschlüsse von Sedimentresten in früher beschriebener Weise und fließende Übergänge vom flaserigen Gneisgranit, Augengneisen, bis zu aplitischen Graniten, in regelloser und im einzelnen nicht ausscheidbarer Anordnung. Es entsteht somit wohl das Bild einer geologisch einheitlichen Gesteinsmasse von Kilometern in der Längserstreckung (WNW) oder von mehreren 100 m Kantenlänge eines Kubus. Aber in petrographischer Hinsicht läßt eine solche Masse jede Einheitlichkeit vermissen: Änderungen im Chemismus, ausgedrückt in der Mengen-Schwankung des Gehaltes an Biotit, Quarz und der Kalifeldspäte: Änderungen der Gefügemerkmale, wie: Schieferung, Flaserung, lineare Elemente und nur als Korngefügeregelung sichtbar.

Jede Aussage über die genannten Eigenschaften eines Gesteins gilt nur für bestimmte, jeweils anzugebende Bereichsgrößen. Eine Verallgemeinerung solcher Aussagen über die ursprünglich definierten Bereiche hinaus kann zu schwerwiegenden Fehlern führen.

Nur beschränkte Gebiete innerhalb der Seckauer Kernmassen erwecken den Eindruck großer Massierung von Graniten. Dies trifft etwa im inneren Ingeringebiet bis zur Gaal und zum Triebentörl reichend, oder für Teile der westlichen Bösensteinmasse zu. Doch auch in ihnen finden sich starke Schwankungen in chemischer und textureller Hinsicht und bereits auch makroskopisch erkennbare migmatische Gesteinstypen treten in diesen immer wieder auf (nebulitische Schlieren, „Forellen“-führende Gneise). In mehreren Fällen konnte innerhalb solcher Gebiete die Beobachtung von schemenhafter Detailfaltung und Fältelung (dm- bis m-Bereich) postkristallin vollkommen unverletzter Granite gemacht werden. Leider liegen die meisten Beobachtungen dieser Art nur aus abgestürzten, in den Karen liegenden Blöcken vor. In einem anstehenden Beispiel, jedoch westlich unter dem Kleinen Bösenstein, zeigte sich keine Übereinstimmung der Achsenrichtungen mit bekannten tektonischen Achsen der Gebirgsgruppe. Dem Erscheinungsbild entsprechend, werden diese Falten als nicht tektonisch entstanden gedeutet, sondern als Anzeichen von Strömungsgefügen paläogen gewordener granitischer Massen (Abb. 9).

Es zeigt sich mithin auch in diesen anscheinend so einheitlich gebauten Bezirken, daß für die Beurteilung eines Gesteins und seine Zuweisung zu einer bestimmten Gruppe oder Typ nicht die Beobachtung eines kleinen Bereichs, wie er etwa durch das Handstück oder einen kleinen Aufschluß gegeben ist, allein genügt. Erst größere Bereiche von Zehnermeter an enthüllen Verbandsverhältnisse und die gerade in den migmatischen Felspartien von Ort zu

Ort wechselnden Mischungsverhältnisse älterer und jüngerer Mineralparagenesen und somit auch die wahre Natur der vorliegenden Gesteinskörper.

Überblick über die Baugeschichte

Wir versuchten, die aus der petrographischen Bearbeitung gewonnenen kristallisationsgeschichtlichen Daten in ein allgemeines petrographisches Bild der Kerngesteine einzubauen und sahen dabei deutliche Interferenzen von Kristallisations- und Deformationsereignissen. Wie schon im geologischen Teil angedeutet wurde, ergab sich aus dem Geländebefund die Frage, ob die beiden, einer nach NW orientierten B-Achse zugeordneten Deformationen genetisch als zusammengehörig betrachtet werden können, oder ob sie zwei zeitlich getrennten, selbständigen Bauakten zuzuordnen sind.

Aus den bisher referierten Ergebnissen können wir schließen, daß die ältere Mineralparagenese der Gneise, welche den Plag. III und Biotit II brachte, von der älteren B-Tektonik überholt wurde und daß die jüngere Mineralfolge mit Kalifeldspat und Plag. I ihrerseits wenigstens an vielen Orten diese Deformation überdauerte. Bezogen auf die Gesamtdauer dieses älteren Bauaktes dürfen wir also wohl die, die granitischen Gesteine erzeugenden Stoffzufuhren und Kristallisationen als syngenetisch betrachten. Dabei spielen die ältere und jüngere Paragenese die Rolle von Unterabschnitten im Gesamtablauf dieses Prägungsereignisses.

