

Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein

(Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, IV¹⁾)

Von Ch. Exner und E. Pohl

(Mit 1 Tafel XIV und 5 Textabbildungen)

Inhalt:

	Seite
Einleitung	1
Granosyenitischer Gneis (Ch. Exner)	2
Erforschungsgeschichte	4
Feldgeologische Hinweise	7
Gesteinsbeschreibung	10
1. Basische Fische	10
2. Aplit und Aplitgneis	20
3. Der gewöhnliche granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit	21
4. Gneisphyllonite und kataklastische Reibungsbreccien	32
Kristallisationsgeschichte, Metasomatose und Mineralfazies	33
Vergleiche	39
Allgemeingeologische und petrologische Deutung	40
Beziehungen zwischen radioaktiven Höfen, Gesteinsradioaktivität und Metasomatose	41
Radioaktive Messungen (E. Pohl)	45
1. Entnahme und Aufarbeitung der Gesteinsproben	45
2. Meßmethode	45
3. Die Meßfehler	48
4. Eichung der Apparatur	48
5. Die Meßergebnisse	49
6. Diskussion der Ergebnisse	53
Literatur	54

Einleitung

Die Erforschung der geologischen Herkunft der Radioaktivität der Gasteiner Thermen wurde durch die grundlegende Arbeit von H. Mache und M. Bamberger (1914) anlässlich des Tauerntunnel-Durchstiches und der im Tunnel untersuchten geologischen Aufschlüsse (F. Becke und F. Berwerth, 1902 bis 1908) eingeleitet. Später unterzogen A. Weber (1936) und G. Kirsch (1939) auch andere Gesteinsarten aus der Zentral-

¹⁾ Die Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit und mit Unterstützung des Forschungsinstitutes Gastein durchgeführt; vorliegende Arbeit ist dort als Institutsmitteilung Nr. 51 verzeichnet.

gneisregion um Badgastein radiumphysikalischer bzw. chemischer Untersuchung. A. Weber und G. Kirsch fanden, daß der granosyenitische Gneis (= „Syenitgneis“ oder „Syenit“ älterer Autoren) bedeutend radioaktiver ist als die im Tauerntunnel aufgeschlossenen granitischen Gneise und überhaupt das radioaktivste Gestein der Umgebung Badgasteins darstellt. Der granosyenitische Gneis baut eine 15 km lange und maximal 400 m mächtige, nordsüdlich streichende Gesteinsdecke zwischen Badgastein und Mallnitz, westlich über dem Tauerntunnel auf.

Der in den Jahren 1940 bis 1944 vorgetriebene Radhausberg-Unterbaustollen (2,4 km lang) des Goldbergbaues erschließt den Gebirgskörper westlich des Tauerntunnels und nähert sich dem Tauerntunnel bis zu einer Horizontaldistanz von 2 km. Eine Besonderheit des Radhausberg-Unterbaustollens sind die abnormal heißen Klüfte (43° C) und der außerordentlich hohe Gehalt der Stollenluft an Radiumemanation. Die Hitzeklüfte wurden in streichender Fortsetzung des Gasteiner Thermalkluftsystems im Stollen angefahren und teilweise ausgelängt. Geologisch liefert der Stollen außerdem das Gesteinsprofil westlich des Tauerntunnels einschließlich des basalen Teiles der granosyenitischen Gneisdecke (Abb. 1 und 5).

Im Rahmen des Gasteiner Forschungsinstitutes unter der Leitung von Herrn Univ.-Prof. Dr. F. Scheminzy arbeiten Kollegen verschiedener naturwissenschaftlicher Fächer und Institute an der Aufklärung der Herkunft der abnormalen Hitze und Anreicherung von Radiumemanation sowie deren Beziehung zu den Gasteiner Thermen (F. Scheminzy, Badgasteiner Badeblatt 1950).

In der vorliegenden Arbeit berichten wir über die petrographische Untersuchung der granosyenitischen Gneisdecke (Ch. Exner) und über die radioaktiven Messungen an den Gesteinen des abwechslungsreichen Profils des Radhausberg-Unterbaustollens (E. Pohl). Unsere Untersuchungen im Felde bzw. im Stollen wurden in den Jahren 1946 bis 1949 durchgeführt. Die petrographischen Untersuchungen erfolgten am Geologischen und am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien und an der Geologischen Bundesanstalt, die radiumphysikalischen Messungen im Physikalischen Institut der Universität Innsbruck.

Granosyenitischer Gneis (Ch. Exner)

Quarz-Armut, Kalinatronfeldspat-Reichtum und das sonderbare Auftreten der färbigen Gemengteile (Biotit, Epidot, Titanit, Chlorit, Erz) in feinkörnigen, haufen- und faserförmigen Biotit-Epidot-Aggregaten, welche im einzelnen aus mehreren hundert Individuen bestehen, sind die makroskopischen Kennzeichen des granosyenitischen Gneises aus dem Gebiete zwischen Badgastein und Mallnitz. Es handelt sich um eine auffallende, auch geologisch-tektonisch recht deutlich abgegrenzte Varietät aus der Familie der granitischen Gneise und Gneisgranite der Hohen Tauern (Zentralgneise).

Vor 90 Jahren entdeckte G. Tschermak, daß manche Biotit-Epidot-Aggregate unseres Gesteines Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Zu Beginn dieses Jahrhunderts gab F. Becke dem Gestein den Namen:

„Syenitgneis“, weil sein Mineralbestand und Chemismus an Syenite erinnern. F. Becke erkannte die wohlabgegrenzte, deckenförmige Lagerung unseres Gesteines und sah in ihm ein magmatisches syenitisches Differentiationsprodukt des tauerngranitischen Magmas, welches in ältere Schiefer als Hornblendesyenit intrudiert und unmittelbar anschließend metamorphosiert wurde. F. Angel u. R. Staber (1937) fanden, daß sich der „Syenit“ von Badgastein—Mallnitz stellenweise als Mischprodukt zwischen älterem Amphibolit und jüngerer aplitischer Stoffzufuhr entwickelt; sie nannten unser Gestein Granosyenit und faßten es als ein magmatisches, teilweise migmatisches und halbpalingenes Intrusivgestein auf.

Auf Grund der Untersuchungen von A. Weber, G. Kirsch und E. Pohl stellt der Granosyenit von Badgastein (Radhausberg bei Böckstein, Mallnitz) das radioaktivste Gestein der Umgebung Badgasteins dar (abgesehen von sekundären Sinter- und Klufbildungen des Gasteiner Thermalkluftsystems). Dieser physiko-chemische Befund stimmt insofern mit dem petrographischen Befund überein, als der granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit von Badgastein—Mallnitz ungewöhnlich reich an radioaktiven (pleochroitischen) Höfen um Einschlüßkörner von Orthit, farblosem Epidot, Titanit und Zirkon in Biotit, Hornblende und Chlorit ist.

Der „Syenitgneis“ F. Beckes verdient also wegen seiner Mischungen mit amphibolitischem Material und seiner verhältnismäßig hohen Gesteinsradioaktivität eine petrographische Detailbeschreibung, welche bisher fehlte. Den „Syenitgneis“ F. Beckes oder Granosyenit F. Angels nenne ich wegen seiner doch recht deutlichen Gneisnatur granosyenitischen Gneis (flasrige Ausbildung) und Gneisgranosyenit (annähernd regellos körnige Ausbildung). Ich sammelte 200 Handstücke des granosyenitischen Gesteines, von denen 60 Dünnschliffe gefertigt wurden. Es ist geplant, die feldgeologische Aufnahme im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes Hofgastein der geologischen Landesaufnahme fortzuführen. Im Zuge der geplanten Weiterarbeit will ich auch gefügliche petrographische Untersuchungen am granosyenitischen Gestein zwischen Badgastein und Mallnitz vornehmen.

Die vorliegende Beschreibung sei dem Andenken an den in der Vollkraft seines wissenschaftlichen und bergsteigerischen Schaffens verstorbenen Dr. Rudolf Staber aus Spittal an der Drau gewidmet, einem der begabtesten und tüchtigsten Schüler von Herrn Professor Dr. F. Angel. Stabers unveröffentlicht gebliebene Dissertationsarbeit über „Die hellen Intrusivgesteine und Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe“ (Graz, 1936) sind die vier Schliffauszählungen Nr. 13—16 der Abb. 3 in vorliegender Arbeit sowie einige, stets mit dem Namen R. Stabers gekennzeichnete Daten bezüglich des Mineralbestandes des granosyenitischen Gneises entnommen. Zur Ergänzung meiner Dünnschliffsammlung überließen mir die Herren Vorstände der mineralogischen und petrographischen Universitätsinstitute in Graz und Wien die dort aufbewahrten Dünnschliffe des granosyenitischen Gesteines von Badgastein—Mallnitz zur Durchsicht, wofür auch an dieser Stelle ergebenst gedankt sei. Es handelt sich um 15 Schliffe (Angel-Staber), 8 Schliffe (Köhler) und etwa 10 Schliffe aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien. Die Österreichische Akademie der Wissenschaften subventionierte die geologischen Feldbegehungen in den Sommern 1946, 1947, und als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt

besuchte ich das Gebiet im Jahre 1949. Besonderen Dank schulde ich Herrn Professor Dr. A. Köhler für petrographische Unterweisungen an Feldspaten und seine Führung zu den granitisierten Amphiboliten der südlichen Böhmisches Masse im Donautal, stromaufwärts von Linz.

Erforschungsgeschichte

G. Tschermak (1862 und 1864) machte die erste bedeutende Entdeckung an unserem Gestein, das ihm in Form einiger Handstücke mit dem Fundort Radhausberg „in der Sammlung von Felsarten, welche das k. k. Hof-Mineralien-Cabinet bewahrt“, anlässlich seiner Pseudomorphose-Studien auffiel. Er erkannte, daß feinkörnige Biotit-Epidot-Aggregate, aus mehreren hundert Einzelindividuen bestehend, die Umrißformen von Hornblende zeigen. Deshalb sprach er diese Gebilde als Pseudomorphosen nach Hornblende an. Er beschrieb und bildete in Skizzen die auffallend regelmäßigen, annähernd rechteckig im Längsschnitt begrenzten Säulchen und die markanten rhombenförmig umgrenzten Querschnittsformen dieser Biotit-Epidothäufchen ab. Mit einer Nadel kratzte er das feinkörnige Biotit-Epidotgemenge aus dem Gestein heraus und erhielt durch Ausguß der an Stelle der Häufchen entstandenen Hohlformen die Formen der ursprünglichen Hornblende.