Erst der Überschiebungsvorgang der Bösensteineinheit über die Hochreichartserie schließt sich als einwandfreies postkristallines Ereignis zeitlich an und kann auch phänomenologisch abgetrennt werden.

Demnach ist die Granitentstehung ein synorogener Vorgang, den wir einem typisierbaren Gebirgsbildungsakt zuordnen können. Für diese Auffassung sprechen auch mehrere anderwärts beobachtete Tatsachen und Indizien: Immer zeigt sich im Großaufbau der Gesteinskörper eine strenge Einregelung in s, von welcher nur die einen verschwindenden Anteil einnehmenden aplitischen Gänge eine wirkliche Ausnahme machen. Auch die gegen das Liesingtal hinausgerückte Grenze der Gneisgranite des Hochreichartzuges zur Rannachserie zeigt im Einzelaufbau der Aufschlüsse vollkommene Abhängigkeit von den s-Flächen als Wanderungswege für die ichoretische Stoffzufuhr. Nur die Integration aller in s liegenden Einzelgrenzen ergibt im Großbereich von mehreren 100 m eine steil gegen NNO fallende, mithin stoffdiskordant zum Flächen-s liegende Begrenzung, die einen Diapir-plutonischen Eindruck hervorruft.

Innerhalb dieses parakristallinen, in s eingeschichteten Systems finden sich ohne erkennbare Regelmäßigkeit die chemisch und textuell so stark schwankenden Anteile der Gneis-Granitmassen. Wir haben auch gesehen, daß wir diese Schwankungen nicht in ein durch magmatische Differentiation entstandenes System reihen können, welches vom dioritischen tonalitischen bis zum granitischen und aplitgranitischen Typus reichen würde. Auch die in den granitischen Massen nicht allzu seltenen Bilder rundgedrech-

selter Aplitkörper oder Schieferschollen, die einen tektonisch eingequetschten Charakter zeigen, ergeben bei näherer Untersuchung, daß es sich hier nicht um postkristalline, sondern wesentlich um parakristalline Einschaltungen handelt (Abb. 7).

Die im geologischen Teil erwähnten Gneise mit dem Habitus eines B-Tektonites haben ebenfalls diesen Charakter nicht nur postkristallin erhalten, sondern zu einem großen Teil parakristallin. Die postkristallinen Deformationsspuren erreichen in keinem Falle jene Intensität, die zur Erreichung des Phänomens solcher Deformation ausreichen würde.

Schließlich darf auf das fast vollkommene Fehlen pegmatitischer Restlösungen, oder postmagmatischer (hydrothermaler) Stoffzufuhr im eigentlichen Massiv hingewiesen werden.

Ein weiter reichender, auch die Nachbarschaft erfassender tektonischer Überblick erweist nun, daß die Haupteinengungsachse der Grauwackenzone des Liesing-Paltentales in ihrer Lage und Intensität vollkommen der wesentlich parakristallinen B-Richtung des gesamten Gneis-Granitmassivs entspricht. Da in beiden Fällen das Ergebnis eine bis in das Handstück und in das Korngefüge reichende Einregelung ist und in beiden Fällen auch Kristallisationen mit der Deformation verbunden sind, erscheint es begründet, beide tektonischen Ereignisse als Ausdruck eines einzigen großen Bauvorganges der nördlichen Steiermark aufzufassen. Es kann nicht übersehen werden, daß der rein epizonalen Prägung der Grauwackenzone die Kristallisation der Seckauer Kernmassen an die Seite gestellt werden kann, da letztere mit Deformationsvorgängen gleichfalls eine Annäherung an die Epizone zeigen. Ein allerdings begreiflicher Unterschied im endgültigen Bau beider Großeinheiten ist nur darin gegeben, daß der steilflächigen, enggescharten Schuppentektonik der tieferen Grauwackenzone eine breite Ausdehnung flachliegender s-Flächenscharen in den Sekkauer Tauern gegenübersteht.

Gestützt wird die Auffassung einer Gleichaltrigkeit beider Prägungsakte durch die Leimser-Frauengrabengneise, die im Rahmen der Grauwackenzone in die Rannacherie eingeschichtet erscheinen, und die ihrer petrographischen Entwicklung nach zu den Kerngneisen der Seckauer Masse gehören. Ihre starke postkristalline Beanspruchung geht im wesentlichen auf die jüngere Deformation zurück, die auch in der Grauwackenzone ihre heftigen Spuren zurückgelassen hat.

Diese jüngere Deformation (Gneisüberschiebungen) unterscheidet sich von der älteren neben ihrem postkristallinen Charakter vor allem durch eine in der vorgegebenen Bauanisotropie begründete wechselnd starke Wirksamkeit. Ähnliche Züge finden wir auch in der Grauwackenzone, wobei auch hier wieder weitgehende Übereinstimmung mit dem B der älteren gefügeprägenden Haupttektonik zum Ausdruck kommt. In der Grauwackenzone gelang es nicht, eine Aufteilung von älterer und jüngerer Deformationsreihe in dem Sinn durchzuführen, daß beide zwei zeitlich voneinander getrennten Einzelakten zuzuordnen wären. Da auch in den Seckauer Tauern Schwierigkeiten der zeitlichen Unterbringung zweier phasen-verschiedener Bewegungsakte zwischen Haupt-

kristallisation und Weyrer Tektonik (siehe später!) vorliegen, komme ich zur Meinung, daß ältere und jüngere Deformation in einem einzigen, allerdings gliederbaren Großereignis zu vereinigen sind. In diesem Sinne würde eine Fortdauer der älteren Deformation nach Abschluß der mit ihr verbundenen Kristallisationsereignisse schließlich zu den heute vorliegenden Gneisüberschiebungen und den damit verbundenen örtlichen postkristallinen Deformationen geführt haben.

Erst eine noch jüngere, im wesentlichen von Brucherscheinungen begleitete Tektonik (Bruchsysteme mit Relativverschiebungen und Mylonitisierung, engscharige Kluftsysteme) zeigt andere Orientierung und wird von uns den Quereinengungen der Weyrer Tektonik an die Seite gestellt.

Wir stehen schließlich vor der Frage der zeitlichen Einordnung von Kristallisation (Granitbildung) und Deformation der Seckauer Tauern. Die Frage läßt sich auch heute noch nicht mit Sicherheit beantworten, da unwiderlegliche und nach allen Seiten hin gesicherte Argumente für die eine, sowohl wie für eine andere Altersauffassung noch fehlen. Wir können lediglich auf Grund mittelbarer Schlußfolgerungen, die im folgenden zusammengestellt werden, für ein alpalidisches Alter der genannten Prägungsvorgänge eintreten.

Der von mir seit 1940 betonte Kristallisationsverband der Seckauer Kerngesteine mit den Gliedern der Rannachserie in ihrem von mir festgelegten engsten Sinn einer stratigraphischen Serie bedingt, daß die Kristallisation der granitischen Kernmassen jünger ist als diese Rannachserie (METZ, 1947, 1953). Ich setze diese Rannachserie der Basis zentralalpiner Trias gleich, was allerdings ebensowenig bewiesen erscheint, wie deren voralpinozoisches Alter, da fossile Zeugen fehlen. Die Gründe für diese Auffassung habe ich in den genannten Arbeiten dargelegt. Unter dieser Altersvorsetzung müßte die Kristallisation der Seckauer Kernmassen in die alpidische Aera (im weitesten Sinne, vielleicht schon seit Jura!) fallen.

Gegen ein voralpinozoisches Alter der Gneise sprechen auch jene Verhältnisse, die ich gelegentlich der Besprechung der Südgrenze der Grauwackenzone (1953) kurz beschrieben habe. Westlich der Strechentalung liegen teils in Grauwackenschiefern teils in quarzitischen Gesteinszügen mit Konglomeraten, die vielleicht der Rannachserie zugehören, Plagioklas-Gneise mit Linsenschwärmen, eingeschichtet in der Schiefer, aber nicht im tektonischen Verband mit diesen. Diese Gneise müssen, sowie auch die Leimser-Gneise des Liesingtales, den Seckauer Kerngneisen zugerechnet werden. Sie können nur jünger sein als die Grauwackenschiefer, in denen hier auch silurische Glieder gefunden werden konnten.