Aus Proben, welche F. Berwerth sammelte, wurden in den Jahren 1893 und 1897 zwei chemische Gesteinsanalysen angefertigt (Becke 1912). F. Becke führte im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts eine geologische Aufnahme unserer Gesteinszone zwischen Badgastein und Mallnitz durch (Becke 1906) und erkannte, daß unser Gestein infolge der Hornblendepseudomorphosen, Quarzarmut und Reichtum an Kalifeldspat eine petrographisch ganz spezielle, aber auch tektonisch wohl abzugrenzende Ausbildungsart des Tauernzentralgneises darstellt. Auf Grund der beiden Gesteinsanalysen und des Mineralbestandes bezeichnete er das Gestein zunächst als Syenitgneis, später als Syenitgranitgneis (Becke 1922), wobei ihm in genetischer Hinsicht die Vorstellung magmatischer Differentiation mit unmittelbar zeitlich daran anschließender Metamorphose während der Alpenfaltung am wahrscheinlichsten erschien. F. Becke fand, daß das syenitische Gestein in Form einer flach westlich einfallenden Serie auf Glimmerschiefern („Woigstenzunge“ zwischen Bockstein und Mallnitz) auflagert und im W und hoch oben am Radhausberg von granitischem Gneis überdacht wird. Glimmerschiefer im Liegenden und die syenitische Gesteinsserie sowie der wiederum granitische Gneis im Hangenden sind gewölbeförmig am Tauernhauptkamm aufgebogen und fallen konform, durchschnittlich mit 30° Neigung gegen W ein.

M. Stark (1912) erkannte dann die steile Falte bei Mallnitz und L. Kober (1920) sprach die Gneiszone im Hangenden der Glimmerschiefer als alpidische, mechanisch von S nach N aufgeschobene Gneisdecke an („Hochalmdcke“ im Hangenden der „Ankogeldecke“, dazwischen das trennende Glimmerschieferband unter dem syenitischen Gneis, nämlich die „Woigstenmulde“ = Woiskenmulde, welche sich bei Mallnitz mit den Glimmerschiefern der Seebachmulde verbindet). L. Kober erkannte das wie aus einem Guß geprägte alpinektonische Deformationsbild und die regional gesetzmäßige Lagerung der Gneisdecken und Gneislamellen, welche sowohl hier wie auch im O und N über dem „Ankogelfenster“ schweben, vom Gneisgranit der „Ankogeldecke“ stets durch Glimmerschiefer geschieden. Die Glimmerschiefer der Woiskenmulde sind kalkarm. Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Kalkglimmerschiefer fehlen hier vollständig und treten erst in der tektonischen Fortsetzung unserer Glimmerschieferzone im N (Kötschachtal) und im SO (östlich über Mallnitz) auf. Im O und N des Ankogelfensters jedoch beteiligen sich die als mesozoisch anzusprechenden (Äquivalente der Bündner Schiefer) Kalkglimmerschiefer, Kalk- und Dolomitmarmore in erheblichen Mengen und mächtige Serien bildend („Liesermulde“ = Silbereckmulde) an der Grenzziehung zwischen Ankogelfenster und den höheren Gneisdecken und Gneislamellen.

A. Köhler (1923) gab eine eingehende petrographische Beschreibung mit chemischer Analyse der fliotitischen Einlagerung im granosyenitischen Gneis („Syenitgneis“) am Kesselfall im Naßfelder Achenal.

A. Winkler-Hermaden (1923 und 1926) untersuchte die Kontaktverhältnisse zwischen dem „Syenitgneis“ und dem unterlagernden Glimmerschiefer und beobachtete im Naßfelder Achenal das Fehlen des bei mechanischem Deckenschub zu erwartenden Grenzmylonits postkristalliner Prägung. Ja, er beschrieb und legte zeichnerisch fest,

daß die unterlagernden Glimmerschiefer (Woiskennmulde) diffus nach Art einer „Intrusion“ vom syenitischen Gestein aufgezehrt werden.

A. Kieslinger (1936, 1937 und 1938) klärte unter anderem die nachorogene, also germanotype oder kratonische Tektonik der Erzgänge, Klüfte und Zerrüftungszonen („Fäulen“), die verhältnismäßig unabhängig vom orogenen Lagerbau das Gebirge steil durchkreuzen.

F. Angel und R. Staber (1937) wurden anlässlich ihrer geologischen Kartierung und petrographischen Durchforschung der Hochalm-Ankogelgruppe (geologische Karte 1:50.000 des Hochalm-Ankogel-Gebietes, Verlag: Gebr. Borntraeger, Berlin 1942, derzeit vergriffen) auf die migmatische Natur größerer Teilbereiche des granosyenitischen Gneises aufmerksam. Typisch und im granosyenitischen Gneiskomplex sehr häufig ist das Erscheinungsbild der Fig. 32 auf S. 165 ihrer Publikation (L 2)¹⁾. Dunkle, teilweise eckig begrenzte, amphibolitische Schollen sind der Einwirkung aplitisch-pegmatoider Substanzen ausgesetzt. Die dunklen Schollen zeigen Resorptionsformen und gehen diffus in das gewöhnliche granosyenitische Gestein über. Die genetische Formel: „Halbpalingener Granosyenit = Amphibolit + pegmatoide Massen“ haben die Autoren an Stelle weitschweifiger Dokumentierungen unter das Bild geschrieben. Wir finden in dieser Arbeit von F. Angel und R. Staber unser Gestein sowohl bei den „typischen Magmatiten aus dem Intrusivkörper der Hochalm-Ankogel-Masse“ als auch bei den „migmatischen“ und „halbpalingenen Intrusiva“ behandelt. Sie wählten die Bezeichnung: Granosyenit nach Niggli's Magmen-systematik und erkannten aber gleichzeitig die Mischgesteinsnatur, wobei Amphibolite „auf injektivem Weg oder durch atomare und molekulare Stoffwanderung eine magmatische Stoffzufuhr erlitten“.

In regionaltektonischer Hinsicht wiesen F. Angel und R. Staber darauf hin, daß derartige migmatische und halbpalingene „Intrusiva“ in der Hochalm-Ankogel-Gruppe häufig dort angetroffen werden, „wo man nach der allgemeinen Situation mit dem Auftreten von Amphiboliten rechnen müßte“. An Stelle der im geologischen Kartenbild auf Grund der streichenden Fortsetzungen (basische Randgneise und Amphibolite: mantelförmige Hülle der Gneisgranite im Katschberggebiet, Reißeckgruppe, Mareßen, Ankogel) zu erwartenden Amphibolite finden sich die migmatischen „Tonalite“ (besonders deutlich z. B. im Kölnbreinkar aus granitisierten Schiefen hervorgehend) und „Granosyenite“. Besonders fehlen im Gebiete um Badgastein—Mallnitz—Naßfeld, also im W der großen Gneisgranitmassen des Hochalm-Ankogel-Raumes, die umhüllenden Amphibolite. An ihre Stelle tritt nach F. Angel und R. Staber unsere granosyenitische Gneiszone mit den zahlreichen, mehr oder minder im Ichor resorbierten amphibolitischen Fischen. „Diese Möglichkeiten würden auch manche Erscheinungen und Erfahrungen aus der Gesteinsuntersuchung verständlich machen. Dazu gehören vor allem die Schwankungen im chemischen Verhalten innerhalb eines Gesteinstypus und als Folgeerscheinungen die Schwierigkeiten bei Vergleichen mit dem Niggli'schen System“ (F. Angel und R. Staber).

A. Weber (1936) und G. Kirsch (1939) entdeckten auf Grund chemisch-physikalischer Untersuchungen, daß der granosyenitische Gneis bzw. Gneisgranosyenit bedeutend radioaktiver ist als die anderen Gesteine der Umgebung von Badgastein. Den klassischen Untersuchungen von H. Macho und M. Bamberger (1914) lagen ja keine Proben des granosyenitischen Gneises zugrunde, da dieser im Tauerntunnel nicht aufgeschlossen ist. Und so ist es verständlich, daß der um die Wechselbeziehungen zwischen Geologie und Radioaktivität hochverdiente Forscher Professor Dr. G. Kirsch sich besonders für unser Gestein interessierte. Er führte mehrere Jahre hindurch immer wieder Begehungen im Gebiete des granosyenitischen Gneises zwischen Badgastein und Mallnitz aus und sammelte mit seinen Mitarbeitern Proben für die physikalische Untersuchung, welche durch die Kriegereignisse jäh unterbrochen wurde.

Eine geologische Hypothese allerdings, welche der Physiker G. Kirsch ausgesprochen hat (L. 34, S. 11 des Sonderabdruckes) und die erst in jüngster Zeit wieder mehrfach in der wissenschaftlichen Gasteiner Literatur aufscheint, ist auf Grund der geologischen Erfahrungen in den Hohen Tauern abzulehnen. G. Kirsch meint, daß hochradioaktiver Syenit als Spaltenintrusion mit dem radioaktiven Gasteiner Thermalwasser in engstem genetischem Zusammenhang stehe. Ein Empordringen des Syenits auf einer Spalte des Gasteiner Thermalluftsystems als „Spaltenintrusion“ ist jedoch mit unseren heutigen geologischen Erfahrungen unvereinbar. Die Prägung der flach westlich geneigten, auf Glimmerschiefern (Woiskennmulde) schwimmenden granosyenitischen Gneisdecke

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis S. 54.

(Romatedecke), innerhalb der unser „Syenit“ bei Badgastein einzig und allein vorkommt, ist ein echt orogener Akt, der unter beträchtlicher Gesteinslast und differentieller Gesteinsdurchbewegung erfolgte. Das System der Gasteiner Thermalklüfte hingegen ist eine viel jüngere Prägung (kratonische Reißklüfte), welche die flach schwebende granosyenitische Gneisdecke steil diskordant durchschneidet (Abb. 5).

Auf seinen Begehungen fand Prof. G. Kirsch den im nachfolgenden vom Verfasser als Gneisgranodiorit beschriebenen basischen Fels im granosyenitischen Gneis des Keuchenkars (S. 12). Dieser Fund ist deshalb wichtig, weil damit G. Kirsch das seit Jahrzehnten gesuchte Gestein fand, welches in tadelloser Erhaltung die Hornblenden in genau derselben Umrissform und Größe beinhaltet wie sie als ursprüngliche Hornblende der Biotit-Epidot-Pseudomorphosen im granosyenitischen Gneis schon von G. Tschermak, F. Becke und F. Angel theoretisch vorausgesagt wurden. Herr Prof. Dr. G. Kirsch führte mich im Sommer 1947 dankenswerterweise zur betreffenden Lokalität des anstehenden Gesteines.

Herr Kustos Dr. A. Schiener tätigte Aufsammlungen an den seinerzeit frischen Straßenaufschlüssen des Naßfelder Achantales während des Baues bzw. Verbreiterung und Verlegung der Straße und hat es sich vorbehalten, vor allem über die Petrographie der floititischen Einlagerungen zu berichten.