Von Interesse für die Altersfrage der Gneis-Granite sind auch zwei Argumente, die wir aus der Einbeziehung der Grauwackenzone in den Kreis der Betrachtungen gewinnen.

Zunächst muß die Symmetriegemeinschaft der linearen Elemente (B) des parakristallinen Internbaus der Seckauer Masse

mit dem Haupt-B der Grauwackenzone des Liesing-Palntales betont werden. Unter Beziehung auf die im Überblick über die Baugeschichte schon erläuterte Gleichaltrigkeit beider Prägungen wird hier daran erinnert, daß für diese, den heute vorliegenden Bau der Grauwackenzone erzeugende Einengungstektonik, alpidisches Alter in Anspruch genommen werden mußte. Dafür spricht der Einbau zentralalpiner Trias der Fliezenschlucht in die Faltungen- und Schuppentektonik des Paläozoikums (METZ, 1947, 1953). Ich setze auf der Basis einer Erfassung der Flächen- und Achsengefüge dieser Gebirgszüge diesen alpidischen Bau mit durchschnittlich NW-orientierter Hauptachse in Gegensatz zu voralpidischen, teilweise noch erhaltenen Querbauelementen.

Ein weiterer interessanter, voralpinozoisches Alter der Gneise ausschließender Hinweis ergibt sich aus einer vergleichenden Betrachtung der Schieferserien südlich des Ennstales und des Liesingtales. Es zeigte sich nämlich, daß jene höhermetamorphe Schiefer südlich der eigentlichen Ennstaler Phyllite, die auch mit Marmoren und mesozonalem Kristallin verbunden sind, nach einer Unterbrechung ihres Streichens in der Grauwackenzone des Liesingtales unverkennbar wieder auftauchen. Sie sind hier vollkommen in den tektonischen Bau der Grauwacke einbezogen und nur in Schuppen mit starker tektonisch bedingter Reduktion ihrer Mächtigkeit noch vorhanden.

Besonders auffallend ist die strenge Koppelung der weißen Marmore (+ Grünschiefer + Hornblendegarbenschiefer) mit den übrigen Schuppenzügen höhermetamorpher Schiefer, die aus dem Leobner Raum gegen Westen streichen. Sie alle finden im Stock des Walder Schober ihr Ende und sind in der Grauwackenzone des Palntales überhaupt nicht vertreten.

Das zwischen beiden Vorkommen dieser Serie heute fehlende Zwischenstück wird im wesentlichen von der Gneismasse der Seckauer Tauern eingenommen, das Aufhören dieser Serien in der Grauwackenzone ist durch die voralpidischen Querstrukturen von Treglwang-Gaishorn mitbedingt.

Heute haben auch jungalpidische Bewegungen in diesem Raum der Grauwackenzone und der Seckauer Tauern (speziell Bösenstein) ältere Zusammenhänge stark verschleiert. Trotzdem läßt sich die heute vorliegende Unterbrechung beider alter Schieferserien im Westen und Osten durch die Seckauer Masse als eine spitzwinkelig zu einem älteren Bau stattgehabte Tektonik interpretieren, bei der neben einer durch Einengung hervorgerufenen Deformation der Gesteine auch Vergneisungen im großen Stil in einem „Starkwirkungsbereich“ stattfanden.

Diese Annahme ist unterstützt durch die Ergebnisse der Kartierung an der W- und SW-Grenze des Massivs: Die mesozonale metamorphe Schieferserien mit Marmoren im Westen zeigen einen eindeutig klaren stofflichen O—W-Bau. Sie stoßen an der Grenze gegen die Seckauer Tauern ab und finden erst wieder eine Fortsetzung aller ihrer Glieder in den genannten Zügen der Grauwackenzone. Die innerhalb der Seckauer Gneise gefundenen Relikte eines sedimentären Palaeosoms können in diesem Zusammenhang gleichfalls berücksichtigt werden.