Deshalb wird das gesamte Erscheinungsbild und Problem der „floititischen“ Einlagerungen im granosyenitischen Gneis — es handelt sich hier durchwegs nur um konkordante Einlagerungen — in der vorliegenden Arbeit nicht aufgerollt. Das fällt insofern nicht so sehr ins Gewicht, da der „Floitit“ vom Kesselfall bereits von Herrn Professor Dr. A. Köhler (1923) sehr genau petrographisch und chemisch beschrieben wurde. Die Entstehungsfrage der „Floitite“, vor allem der diskordanten Gänge in den Zillertaler Alpen (E. Christa L. 7, Großer Möseler, Turnerkamp; die Floitite von P. 2970 zwischen Hornkopf und Hornspitzen sind konkordante Schlieren!) ist übrigens ein heikler Punkt für die metasomatische Granitisationstheorie der Tauernzentralgneise. Naturgemäß ziehen basische Spätmobilisate (diskordante Kersantitgänge) zugleich die Frage nach der Existenz einer „basischen Front“ und der Berechtigung einer Theorie der basischen Front in den Hohen Tauern nach sich. Eine solche wiederum würde drohen, daß das amphibolitische Dach, welches von der jüngeren Alkalimetasomatose (Granitisation) teilweise aufgezehrt wird, nur als eine metasomatische Vorläuferwelle basischer Natur im Rahmen der metasomatischen Stoffwanderung bei der Orogenese aufgefaßt wird. Es würde dann am Ende überhaupt kein beobachtbares Gesteinsrelikt des alten, vormetasomatischen Grundgebirges übrigbleiben. Zukünftige Forschung wird sich mit diesem Fragenkreis auseinandersetzen haben. Vorläufig gibt es noch genug mit der Beobachtung der Alkalimetasomatose (Granitisation) zu tun. Neuuntersuchungen der basischen Gänge im Tauernzentralgneis wurden in den östlichen und westlichen Tauern vom Verfasser bereits in Angriff genommen. Zahlreiche Anregungen bezüglich Granitisationserscheinungen in den Hohen Tauern verdanke ich den Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. H. Leitmeier.

Alte Anschauungen (F. Becke) und neue Anschauungen (F. Angel) wurden lebhaft vor den prächtigen Aufschlüssen des Naßfelder Achantales zwischen Kessel- und Bärenfall auf einer von Herrn Prof. Dr. A. Marchet 1939 geführten Exkursion diskutiert. Damals sah ich, daß der granosyenitische Gneis wegen seiner reichhaltigen Grobmengungen und Vielheit an dunklen Gemengteilen besonders dazu geeignet ist, an die Fragen heranzukommen, welche bei meiner feldgeologischen Aufnahme am Tauernostende bezüglich der Genese der Tauernzentralgneise als schwer zu lösende petrologische Rätsel aufgetaucht waren.

Feldgeologische Hinweise

Der granosyenitische Gneis baut eine 15 km lange und maximal 400 m mächtige Gesteinsdecke zwischen Badgastein und Mallnitz auf, die wir Romatedecke nennen (Romatespitze, 2695 m). Diese zur Gänze aus granosyenitischem Gneis und seinen basischen Fischen, konkordanten und diskordanten Apliten bestehende Romatedecke ist dem großzügigen alpidischen Bewegungsplan der Gesamtregion um Badgastein und Mallnitz konform eingeregelt (Abb. 1). Nur die allerjüngsten kratonischen Kluff- und Zerrüttlernzonen schneiden steil diskordant durch die alpidischen Schieferungsflächen durch (taube und erzführende Gänge, Gasteiner Thermal-kluffsystem, Fäulen).

Die Romatedecke stellt eine schwebende Gneisdecke auf der Unterlage von Glimmerschiefern, Quarziten, Phylliten, Migmatitgneisen, Albitgneisen und Schachbrettalbitgneisen dar, welche als Woiskenmulde bezeichnet werden. Die Woiskenmulde bildet den sedimentogenen Mantel des granitischen Gneisdomes des Hölltor-Rotgüldenkernes („Ankogelmassiv“). Über dem granosyenitischen Gneis folgt mit diffusen Übergängen — nur im S des Gebietes durch Glimmerschiefer geschieden — granitischer, stark hybrider Schachbrettalbitaugengneis (Siglitzgneis). Geologische Übersichtskarte und Querprofile mit feldgeologischen Erläuterungen sind der Arbeit des Verfassers über „Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein“ (1950) und tektonische Beobachtungen mit Achsenplan (lineares Parallelgefüge, Faltenachsen) dem Aufsatz über die „Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes“ (1949) zu entnehmen.

Bezüglich der Faltenachsen erweist sich das Profil Abb. 1 als Längsprofil (bc-Schnitt nach Sanders tektonischem Koordinatensystem), obwohl es in nordsüdlicher Richtung, also quer zum Alpenstreichen den Gebirgskörper durchschneidet. Wir befinden uns in einer alpinen Querfalte, ähnlich wie die Querfalte der Seidlwinkeldecke im Gebiete des Hochtörl-Fuschertörlabschnittes der Glocknerstraße (H. P. Cornelius und E. Clar) oder der Maggia-Querfalte im Tessin (H. Preiswerk, E. Wenk). Offensichtlich steht die Querfaltung im Gebiete Romatedecke—Naßfeld mit dem westlichen Eintauchen des großen Hölltor-Rotgülden-Gneisdomes in ursächlichem Zusammenhang. Die höheren tektonischen Einheiten, vor allem die gewaltige Gneis-Stirnfront des Sonnblickgneiskernes, drängten von SW (nach NO vorwärts und stauten die zwischenliegenden Gesteinsserien Mallnitzer Mulde, Siglitzgneis und Romatedecke) mit nordstreichenden Faltenachsen gegen das Hindernis des östlich breit ansteigenden Hölltor-Rotgülden-Gneisdomes auf. Sowohl die Mallnitzer Mulde wie auch die Siglitzgneisdecke und Romatedecke zeigen halbmondförmige Umrißgestalt mit konvexem W-Rand. Wie Zwiebelschalen sind sie dem Hölltor-Rotgülden-Gneisdom aufgelagert und keilen im Meridian Badgastein—Mallnitz sowohl im N als auch im S rasch aus oder werden auf geringmächtige Gneislammellen reduziert (Winklerpalfen bei Mallnitz, Kötschachtal-Nordhang bei Badgastein).

Einige Worte zur gezeichneten Wurzellosigkeit der Romatedecke im NS-Profil Abb. 1! Aus den Aufschlüssen, welche uns das heute durch die natürliche Erosion und den Bergbau erschlossene Gebirge zeigt, ist nicht

ersichtlich, ob die Wurzel der Romatedecke im W liegt oder ob sie im Sinne L. Kober's aus dem S herangetragen wurde („Hochalmdecke“) und durch sekundäre Einbeziehung in die Querfaltung ihre heutige nordsüd-axiale Faltenprägung erhielt. In Anbetracht der Gneisdeckentektonik der östlichen Hohen Tauern (z. B. Mureckdecke im Hangenden der Silbereckmulde) scheint diese letztgenannte Möglichkeit am wahrscheinlichsten. Auch ist zu berücksichtigen, daß gerade das entsprechende tektonische Äquivalent, nämlich die Mureckdecke im O, mächtige Amphibolite und Hornblendegneise besitzt, die um das ganze Tauern-SO-Ende herum längs des Mölltales in die Gegend von Mallnitz streichen, und daß gerade Amphibolite das Ursprungsmaterial für die Bildung des granosyenitischen Gneises der Romatedecke darstellen. Insofern besitzt die geniale tektonische Konzeption von L. Kober der Gliederung in „Ankogel“- und „Hochalmdecke“ auch im Lichte der neueren Detailforschung eine nicht zu verkennende Berechtigung, wenn man in ganz großen Zügen eine einfache und natürlich erscheinende regionaltektonische Erklärung sucht und die ursprüngliche Synthese entsprechend den neueren geologischen Aufnahmen modifiziert (L. 15).

Der granosyenitische Gneis der Romatedecke ist ungemein reich an basischen Fischen und deren Grobmengungsprodukten, was nur ganz schematisch in Abb. 1 angedeutet ist. Die albitepidotamphibolitischen Einlagerungen besitzen Größenordnungen von einigen 100 m bis zu wenigen Zentimetern. Schollen-, bänderförmige und diffuse Übergänge in das granosyenitische Gestein sind reichlich vorhanden. Besonders auffallend ist, daß auch die kleinen Biotit-Epidot-Aggregate, welche das fleckige Aussehen des granosyenitischen Gesteins bedingen, häufig unmittelbar mit größeren Biotit-Epidot-Hornblende-Linsen und -Schollen bis zu den großen basischen Fischen im Zusammenhang stehen. Besichtigt man die gar nicht seltenen Migmatitzonen — besonders eindrucksvoll und leicht zugänglich am Alpenvereinsweg der Romatespitze-O-Flanke; dann am Mallnitzriegel oder an den Lawinengalerien der Naßfelder Straße neben dem Bärenfall —, so kann man sich schon feldgeologisch eine recht deutliche Vorstellung von der Genese des Gesteines machen. Man sieht, daß das amphibolitische Material älter ist (Paläosom) und von jüngeren aplitischen Substanzen

Fig. 1. Grobmengung zwischen basischem Fisch (Albitepidotamphibolit, dunkle Linse rechts) und aplitischem Gneis (links). Den Reaktionsgürtel um den basischen Fisch bildet granosyenitischer Gneis (schwarz-weiß geflecktes Gestein) mit den typischen Biotit-Epidothäufchen. Romatespitze O-Flanke, am Alpenvereinsweg. Maßstab mit Millimeter-Teilung.

Fig. 2. Aus der Grenzzone zwischen Epidosit und aplitischem Gneis. Romatespitze-N-Wand. Fahnen- und fetzenförmige Epidotkorn-Einschlüsse in Albitporphyroblasten. Siehe die zeichnerische Wiedergabe derselben Dünnschliffstelle in Abb. 4, S. 19. Vergrößerung 12fach. +Nicola.

Fig. 3. Biotit-Epidotpseudomorphose nach Hornblende. Aus Gneisgranosyenit, Radhausberg: Sigismundstollen, Meter 216. Vergrößerung 10fach. Einfach polarisiertes Licht. Die ursprüngliche blaugrüne Hornblende ist reliktlisch noch vorhanden und baut den linken Randsaum der Säule auf. Neugewachsen auf Kosten der alten Hornblende sind: Biotit (radioaktive Höfe um Einschlusskörperchen von Orthit, Epidot, Titanit und Zirkon), Epidot, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Apsitit und Magnetit. Korrosionserscheinungen am rechten Rand.

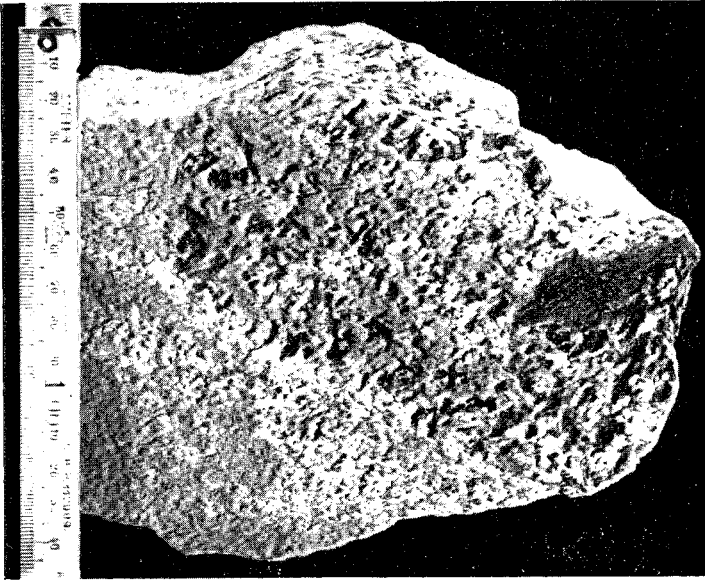


Fig. 1



Fig. 2

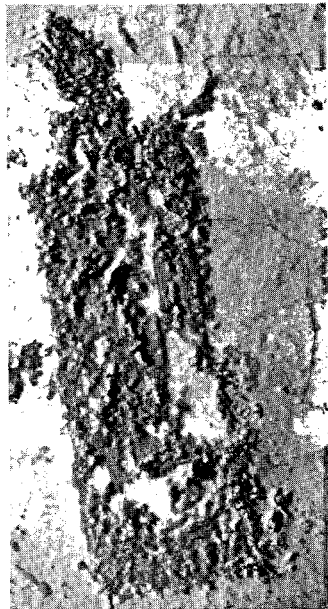


Fig. 3

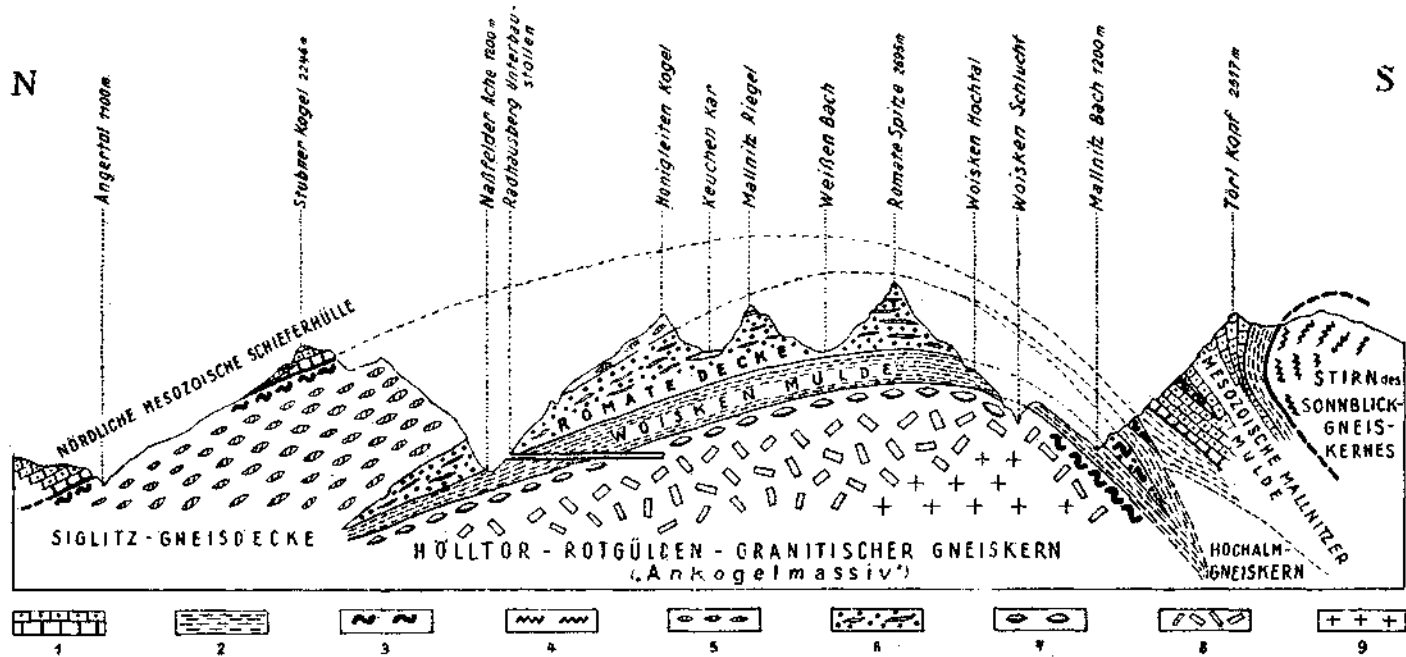


Abb. 1. Profil durch den Hauptkamm der Hohen Tauern im Gebiete westlich des Tauerntunnels zwischen Badgastein und Mallnitz. Zweifache Überhöhung.

1 = Mesozoische (periphere) Schieferhülle: Quarzite, Rauhwaeken, Dolomite, Kalkmarmore, dunkle kalkarme Phyllite, Kalkphyllite, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer usw. 2 = Zentrale Schieferhülle (Alter fraglich, teilweise wahrscheinlich paläozoisch, teilweise dürfte auch granitisierte mesozoische Schieferhülle enthalten sein): Quarzite, Graphitquarzite, Graphitphyllite, Glimmerschiefer, Paragneise, Albitgneise, Schachbrettalbitaugengneise, aplitisch geäderte Glimmerschiefer usw.
 Zentralgneise mit postkristallin deformierten Kalinatronfeldspaten:
 3 = Phyllonitisierter Gneis (meist kräftig verquarzt; Großfeldspate sind zu dünnen Scheiben ausgewalzt). 4 = Walzengneis (R-Tektonit, Stengelgneis, zerrissene Kalinatronfeldspat-Großindividuen).
 Zentralgneise mit prä- bis parakristallin oder nicht deformierten Kalinatronfeldspaten:
 5 = Granitischer hybrider Gneis mit Kristallaugen von Albit und Schachbrettalbit. Zahlreiche Glimmerschiefereinlagerungen und aplitische Grobmengungen. 6 = Granosyenitischer Gneis mit Kalinatronfeldspatitisation des Albits, Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende; zahlreiche basische Fische mit aplitischen Grobmengungen. 7 = Riesenaugengneis mit zahlreichen und großen Kristallaugen von Kalinatronfeldspat. Ebenflächig-parallel angeordnet. 8 = Flasriger porphyrischer granitischer Gneis mit häufig automorphen und weniger streng parallel angeordneten Kalinatronfeldspat-Großindividuen. 9 = Flasriger bis makroskopisch regellos körniger Gneisgranit mit feinerem Korn und teilweise idiomorphem Biotit.

(Neosom) teilweise durchkreuzt, teilweise diffus aufgezehrt wird. Man findet häufig Stellen, wo eindeutig zu erkennen ist, daß das gewöhnliche granosyenitische Gestein nichts anderes als ein Reaktionsprodukt zwischen dem amphibolitischen Paläosom und dem aplitischen Neosom darstellt (Fig. 1, Tafel 14). Natürlich gibt es auch Grobmengungen anderer Art: geaugte Amphibolite, geaugte Biotitschiefer, netzförmig aplitisch durchtränkte Amphibolite, bänderförmige und schollenförmige Migmatite. Aber diffuse Übergänge sind weitaus am häufigsten. Oft kann nicht klar entschieden werden, ob in hybridem, faserigem, granosyenitischem Gneis die betreffenden haufen- und faserförmigen Biotit-Epidothäufchen bloß Reste des Paläosoms darstellen (unregelmäßige, schollenförmige Umrißgestalten und kontinuierliche Übergänge zu amphibolitischen Fischen), oder ob wir es mit Pseudomorphosen nach großen Hornblenden zu tun haben. Eindeutige Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende finden sich besonders in den weniger hybriden, mehr homogen zusammengesetzten Partien des granosyenitischen Gneises, welche ich als Gneisgranosyenit bezeichne, sofern sie annähernd makroskopisch regellos körnig sind.

Die lokalen feldgeologischen Aufnahmsdaten, wie Liegend- und Hangendgrenze der Romatedecke usw., behandelt der „Bericht über lagerstättenkundliche Untersuchungen im Golderzgebiet bei Badgastein“ (L. 21).

Gesteinsbeschreibung

1. Basische Fische

Feinkörniger Albitepidotamphibolit mit Biotitporphyroblasten. 1 m mächtiger basischer Fisch, konkordant in granosyenitischem Gneis eingelagert; Romatespitze-S-Flanke, am Alpenvereinsweg. Makroskopisch: Ebenflächiges Parallelgefüge. Große Biotitindividuen. [5¹) mm] sprossen in feinkörnigem (0.5 mm), grünlichgrauem Hornblende-Epidot-Albit-Quarzgewebe.

Radioaktive Höfe fehlen.

Biotit (γ = dunkelbraun, α = hellgelb) ist reich an Einschlüssen von Epidot, Titanit, Hornblende, Apatit und selten Zirkon. Die blaugrüne Hornblende (γ = blaugrün, α = hellgelb bis farblos; $z/\gamma = 18^\circ$ im Schnitt \parallel A. E.) zeigt lappige Korrosionsformen. Sie wird von Biotit und Epidot verdrängt, die als Großkörner im feinkörnigen Hornblendegewebe wuchern und häufig Hornblende als Einschlüsse führen. Trübung der Hornblende durch Ausscheidung opaker Substanz. Albit (0.7 mm; Plag. I und Plag. II) ist sehr häufig inverszonar und reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile. Sämtliche Gemengteile zeigen keine rupturellen nachkristallinen Deformationen. Auch Quarz (0.4 mm) löscht meist spiegelklar aus. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abb. 3, Probe Nr. 1.

Geaugter biotitreicher Epidotamphibolit mit Kristallaugen von Mikroklin und Albit. In unmittelbarem geologischem Verbände mit aplitisch-pegmatoiden Amphibolitgrobmengungen, welche diffus zum granosyenitischen Gestein überleiten. Romatespitze-O-Flanke, Steilwand über dem Alpenvereinsweg. Makroskopisch: Feldspat-Quarz-Adern und Feldspatäugen (15 mm) durchziehen parallel das grünlichschwarze Hornblende-Biotit-Epidotgewebe (3 mm). Deutliche Striemung am Hauptbruch

¹) Ganz allgemein beziehen sich die mitgeteilten Korndurchmesser in der vorliegenden Arbeit auf die beobachteten Maximalwerte.

(Elongation der Biotitblättchen und Hornblendesäulchen). Der Querbruch zeigt markante „Inselstrukturen“ der Feldspatkristallaugen. Im Längsbruch sind linsige Fortsetzungen der Feldspataugen zu dünnen Quarz-Feldspatäderchen zu sehen. Automorphe Kristallaugen des Mikroklin zeigen makroskopisch deutliche zonare Einschlußringe (Wachstumsanlagerungen) von Biotit. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abb. 3, Probe Nr. 2.

Sehr zahlreiche radioaktive Höfe um Orthit- und Titaniteinschlüsse in Biotit.