Unmittelbare Hinweise ergeben sich weiterhin dafür, daß die Seckauer Kerngneise jünger sind als die Gleinalmkristallisation. Wie u. a. zuletzt auch von SCHWINNER (1951, pag. 118) ausgeführt wurde, gehören die Amphibolite, die im S, bzw. SW die Seckauer Massen umschlingen, zum nördlichen Ast des Gleinalmkristallins. Mehrfach konnten nun in dem von W. HAUSWIRTH studierten Zug, welcher den Rosenkogel begrenzt (Abb. 2), Anzeichen dafür gefunden werden, daß die ältere, rein mesozonale Kristallisation dieser Amphibolite von einer jüngeren Kristallisation überholt wurde, bei welcher es zur Ausbildung typischer gefüllter Feldspäte von der Art der Seckauer Feldspäte kam. Dabei wurden Plagioklasaugen-Amphibolite gebildet. Über die unmittelbare Beeinflussung der Biotitschiefer und feinkörnigen Biotit-Gneise im Talgebiet von Gaal und Ingering wurde bereits gesprochen.

Es ist nun bekannt, daß vielfach die Auffassung besteht, daß die Gleinalmkristallisation mitsamt ihren granodioritischen Kernen vopaläozoisch sei, da das nichtmetamorphe Paläozoikum von Graz mit einem Hiatus über ihm liegt. Demgegenüber habe ich 1952 kurz ausgeführt, daß dieser Schluß nach den neueren Arbeitsergebnissen nicht als zwingend angesehen werden darf, da die genannte Überlagerung einen jüngeren, tektonischen, nicht aber einen sedimentären Verband darstellt. Überdies besteht die große Wahrscheinlichkeit, daß in der marmorreichen Gleinalmhülle auch metamorphes Altpaläozoikum vorliegt, wodurch die Gleinalmkristallisation einem paläozoischen Zyklus, möglicherweise bretonischer Zeit, angeschlossen werden müßte (METZ, 1952).

Aus den bisher besprochenen Altersverhältnissen der Seckauer Kernmasse scheint mir eindeutig hervorzugehen, daß wir einem Anschluß der Seckauer Gneise an die Gruppe der vopaläozoischen Gneise, wie dies jüngst von E. KRAUS, SCHWINNER folgend, angegeben wurde (1951, älteste Gneisgruppe I, pag. 7), unsere Zustimmung versagen müssen.

Wir finden dagegen sehr bemerkenswerte Parallelen unserer Gneise zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern, was von F. ANGEL (Gesteine der Steiermark, pag. 63) schon klar vermerkt wurde, obwohl er damals noch an eine Parallelisierung mit den Granodioriten der Gleinalm dachte.

Wie insbesondere die Studien der Feldspäte ergeben, können wir direkte Analogien zu den Zentralgneisen der Hohen Tauern feststellen, was auch im gemeinsamen Auftreten wasserhaltiger Mineralien (Epidot, Zoisit, Orthit, Chlorit, Muskowit) zum Ausdruck kommt. Auch die Art der Reaktionen der Minerale untereinander lassen sich direkt vergleichen.

Daß daneben aber auch eine Reihe wichtiger Unterschiede vorhanden ist, darf nicht übersehen werden, da es zum Verständnis der Vergleichbarkeit beider Gebiete wesentlich beiträgt.

So kam es in den Hohen Tauern zu einer wesentlich größeren Anreicherung von Kalifeldspäten, wodurch das wesentlich größere Ausmaß der Überwältigung eines älteren Mineralbestandes und auch Gefüges zum Ausdruck kommt. Hand in Hand damit geht die bedeutend größere Massierung einheitlich granitischer Körper

in den Hohen Tauern, womit gleichfalls eine graduelle Überlegenheit des „Granitisierungsvorganges“, wie immer er auch vor sich gegangen sein mag, gegenüber den Seckauer Tauern gegeben ist.

Die schon erwähnte Verarmung des Typenreichtums von Migmatiten in den Seckauern, rundet das Bild dieser Unterschiede ab.