Kalinaltronfeldspat (perthitarm bis perthitfreier Mikroklin, schwache Gitterung erkennbar, wogende Auslöschung) bildet einschlußreiche Porphyroblasten. Zu unterscheiden sind: Einerseits große automorphe Kristallaugen (15 mm), in denen die Einschlußminerale — den Flächen des wachsenden Großkristalls entsprechend — ringförmig eingelagert sind. Andererseits xenomorphe, massenhaft im Mikroskop sichtbare, rundliche und eiförmige Mikrokline, die vollgepfropft sind mit Einschlüssen von Biotit (chloritisiert), Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit und Orthit. Diese Einschlüsse in den xenomorphen Mikroklinkörnern zeigen keine Regelung (Korngefügeanalyse wurde allerdings noch nicht durchgeführt). Das Erscheinungsbild dieser Einschlüsse gleicht der „falschen Fülle“ (F. Angel) in den bekannten xenomorphen Albitporphyroblasten der Tauern. Es handelt sich aber mit Sicherheit um Mikroklin (sichtbare Mikroklingitterung, niedrigere Lichtbrechung als der benachbarte Albit, Achsenwinkel von drei Körnern beträgt: $2V\alpha = 58, 60$ und 80°). Anzeichen sekundärer Einwanderung der Einschlußminerale längs Rissen eines präexistierenden Mikroklin fehlen absolut. Die Korngrößen der in den xenomorphen Mikroklinporphyroblasten eingeschlossenen Minerale stehen denen des benachbarten Grundgewebes nicht nach. Besonders große Einschlußkörner in Mikroklin sind: Hornblende 0.84 mm, Epidot 0.59 mm, Titanit 0.5 mm und Biotit 0.48 mm. Die Mikroklinporphyroblasten greifen unregelmäßig lappenförmig in das nachbarliche Grundgewebe vor und lösen aus dessen Verbände Körner heraus, welche als Einschlußminerale in das betreffende amöbenförmige Mikroklinkorn eingebettet werden. Am Rande stehen Einschlußminerale mit dem nachbarlichen Grundgewebe in unmittelbarem Zusammenhang.

Albit (3% An) bildet einschlußreiche Porphyroblasten. Harmonisch verteilte Mikrolithenfülle findet sich in Plag. III. Die blaugrüne Hornblende und der Biotit gleichen dem vorgenannten Gestein. Auffallend ist der Reichtum an Titanit, Apatit und Orthit. Sämtliche Gemengteile zeigen keine nachkristallinen Deformationen. Auch Quarz löcht häufig spiegelklar aus.

Biotitreicher Epidotamphibolit mit Schachbrettalbit. Fundort sowie makro- und mikroskopisches Erscheinungsbild wie voriges Gestein. Es fehlt Mikroklin. An seiner Stelle ist reichlich Schachbrettalbit vorhanden. Der übrige Albit ist in größerer Menge als im vorgenannten Gestein anwesend.

Gneisgranodiorit. Als Mischgestein zwischen feinkörnigem Amphibolit und granosyenitischem Gneis am Mallnitziel-NW-Kamm in einem 10—100 m breitem Streifen ausgebildet, der den Kamm 250 m vom Gipfel entfernt überschreitet und am südschauenden Hang an den aperen Felsplatten rings um den kleinen Gletscher der Karmulde über P. 2280 gut studiert werden kann. Aplitisch-pegmatoide Substanzen dringen netz- und lagenförmig in die feinkörnigen Albitepidotamphibolite ein. Vor allem aber verändern sich diese diffus und werden grobkörnig und bedeutend heller, so daß man das betreffende grobkörnige Hornblende-Albit-Quarz-Gestein als Gneisgranodiorit bezeichnen kann. Natürlich ist diese Nomenklatur genau so wie die der anderen granitischen Tauerngesteine im Lehrbuch von Rosenbusch-Osann nicht vertreten, weil es sich um Gesteine der

Albitepidotamphibolitfazies handelt, die nach den veralteten Anschauungen „kristalline Schiefer“ sein müßten, während sie tatsächlich mehr Ähnlichkeit mit plutonischen Gesteinen aufweisen. Zu der geradezu chaotischen Lage der petrographischen Nomenklatur und dem vom Verfasser beschrittenen Weg siehe L. 15, besonders S. 211 und 270.

Unter den nördlichen Steilwänden des Mallnitzriegels befindet sich im westlichen Höhkar (= „Hiörkar“ der älteren Karten), u. zw. in der „Keuchen“, der von G. Kirsch gefundene, 2 m mächtige und 6 m lange granodioritische Fisch im granosyenitischen Gneis. Die Lokalität befindet sich in etwa 2040 m Seehöhe, 200 m südlich P. 2099, dort, wo man im Anstieg vom Höhkar zum Kreuzkogel nahe den Nordabstürzen des Mallnitzriegels eine halsförmige schmale felsige Stelle im großen Schuttfächer durchschreitet. Auch hier ist die Mischnatur des granodioritischen Gesteines ganz deutlich. Es befinden sich nämlich rundliche bis elliptische, mehrere Zentimeter lange feinkörnige Fremdkörper im grobkörnigen granodioritischen Gestein. Diese Fremdkörper sind von sehr regelmäßigen, 1—2 mm dicken, feinkörnigen farblosen Albit-Quarz-Ringen allseits mantelförmig umrandet. Die Substanz der Fremdkörper entspricht den oben beschriebenen feinkörnigen Albitepidotamphiboliten; teilweise handelt es sich auch um feinkörnige Biotitgneise. Stellenweise ist aber das granodioritische Gestein dieses basischen Fisches im Keuchenkar ganz gleichmäßig, makroskopisch regellos körnig und frei von den genannten Fremdeinschlüssen. Ganz offensichtlich ist in der Natur zu sehen, daß wir es hier mit „Homogenisierung“ zu tun haben. Es ist schrittweise zu verfolgen, daß das unreine Gestein allmählich eine homogene grobkörnige und makroskopisch regellos körnige Struktur annimmt.

Es folgt die petrographische Kennzeichnung des homogenen, makroskopisch regellos körnigen Gneisgranodiorites im basischen Fisch des Keuchenkares:

Makroskopisch: 5—10 mm lange und 3—5 mm breite schwarze Hornblendesäulchen — auch rhombenförmige Basisschnitte häufig — sind scheinbar regellos körnig so angeordnet, daß für die farblosen Gemengteile nur die Zwickel zwischen den automorphen Hornblendesäulchen übrigbleiben. Selten erreichen größere Feldspatindividuen 10 mm Korngröße. Biotit tritt im allgemeinen wenig auf. Er siedelt in Form winziger Schüppchen auf der Hornblende und kann aber auch zu einem wichtigen Gesteinsgemengteil werden. Das biotitreichere Gestein nimmt gleichzeitig eine grünliche Schwarzfärbung (Epidotgehalt) an. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abb. 3, Probe Nr. 3.

Mikroskopisch: Ungemein reich an radioaktiven Höfen. Sehr auffallend ist die starke Anreicherung radioaktiver Höfe im Biotit, der auf Kosten der Hornblende hauptsächlich in den äußeren Teilen und am Randsaum der Hornblende wächst, aber mitunter auch tief in den Hornblendekörper eindringt. Siehe Abb. 2. Selbst kleine Biotitindividuen von bloß 0.2—0.5 mm Länge besitzen bei normaler Dünnschliffdicke nicht selten zehn radioaktive Einschlußkörperchen mit den entsprechenden zehn selbständigen radioaktiven Höfen. Häufig liegen mehrere radioaktive Höfe so dicht nebeneinander, daß sie zusammenhängende größere Flecken bilden, die z. B. im Gebiete der Abb. 2 0.23 mm Ausdehnung erreichen.

Als Zentralkörner der radioaktiven Höfe sind Orthit und ein farbloses epidotähnliches Mineral (mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop nicht näher bestimmbar und im folgenden einfach als: Epidot bezeichnet) und seltener Titanit zu erkennen. Aktiver Orthit (0.028 mm, sechsseitige idiomorphe Umrisse und braune Eigenfarbe, mitunter mit farblosem Epidotsaum) und Epidot (0.076 mm, farblos, meist unregelmäßig begrenzt, geringere Licht- und Doppelbrechung als Titanit) treten in Gruppen zusammen mit meist inaktivem Titanit und dem sekundär auf Kosten der Hornblende gewachsenen Biotit auf. Weniger häufig finden sie sich im Hornblendekörper, wo sie nur als vereinzelte und niemals dicht oder haufen-

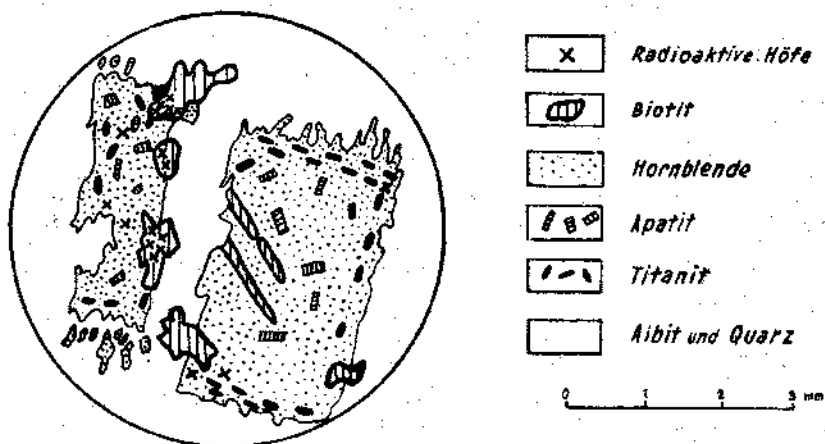


Abb. 2. Verdrängung der blaugrünen Hornblende durch Biotit und Titanit. Anfangsstadium der Pseudomorphosierung der Hornblende. Biotit und Titanit dringen randlich in den Hornblendekörper ein. Bemerkenswert ist der Reichtum des Biotits an radioaktiven Höfen. Aus: Gneisgranodiorit, Keuchenkar.

förmig aneinandergedrängte Körnchen vorkommen. Dabei ist zu erwähnen, daß sämtliche Hornblendene zumindest beginnende Biotitisierung aufweisen und biotitfreie Hornblendene nicht angetroffen wurden. Seltener sind Titanitkörner (0.134 mm) von pleochroitischen Säumen in Biotit umrandet.

Die durchschnittliche Breite (Mittelwert aus mehreren Messungen) der radioaktiven Säume um aktive Einschlußkörner im Biotit unseres Gesteines beträgt 0.012 mm und in der Hornblende 0.024 mm. Bei gewöhnlicher Dünnschliffdicke (Quarz: Grau I. Ordnung) sieht man häufig Orthit ohne oder mit nur äußerst schwachem pleochroitischem Saum in der Hornblende. Außergewöhnlich dicke Schliffe (Quarz: Rot I. Ordnung) zeigen jedoch, daß solche Orthitkörner sehr markante und intensive radioaktive Höfe in der Hornblende erzeugen. Die Reichweite der radioaktiven Strahlung ist also in der Hornblende unseres Gesteines etwa doppelt so groß als im Biotit. Die Intensität der pleochroitischen Verfärbung ist in der Hornblende geringer als im Biotit.

Der Vergleich von dickeren und dünneren (normalen) Dünnschliffen unseres Gesteines zeigt eindeutig, daß die oben erwähnte ungewöhnliche Anreicherung (Abb. 2) radioaktiver Höfe in den sekundär auf Kosten der

Hornblende gewachsenen Biotiten auf ungewöhnlich hohe Anreicherung radioaktiver Stoffe zurückzuführen ist und keinesfalls durch die verschiedenen Verfärbungsintensitäten in Biotit und Hornblende erklärbar ist.

Hornblende: 10 mm, automorphe Gesamtumrißform, jedoch korrodierte fransige Ränder (Abb. 2). Prismatische Längs- und rhombenförmige Basisschnitte. γ = blaugrün, α = hellgrün; $z/\gamma = 19^\circ$ (Schnitt // A. E.). Häufig Zwillinge. Zahlreiche Einlagerungen von Apatitsäulchen (0.42 mm) und von meist idiomorphen, rhombenförmigem Titanit (0.56 mm). Die Apatitkörner sind gleichmäßig und scheinbar regellos im Hornblendekörper verteilt; sie finden sich gleich häufig in den zentralen wie in den randlichen Partien der Hornblende. Die Titanitkörner hingegen bevorzugen die Randpartien der Hornblende und bilden auffallend geregelte Züge parallel den Prismen und Endflächen der Hornblende (Abb. 2). Ebenfalls hauptsächlich in den äußeren Partien der Hornblende siedelt der Biotit, der ungemein reich an radioaktiven Höfen ist (siehe oben). Biotit ist ganz offensichtlich jünger als Hornblende, weil er unregelmäßig lappig begrenzt von außen nach innen in den Hornblendekörper eingreift und häufig auch in sekundären Rissen der Hornblende siedelt (Abb. 2). Kleine idiomorphe, braun gefärbte Orthitkörner und farblose, meist xenomorphe Epidote sowie opaker Staub (Erzausscheidungen) sind im Hornblendekörper verteilt.

Die Zwischenräume zwischen den großen Hornblendeindividuen füllen Albit (3 mm) und Quarz (1.2 mm) aus. Albit besitzt 1—6% An. Er ist sowohl als automorpher, polysynthetisch reich verzwilligter und mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen harmonisch vollgestopfter Plag. III vorhanden, als auch reichlich in der Form der xenomorphen, wenig oder nicht verzwilligten, spärlich gefüllten, meist ganz füllungs-freien Typen Plag. II und Plag. I ausgebildet. Schwacher, normaler Zonarbau ist häufig vorhanden. Scharfe Grenzen zwischen den Ausbildungsformen des Albits bestehen nicht. Der Albit aller drei Ausbildungsformen, hauptsächlich aber Plag. III, besitzt dort, wo er an korrodierte Hornblende angrenzt, massenhaft Einschlüsse von Hornblende, Biotit, Titanit und Epidot. Fransen aus den in deutlicher Auflösung begriffenen Randzonen (Abb. 2) der großen Hornblenden werden von Albit eingeschlossen und oft werden ganze Protuberanzen des Hornblendesaumes von einem einheitlichen großen Albitindividuum umwachsen. Quarz (xenomorph, einschlußfrei) löscht spiegelklar bis schwach undulös aus. Magnetit ist nur in kleinen Mengen vorhanden. Schwache postkristalline Deformationen sind durch schwache Verbiegungen polysynthetischer Zwillinglamellen des Albits angedeutet.

Diffuse Übergangszone zwischen granodioritischem und granosyenitischem Gneis mit Schachbrettalbitisation. Der 0.5 m mächtigen diffusen Übergangszone an der Grenze des Gneisgranodiorit-Fisches im Keuchenkar zum umgebenden granosyenitischen Gneis wurden mehrere Gesteinsproben lokalisiert entnommen und mikroskopisch untersucht. Die Probe 4 der Abb. 3 entstammt einer zum Gneisgranodiorit hinzielenden Gesteinspartie dieser Grenzzone mit zahlreichen, von aplitischen Ringen umgebenen Fremdgesteinsschollen feinkörnigen Albitepidotamphibolits und Biotitgneises.

In den Dünnschliffen dieser Serie ist die Umwandlung der Großhornblende des Gneisgranodiorites in die Biotit-Epidot-Aggregate des granosyenitischen Gneises mit sämtlichen Zwischenstadien kontinuierlich zu verfolgen. Biotit, Epidot, Titanit, Magnetit und Eisenglanz breiten sich auf Kosten der älteren Hornblende aus und bauen Pseudomorphosen nach Hornblende auf.

Die blaugrüne (wie im Gneisgranodiorit) ursprüngliche Großhornblende wird so wie im Gneisgranodiorit, wo wir den Verdrängungsvorgang im Anfangsstadium beobachtet haben (Abb. 2), von Biotit ersetzt. Sie ist häufig nur noch in kleinen Resten zwischen den zahlreichen, auf ihre Kosten gewachsenen jüngeren Biotitindividuen vorhanden. Eisenglanz (Lamellen von 0.3 mm Länge) ist sehr häufig und in großer Menge mit Biotit parallel verwachsen. Auch Magnetit findet sich. Während in bezug auf Apatit kein

Probe Nr.	Petrographische Bezeichnung	Fundort	Nebengemengteile	Hauptgemengteile	100 Vol.-%
1	Feinkörniger Epidotamphibolit mit Biotitporphyroblasten	Romatespitze — S-Flanke	Z, A, T, M	Hornblende, Biotit, Epidot	Albit, Quarz
2	Gaugter biotitreicher Epidotamphibolit mit Kristallaugen von Mikroklin und Albit	Romatespitze — O-Flanke	O, M, Ei, Hm, Ch	Hornblende, Biotit, Epidot	Albit, Knaf
3	Körniger Gneisgranodiorit	Keuchenkar	O, A, T, M, Ep, Hm	Hornblende, Biotit, Epidot	Albit, Quarz
4	Amphibolitischer Schollenigmatit aus der Grenzzone zwischen Gneisgranodiorit und granosyenitischem Gneis	Keuchenkar	O, A, M, Ei, Hm, Ka	Hornblende, Biotit, Epidot	Albit, Quarz
5	Epidosit	Romatespitze — N-Wand	A, T, P, Bi, Ch	Epidot, Biotit	Quarz, Kalzit
6	Aplitisch migmatisierter Epidosit aus der Grenzzone zwischen Epidosit und Aplit	Romatespitze — N-Wand	O, A, T, P, Bi, Ch	Epidot, Biotit	Quarz, Kalzit
7	Aplitgneis (Aplit in Gneisgranosyenit)	Sigismundstollen Meter 132	Z, R, O, A, T, M, P, Ep, Ka, Ch	Kalnatronfeldspat	Quarz
8	Körniger Gneisgranosyenit mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende	Sigismundstollen Meter 216	Z, O, Ho, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	Biotit, Epidot, Albit	Kalnatronfeldspat, Quarz
9	Körniger Gneisgranosyenit	Kesselfall, Hangendes des Floitits	Z, O, Ho, A, T, M, Ei, Hm, Ch	"	Quarz
10	Flasriger granosyenitischer Gneis	Knappenbachgraben	O, Ho, A, T, P, Hm, Ch	"	Quarz
11	Flasriger granosyenitischer Gneis	Knappenbachgraben	O, Ho, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	"	Quarz
12	Flasriger quarzfreier Mischgneis	Naßfelder Straße, südliche Lawingalerie gegenüber Bärenfall	Z, O, A, M, Ep, Ka, Ch	Biotit, Albit	Kalnatronfeldspat
13	Flasriger granosyenitischer Gneis	Naßfeldtal	Z, O, Ho, A, T, P, Ep, Hm, Ka	"	Quarz
14	Hybrider granosyenitischer Gneis	Ulschartl, westlich Romatespitze	Z, O, R, Ho, A, T, Ei, Hm, Ka	Epidot	Quarz
15	Flasriger granosyenitischer Gneis	Villa Mojsisovics, Mallnitz	Z, O, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	"	Quarz
16	Hybrider Biotitgneis	Ebeneck	Z, O, R, Ho, A, T, M, Ei, Hm	Biotit, Epidot, Albit	Kalnatronfeldspat, Quarz

Abb. 3. Mineralbestand und volumetrische Verteilung im granosyenitischem Gneis einschließlich der Grobmengungszonen, basischen Fische und Aplit. Messung nach Roswal-Methode. Die Proben 13—16 wurden von R. Staber ausgemessen. Signaturen: A (senkrechte Striche) = Apatit. Ab (Punkte) = Albit. Bi (aufrechtes Gitter) = Biotit. Ch = Chlorit. Ei = Eisenglanz. Ep (stille Häkchen) = Epidot und Klinozoisit. Hm = Helliglimmer-Mikrolithen in Albit. Ho (flache Häkchen) = Hornblende. Ka (schräges Gitter) = Kalzit. Knaf (weiß) = Kalnatronfeldspat. M = Magnetit. O = Orthit. P = Pyrit. Q (Kreise) = Quarz. T (schräge Striche) = Titanit. Z = Zirkon.

merklicher Mengenzuwachs oder Korngrößenänderung gegenüber den Apatiten in der Hornblende des Gneisgranodiorites zu beobachten ist, nimmt die Menge und Korngröße von Epidot, Orthit und Titanit korrelat zum Zurückweichen der Hornblende sehr beträchtlich zu. Idiomorpher Orthit (mitunter Zonarstruktur) erreicht 0.67 mm Korngröße. Zonare Epidote mit Orthitkernen sind auch häufig. Epidot wird neben Biotit zum Hauptgemengteil der Hornblendepseudomorphosen und tritt automorph bis xenomorph, schwach gelblich gefärbt bis farblos (stellenweise Zwillinge) massenhaft, meist in haufenförmigen Anreicherungen in Erscheinung. Bezüglich des volumetrischen Anteils am Aufbau der Hornblendepseudomorphosen steht Titanit an dritter Stelle; er ist in den meisten Fällen idiomorph entwickelt (Zwillinge mitunter vorhanden), zeigt stets so wie in sämtlichen titanitführenden Gesteinen des Gasteiner Gebietes eine bräunliche Eigenfarbe und erreicht nicht selten Kornlängen von 0.5 mm. Zwischen radioaktiven und inaktiven Orthiten bzw. Titaniten gibt es außer der Korngröße und den radioaktiven Höfen keine prinzipiellen physiographischen Unterschiede.