Man erhält so den Eindruck, daß in den Hohen Tauern eine ungleich großartigere Anlage der Gesamtereignisse (Deformation plus Stoffumbau) zu einem ungleich vollkommeneren Endresultat geführt hat, so daß die Seckauer Tauern dagegen einen verarmten Eindruck machen: Örtlich nur beschränkte Stoffzufuhr, so daß reichlich älteres Gefüge erhaltbar blieb, Spuren richtiger Aufschmelzung nur beschränkt vorhanden. Die bei den synorogenen Stoffzufuhren als Wanderungswege benutzten s-Flächenscharen blieben für die Platzgreifung der granitischen Substanz kompetent, sie wurden nur in Ausnahmefällen durch stärkere Stoffzufuhren überwältigt.

Während in den Hohen Tauern bis auf jüngere, räumlich begrenzte Bewegungszonen eine klare Überdauerung der Deformation durch die „Tauernkristallisation“ gegeben ist, finden wir in den Seckauer Tauern neben parakristalliner Deformation sogar vollkommen postkristalline Prägung der Gesteine.

Überblicken wir Gleichheiten und Unterschiede, so zeigt es sich, daß die unmittelbaren Vergleichsmöglichkeiten auf prinzipiell gleiche Bedingungen der Kristallisation zurückgehen, die den charakteristischen Bestand der Tauern-Paragenese geschaffen haben. Noch prägnanter zeigt sich dies, wenn wir auch jüngere Paragenesen der benachbarten Grauwackenzone in den Kreis der Betrachtungen ziehen, die gleichfalls im Zuge des Hauptprägungsaktes entstanden sind. Wir finden die Mineralgesellschaften der Tauernhülle wieder, allerdings nur in einzelnen begrenzten Gesteinszügen und in geringerer Entfaltung der Korngrößen.

Die Unterschiede dagegen sind einerseits rein gradueller Natur, lassen sich aber andererseits auch auf ortsgegebene Verschiedenheiten des geologischen Milieus zurückführen.

Zu letzteren Unterschieden gehört etwa das örtlich wechselnde Zeitverhältnis von Deformation und Kristallisation oder der in einer gewissen Einförmigkeit gegebene Charakter mancher Gneise. Daß konkret beschreibbare Unterschiede im tektonischen Bild des Seckauer Tauernkörpers gegenüber seiner Nachbarschaft gleichfalls örtlich bedingt sind und der geologischen Bauanlage der NO-Steiermark entsprechen, muß hier nicht näher betont werden.

Wir kommen daraufhin zu dem Schluß, daß wir die Seckauer Kerngesteine als wesensverwandt mit den Zentralgneisen der Hohen Tauern betrachten müssen, wie dies von ANGEL-HERITSCH bereits 1931 geschehen ist. Damit aber werden die zu erwartenden Ergebnisse der Altersfrage der Hohen Tauern über das jetzt bekannte Ausmaß hinaus auch für die Seckauer Tauern von entscheidender Bedeutung und mögen damit einen Hinweis für die endgültige Klärung der Altersfrage der hier behandelten Familie ergeben.

Erläuterung zu den Abbildungen

a) Zeichenerklärung:

- | | |
|--|---------------------------------|
| 1) Biotitschiefer, Schiefergneis. | 1a) dto., aplitisch injiziert. |
| 2) Biotit-Flasergneise. | 2a) flaserige Plagioklasgneise. |
| 3) Flasergneise mit Mikroklinen. | |
| 4) Streifengneise, z. T. aplitisch. | |
| 5) Grobkörnige, pegmatoide Aplite. | |
| 6) Normale Aplite. | |
| 7) Gneisgranite, Granite. | |
| 8) Injiz. Amphibolite des Seckauer Randes. | |
| 9) Marmorflaser. | |

b) Abb. 1) Querprofil durch die mittleren Seckauer Tauern. Die mit Quarziten verknüpften Gneise unter der Überschiebung Ü entsprechen den Zügen des Knaudachkogels und großen Gießsteins. Zu beachten ist das steile Abschwingen der Bösensteineinheit im Westen. Die groben Aplite und Granite von P. 1605 entsprechen dem nördlichsten Ausfingern des Granites vom Rosenkogel im Südosten.

Abb. 2) Das Gneisgebiet nördlich des Rosenkogels. Auffingerung von Biotitschiefer in verschiedenen Gneistypen. Postkristalline Zerschneidungszonen nicht berücksichtigt. (Nach geol. Aufnahme von H. HAUSWIRTH).