Biotit und Resthornblende dieser Hornblendepseudomorphosen sind ungemein reich an radioaktiven Höfen um Einschlußkörper von Orthit, Epidot, etwas seltener Titanit und recht selten Zirkon. Die im Gneisgranodiorit gemachten Beobachtungen sind hier im wesentlichen dieselben. Jedoch ist die Anzahl der radioaktiven Höfe noch größer und beläuft sich in etwas dickeren Dünnschliffen (Quarz: Gelb I. Ordnung) auf 50—100 in einem Schliff (4 cm²). Die Einschlußkörper im Zentrum der radioaktiven Höfe besitzen hier recht allgemein größere Korngröße als im Gneisgranodiorit. Man kann hier weniger von Höfen als wie von Säumen um recht große radioaktive Körner sprechen. Dementsprechend sind die Körner mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop unschwer zu identifizieren und folgende, hier gewonnene zusätzliche Beobachtungen seien kurz skizziert:

Während die überwiegende Mehrheit der in Biotit und Hornblende eingelagerten Orthitkörner mit radioaktiven Säumen umgeben ist, findet sich auch Orthit (idiomorph, sechsseitige Umrisse, braune Eigenfarbe, Andeutungen von Zonarbau), der, obwohl er an Biotit oder Hornblende angrenzt oder in ihnen eingeschlossen ist, keinen sichtbaren pleochroitischen Saum erzeugt. Es enthalten also nicht alle Orthitkörner radioaktive Substanzen. Nicht selten findet sich aktiver Orthit in Form einiger kleiner Körner längs des Randsaumes von Großtitaniten, die selbst inaktiv sind. Die aktiven Epidote und Titanite sind im allgemeinen klein und die Mehrzahl der Großepidote und Großtitanite erzeugt keine radioaktiven Säume in Biotit und Hornblende. Mitunter finden sich aber auch Großkörner von Epidot und Titanit mit radioaktivem Saum. Das auf Seite 13 als Epidot bezeichnete farblose aktive Mineral ist hier insofern deutlich als ein Glied der Epidotfamilie kenntlich als es ebenfalls radioaktive Zonarmäntel um Orthitkerne aufbaut. Z. B. wurde beobachtet: Orthitkern (0.06 mm) ringsum zonar umgeben von 0.02 mm breitem, farblosem, epidotähnlichem Saum, welcher einen 0.013 mm breiten pleochroitischen Hof in Biotit erzeugt. Oder: In Hornblende ist ein 0.1 mm langes farbloses Epidotkorn mit orthitischem Kern eingelagert. Rings um das Epidotkorn ist die Hornblende pleochroitisch verfärbt.

Zirkon mit radioaktivem Hof in Biotit, welcher sekundär auf Kosten der Hornblende gewachsen ist, kann eindeutig erkannt werden. Das idiomorphe Zirkonkorn ist 0.025 mm lang und kurzprismatisch mit terminalen stumpfen Pyramiden ausgebildet; es zeigt deutlich höhere Lichtbrechung (starkes Relief, Totalreflexionsrand) als die vorgenannten Minerale.

Sehr bemerkenswert und petrologisch wichtig ist das Auftreten von Schachbrettalbit in der diffusen Randzone des Gneisgranodiorites vom Keuchenkar.

Im Gneisgranodiorit des Keuchenkarfisches (siehe oben) fand sich als Feldspat ausschließlich Albit (Plag. III, II und I) ohne eine Spur von Kalinatronfeldspat. In der diffusen Übergangszone zum granosyenitischen Gneis, in welchem der Fisch eingebettet liegt, tritt Schachbrettalbit auf. Im granosyenitischen Gneis ist der Kalinatronfeldspat herrschender Gesteinsgemengteil, und Schachbrettalbit fehlt vollkommen.

Der in der diffusen Übergangszone beobachtete Schachbrettalbit gleicht bezüglich Korngröße (5 mm), teilweiser Automorphie, erkennbaren ehemaligen Karlsbader Zwillingen und Einschlüssen älteren Albits durchaus dem Kalinatronfeldspat, wie wir ihn ganz allgemein im granosyenitischen Gneis vorzufinden gewöhnt sind. Der Schachbrettalbit der diffusen Übergangszone war also einst ein Kalinatronfeldspat mit denselben Eigenschaften des Kalinatronfeldspates im angrenzenden granosyenitischen Gneis; er wurde sekundär albitisiert (Schachbrettalbitisation). Genetische Deutung siehe S. 36. Schachbrettalbit wurde sonst innerhalb der Romatedecke nur in dem S. 11 genannten, geaugten, biotitreichen Epidotamphibolit aus der O-Flanke der Romatespitze und in kakiritischen (hysterogenen) Zerreibungszone („Fäulen“) gefunden: Sigismundfäule im Sigismundquerschlag am Radhausberg, Meter 1 und Knappenbachfäule unmittelbar unter der Karschwelle des Radhausbergkares.

Der Schachbrettalbit des diffusen Grenzgebietes zwischen Gneisgranodiorit und granosyenitischem Gneis des Keuchenkars ist häufig sehr reich an großen Einschlüssen von Biotit, Epidot, Titanit und Orthit. Auf Grund ihrer Form und Anordnung stellen diese Einschlüsse zweifellos Relikte des älteren Starrgefüges dar, das der Kalinatronfeldspat-PorphYROblast wachsend eingeschlossen hat. Auch der gewöhnliche Albit (5 mm; 4—5% An; Plag. III, II und I) ist sehr reich an Einschlüssen der meisten übrigen Gemengteile, die oft noch fransenförmig in die Albitporphyroblasten hineinragen. Besonders bemerkenswert sind solche, nicht selten anzutreffende Albitkörner, in denen Mikrolithenfälle (Hellglimmer und Klinozoisit) nur auf jene Teilbereiche des betreffenden Albitkornes beschränkt sind, die auch massenhaft Fremdeinschlüsse anderer Minerale führen. Ein genetischer Zusammenhang zwischen „echter“ und „falscher“ Fülle ist hier offensichtlich vorhanden (S. 29).

Zugleich mit der Umwandlung des Gneisgranodiorites zum granosyenitischen Gneis tritt rhomboedrisches Karbonat (1.2 mm; xenomorph; zwillingslamelliert) als syngenetischer (mit den anderen farblosen Gesteinsgemengteilen geprägter) Gesteinsbestandteil auf. Im Gneisgranodiorit fehlt das rhomboedrische syngenetische Karbonat. Im granosyenitischen Gneis findet sich Kalzit sehr häufig. Das Auftreten des syngenetischen Kalzites zugleich mit der Pseudomorphosierung der Hornblende deutet auf die Möglichkeit eines kausalen Zusammenhanges beider Erscheinungen hin (eventuell Freiwerden von CaO infolge Zerfalles der Hornblende und Bindung an CO₂, welches bei den hohen herrschenden Überlastungsdrücken der orogenetischen Gesteinsprägung nicht entweichen kann). Siehe: Lehrbuch von Turner, L. 65, S. 52.

Quarz (0.9 mm) ist xenomorph, einschlußfrei und kaum undulös. Neben schwachen Verbiegungen polysynthetischer Zwillingslamellen in Albit und selten zu beobachtenden Verbiegungen des Biotits zeigt das Gestein keine postkristalline Deformation.

Epidositfisch mit Reaktionsrand gegen aplitischen Gneis. Ein besonders deutliches Beispiel der metasomatischen Aufzehrung eines älteren basischen Fisches durch den Ichor des granosyenitischen Gneises liefert ein in den Romatespitze-Nordwänden über der Schuttflanke des Weißentales geschlagenes Handstück. Es zeigt einen 3 cm mächtigen,

allseits von Aplitgneis umgebenen, feinkörnigen gelbgrünen Epidositfisch. Mit zwei spitzen Keil-Enden keilt der Epidositfisch im umgebenden Aplitgneis aus. Der Aplitgneis führt makroskopisch viel Epidot, Biotit und Pyrit. Er geht in einigen Zentimetern Entfernung diffus in das gewöhnliche faserige granosyenitische Gneisgestein über. Längs der Grenzregion des Epidositfisches erkennt man bereits makroskopisch Feldspatleisten, die 8 mm Länge erreichen und infolge von Epidoteinschlüssen eine für unseren Gesteinskomplex als abnormal zu bezeichnende gelblichgrüne Färbung besitzen.

Während im Epidositfisch keine radioaktiven Höfe zu beobachten sind, ist der Aplitgneis und vor allem der Reaktionssaum zwischen beiden Stoffen reich an radioaktiven Höfen um Orthit und farblosem Epidot in Biotit und Chlorit. Auch radioaktiver Titanit (0.046 mm; idiomorph) wurde in Biotit angetroffen. Orthit ist idiomorph und erreicht 0.2 mm Korngröße. Farblose Epidotsäume um Orthitkerne sind häufig. In Chlorit, der sich sekundär aus Biotit gebildet hat (Umwandlungsstadien gut sichtbar), treten radioaktive Höfe in Erscheinung, die aber nicht so intensive Verfärbungen wie in Biotit verursachen, da die Farbe des Chlorits blasser ist. Die Reichweite der radioaktiven verfärbenden Strahlung entspricht im Chlorit mit dem Mittelwert von rund 0.012 mm der Reichweite im Biotit. Allerdings ist wegen der geringen Farbintensität der radioaktiven Höfe in Chlorit hier die Messung weniger genau als in Biotit.

Der Epidositfisch besteht mikroskopisch aus einem xenomorphen granoblastischen Epidot-Quarz-Kalzit-Gewebe von durchschnittlich 0.4 mm Korngröße mit Nebengemengteilen von Biotit, Pyrit, Titanit, Chlorit und Apatit (siehe Abb. 3, Probe Nr. 5). Radioaktive Höfe sind, wie schon erwähnt, nicht zu sehen; auch besitzen die Epidotkörner (farblos bis hellgelb) keine Orthit-Kerne. Feldspat fehlt.

Ungemein deutlich weisen die Dünnschliffe in der Randzone des Epidositfisches (Abb. 3, Probe Nr. 6) gegen den umgebenden aplitischen Gneis Resorptionsbilder auf, welche eindeutig zeigen, daß die Feldspate des aplitischen Gneises in einem späteren Stadium kristallisiert sind als das Epidotkorngefüge des Epidositfisches (Abb. 4 und Tafel 14, Fig. 2).

7 mm lange, polysynthetisch dicht und regelmäßig verzwilligte Albitleisten (Plag. III und II; 3—6% An; Mikrolithenfülle spärlich bis fehlend) und 6 mm lange Schachbrettalbitindividuen (ehemaliger Kalinatronfeldspat ist mitunter noch in Resten vorhanden) schließen mehrere Zentimeter lange zusammenhängende Fahnen und Fetzen des Epidotkorngebewes (mittlere Korngröße 0.3 mm; maximale Korngröße 0.8 mm) im Feldspatkörper ein. Die im Feldspat (Albit und Schachbrettalbit) eingeschlossenen Epidotkornfahnen und -Fetzen besitzen dieselbe Korngröße und Struktur wie das Epidotkorngebewes des nachbarlich anschließenden Epidositfisches; sie stehen mit dem Korngebewes des Epidositfisches in unmittelbarem räumlichem Zusammenhang. Sie sind also nur die fetzen-, fahnen- und protuberanzartig korrodierten Fortsetzungen des Epidositfisches im aplitischen Gneis. Man sieht an den Einschlüssen in den Feldspaten, daß sich die Epidotkornfahnen mit bizarren Umrißformen in Fetzen, Girlandenzüge und kleine isolierte Schollen auflösen (Abb. 4). Dabei füllt die Feldspatsubstanz der großen Albitporphyroblasten selbst die kleinsten siebartigen Löcher sowie die größeren Zwischenräume im eingeschlossenen Epidotkorngefüge so aus, daß keinerlei Störung der dichten und engen, streng geradlinigen polysynthetischen Zwillingslamellierung zu sehen ist. Ja, die entlegenen und durch mehrere Millimeter lange Fremdeinschlüsse (Epidotkornfahnen) gesonderten Teile der Albitporphyroblasten zeigen dieselbe, in schnurgerader Fortsetzung befindliche Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz.