Abb. 3) Steilhang westlich unter Kesseleck bei St. Johann a. T. Unscharfer Übergang von Biotit-Schiefergneis zu Flasergneisen und augigen Gneisen.

Abb. 4) Wandstück östlich unter Kesseleckgrat. Biotitschiefer verkeilen in verschiedenen Gneistypen. Grenzflächen z. T. postkristallin überarbeitet: q — quarzitischer Schiefer.

Abb. 5) Westlich unter Kesseleck. Gangförmige Durchdringung von Aplite in Biotitschiefer. Apophysen in s.

Abb. 6) Gehänge südlich Großer Hengst bei 1500 m. Lagenweise Durchdringung von Biotitschiefer durch Aplitegneis. Örtliche Vergneisung der Schiefer.

Abb. 7) Ostgrat des Sonntagkogels westlich der inneren Ingering. Parakristalline Apliteknäuel in Biotit-Gneisgranit, dessen s sich dem Aplite anschmiegt.

Abb. 8) Ansichtsskizze des Sonntagkogels (westlich Triebental!) von Nord.

Abb. 9) Als Strömungsgefüge gedeutete Falten im Granit des Gaisrinkkarés (westlich unter Kl. Bösenstein). Das Gefüge wird makrosk. durch unscharf begrenzte Anreicherung von Biotit kenntlich. Keine Spur postkristalliner Tektonik. q — Quarzlagen.

Abb. 10) Eberlsee am Gr. Gießstein. Flaseren von grobkristallinem Marmor im quarzitischem Gneis mit Mikroklinen. In der Nachbarschaft Übergänge zu Quarzite.

c) Mikrophotos:

- 1) Schliff G 3. Leimser Gneiszug, Farlgraben. Unten Biotit II mit Sagenit. Oben angrenzend ein Epidot mit gleichorientierten Sag.-nadeln wie in Biotit II. Kleine Titanitkörner. x Nik.
- 2) Schliff P 2213. Biotitegneis, Bösenstein-Ostgrat. Biotit II mit pleochroit. Hof und Sagenitnadeln, die ungestört in den angrenzenden Plag. (unten) ziehen. Verdrängung von Biotit II durch Plagiokl. x Nik.

- 3) Schliff He 27, Flaser-Streifengneis, Bärenal-Nordseite. Faserperthit (dünne Albitspindeln). Im Zentrum ein gefüllter Plag. III mit randl. Resorptionserscheinungen als Einschl. x Nik.
- 4) Schliff He 21. Flasergneis, große Rübe. „Schachbrett-Ab“. Im Bild unten ein gefüllter Plag. III mit Randsaum. x Nik.

Literatur

- ANGEL F., 1924: Gesteine der Steiermark. Mitt. nat. Ver. Steiermark.
- ANGEL F. und HERITSCH F., 1931: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Zbl. B, Stuttgart.
- BECKE F., 1908: Über Myrmekit. Tschermaks M. P. M., Wien.
- DRESCHER-KADEN, 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin.
- EXNER CH., 1948: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen i. d. östl. Hohen Tauern. Tschermaks Min.-petr. Mitt. I, Wien.
- 1949: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Umbaustollen bei Bad Gastein. Anz. Ak. Wiss., Wien.
- KITTL E., 1914: Geolog.-petrogr. Studien im Gebiet der Bösensteinmasse. Jb. Geol. R. A., Wien.
- 1919: Die Gesteine der Bösensteinmasse. Jb. Geol. R. A., Wien.
- KRAUS E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen I. Akademie Verlag, Berlin.
- METZ K., 1940: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Rst. f. Bf., Wien.
- 1947: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach West. Verh. Geol. B. A.
- 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rdsch., Stuttgart.
- 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. 44, Wien.
- SCHWINNER R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen in Schaffers „Geologie von Österreich“. Deuticke, Wien.
- STARK M., 1935: Pleochroitische Höfe. Chemie der Erde, 10.
- WIESENEDER H., 1932: Anzeiger Ak. Wiss., Wien, 25. II. 1932.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Karl Metz,
Graz, Universität.

N

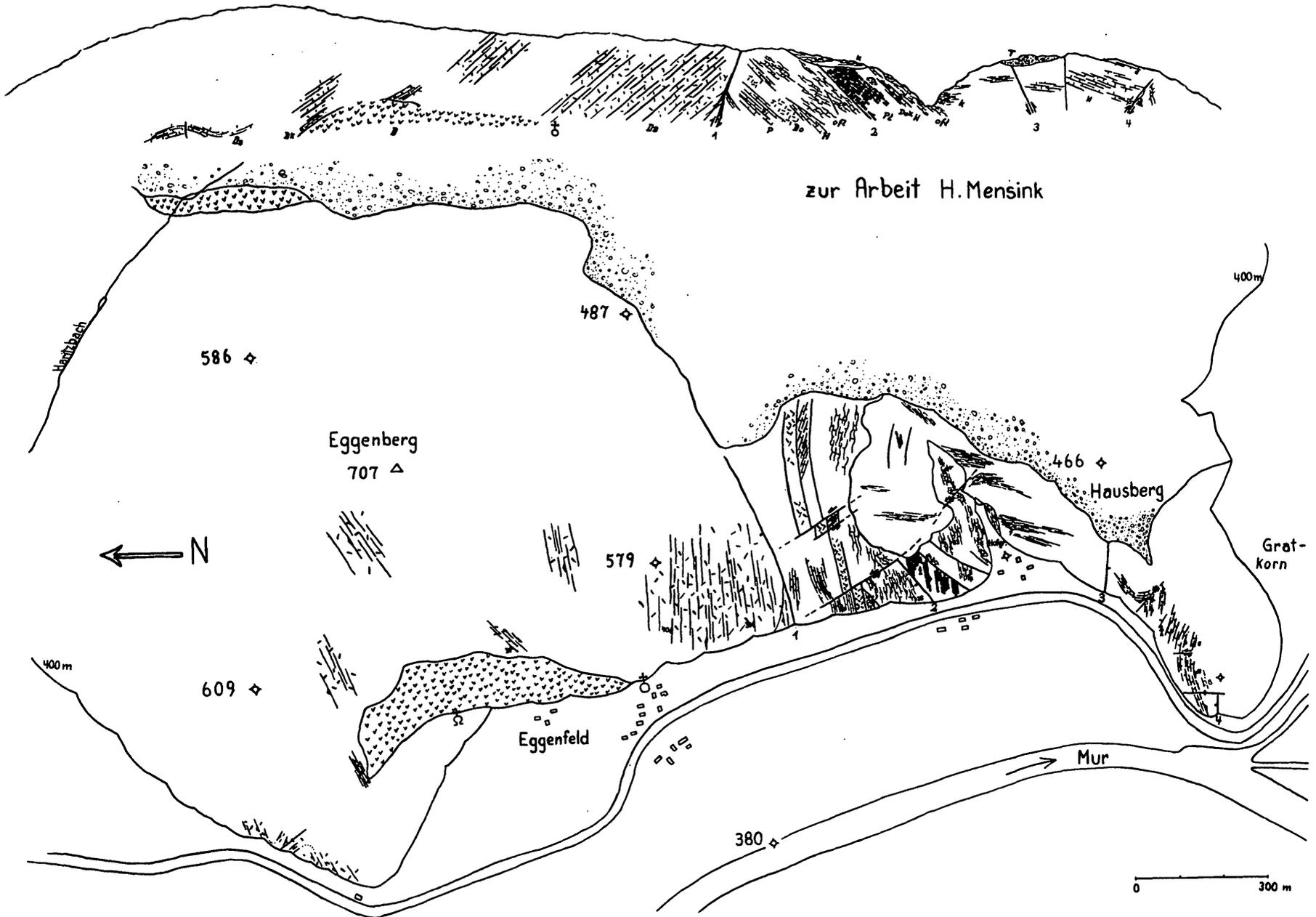
Eggenberg

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologie.uni-stuttgart.de

Hofgraben

Hausberg

S



zur Arbeit H. Mensink

Hartzbach

400m

586 ◆

487 ◆

Eggenberg
707 ▲

← N

579 ◆

466 ◆

Hausberg

Grat-
korn

400m

609 ◆

Eggenfeld

380 ◆

→ Mur

0 300 m