Besonders auffallend und für die Rekonstruktion des Wachstumsvorganges der Albitporphyroblasten aufschlußreich ist die Tatsache, daß die im Epidositfisch reichlich vorhandenen Quarz- und Kalzitkörner (zusammen

36 Vol.-%) nicht oder selten im Feldspat miteingeschlossen sind. Lediglich das Epidotkorngefüge des Epidositfisches mit etwas Titanit und Erz ist mit reliktsicher Erhaltung seiner Struktur und Korngröße im Feldspat eingeschlossen. Es waren also jene Stoffe, welche die Quarz- und Kalzitkristalle des Epidositfisches aufbauen, während des

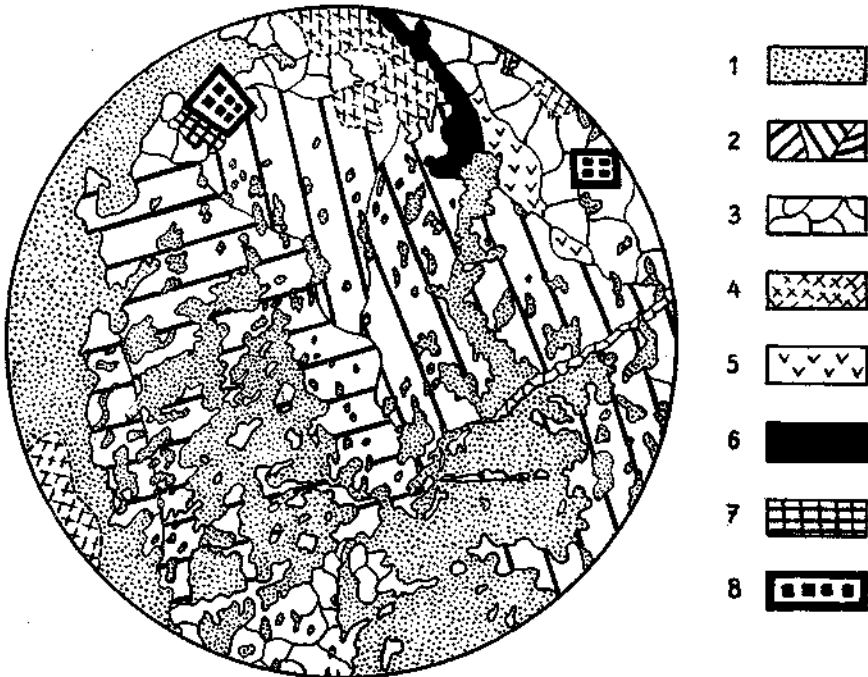


Abb. 4. Aus der Grenzzone zwischen Epidosit und aplitischem Gneis. 14fache Vergrößerung. Umrißgetreue Zeichnung mittels Projektion durch Zeichenspiegel-Mikroskopaufsatz. Aus dem Epidot-Quarz-Kalzit-Gewebe des Epidositgesteines (linker und unterer Rand der Abbildung) ragen protuberanzenförmige Fahnen und Fetzen (Epidotgewebe des Epidositgesteines) in den aplitischen Gesteinskörper hinein. Sie werden von polysynthetisch verzwilligten Albitporphyroblasten umwachsen und als Zeugen des Resorptionsvorganges konserviert. Romatespitze N-Wand.

1 = Epidot-Korngewebe. 2 = Polysynthetisch nach Albitgesetz verzwilligter, optisch ungestörter Albit mit 3—6% An-Gehalt. Es handelt sich um Porphyroblasten des Aplitgneises, welche das ältere Epidotkorn-Starrgefüge umwachsen und in ihrem Körper eingeschlossen haben. Siehe die photographische Wiedergabe derselben Dünnschliffstelle in Fig. 2 auf Tafel 14. 3 = Albit (nicht verzwilligt) — Kleinkornpflaster, optisch ungestört. Keine postkristalline Deformation! 4 = Kalzit. 5 = Quarz. 6 = Biotit. 7 = Chlorit. 8 = Pyrit.

Feldspatwachstums mobil. Diese Aussage gilt exakt für den Raum, den heute die Albitporphyroblasten (Abb. 4) in der Grenzregion zwischen Epidositfisch und aplitischem Gneis einnehmen.

Lamelliertes rhomboedrisches Karbonat (Kalzit) ist in der Grenzregion: Epidositfisch-Aplitgneis ein Hauptgemengteil des Gesteines. Die Kalzitkörner (xenomorph,

granoblastisch) erreichen 1-1 mm Korngröße und nehmen 19 Vol.-% der Grenzregion ein (Abb. 3, Probe Nr. 6). Sie finden sich zusammen mit Quarz meist außerhalb der Feldspate, mitunter aber auch in Albit und Schachbrettalbit eingeschlossen. Bemerkenswert sind in diesem aplitischen Gneis granophyrische Reaktionsgefüge in Albitkörnern. In Form dünner kurzer Stengel (0-07 mm) frißt sich Quarz myrmekitähnlich sekundär in Albit ein und bildet im Albitkorn haufenförmige Stengelgruppen. Siehe S. 37.

Somit bringt die Beobachtung der Epidot-Fahnen in den Albitkristallen (Albit und Schachbrettalbit) einen tieferen Einblick in die Vorgänge des ichoretischen Lösungsumsatzes, der sich intergranular im älteren Starrgefüge der Epidotkörner vollzog. Diese waren wie das Skelett eines Badeschwammes von der mobilen aplitischen Substanz durchtränkt. Früh kristallisierten die großen Feldspate, indem sie bizarre und ungewöhnlich große Starrgefüge teils zusammenhängender, teils siebartig durchlöcherter, teils in einzelne Schollen und Inselzüge aufgelöster Epidotkornaggregate umwuchsen und als Fremdeinschlüsse in ihre Kristalle aufnahmen. Erst später kristallisierte Quarz und Kalzit. Dieselbe Folge treffen wir überall im granosyenitischen Gneiskomplex (siehe S. 31); sie ist bloß hier besonders deutlich erkennbar.

Biotitschiefer. Basische Fische im granosyenitischen Gneis, z. B. im Sigismundstollen Meter 300 (mit idiomorphen Biotitindividuen, 8 mm Korngröße), oder im Naßfelder Achental (grobschuppiger Biotit, Albitknoten). Albitsprossung in solchen Glimmerschiefern erzeugt Biotit-Albitknotenschiefer (Naßfelder Achental, Sigismundstollen, Romatespitze).

2. Aplit und Aplitgneis

Diskordante Apliten im granosyenitischen Gestein und seinen basischen Fischen sind häufig. Sie gehen in konforme Aplitgneislagen und diffuse wolkige Aplitgrobmengungszonen über. Nirgends fand ich in den diskordanten Apliten und begleitenden Pegmatoiden ein Glimmerparallelgefüge, das den Gangwänden parallel streicht. Hingegen zeigt sich häufig an den Grenzen der diskordanten Apliten die Erscheinung, daß das Glimmerparallelgefüge des Nebengesteines in den diskordanten Aplit hineinragt und einer offensichtlich metasomatischen allmählichen Auflösung in der aplitischen Substanz unterliegt. Korngefügeanalysen stehen noch aus. Makroskopisch gewann ich den Eindruck, daß die Aplitisation jünger ist als die Prägung des flächigen Parallelgefüges der Glimmer, welche aus dem Nebengestein in den diskordanten Aplit hineinstreichen und vom Ichor der aplitischen Substanz resorbiert werden (diskordante metasomatische Aplitgänge, L. 18).

Makroskopisches Erscheinungsbild der Aplitgneise und Apliten: Im feinkörnigen farblosen Grundgewebe erkennt man in der Regel feine Biotit-schüppchen (2 mm), mitunter Chloritschüppchen, rosa Kalkspat und Pyrit. Seitlich und randlich sind häufig stoffliche Übergänge zu pegmatoiden Körpern bis zu Quarzkauern zu beobachten.

Die mikroskopisch untersuchten Apliten und Aplitgneise (z. B. Abb. 3, Probe Nr. 7) zeigen Vormacht von Kalinatronfeldspat. Damit unterscheiden sie sich stofflich von den Apliten und Aplitgneisen im Liegenden (Woiskenumulde) und im Hangenden (Siglitzgneis) unseres granosyenitischen

Gesteines. Diese Tatsache ist ein Beispiel für die in unserem Gebiete herrschende Horizontbeständigkeit des ichoretischen Lösungsumsatzes.

Radioaktive Höfe wurden nicht beobachtet.

Die mittlere Korngröße der vorliegenden Aplite und Aplitgneise ist Schwankungen zwischen 0.15 und 1—2 mm unterworfen. Großindividuen von Kalinatronfeldspat werden mehrere Millimeter lang und sind reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile. Es handelt sich um die Typen Knaf. III und Knaf. II; Karlsbader Zwillinge sind vorhanden; der Achsenwinkel $2V_{\alpha}$ schwankt zwischen 61 und 77° (5 gemessene Körner). Kalinatronfeldspat verdrängt Albit. Der Albit (Plag. III, II und I) besitzt 5% An und ist häufig vollkommen frei von Helliglimmer- oder Klinozoisitmikroliten. Quarz löscht meist spiegelklar aus. Postkristalline Deformationen habe ich im Dünnschliffbild der Aplite und Aplitgneise nicht gesehen. Biotit (γ = bräunlich grün; α = blaßgelb) zeigt stark korrodierte Umrißformen und befindet sich größtenteils in Umwandlung zu Chlorit unter Ausscheidung von Erz und Sagenit. Farbloser bis hellgelblicher Epidot, syngenetisches rhomboedrisches Karbonat mit Zwillinglamellen, Titanit, Apatit, Pyrit und Zirkon sind vorhanden. Bemerkenswert ist geringförmiges Auftreten von Muskowit. Orthit (0.024 mm) mit farblosem Epidotsaum (0.016 mm) wurde nur im Quarz-Feldspatpflaster und daher ohne radioaktiven Hof beobachtet.

3. Der gewöhnliche granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit.

Wie schon eingangs erwähnt, beteiligen sich flasrig parallelfächig entwickelte und annähernd regellos körnige Typen ohne scharfe gegenseitige Grenze am Aufbau der Hauptmasse des granosyenitischen Bereiches zwischen Badgastein und Mallnitz (Romatedecke). Die ersteren nenne ich granosyenitischer Gneis und die letzteren Gneisgranosyenit. Beide führen denselben Mineralbestand und dieselben metasomatischen Reaktionsgefüge. Beide zeigen keine Verschiedenheiten bezüglich der mitunter in beiden Typen auftretenden Erscheinungen postkristalliner Deformation. In beiden Typen herrscht nachkinematische Kristallisation, d. h. das Korn ist meist klar und ungestört, höchstens der Quarz schwach undulös. Andererseits finden sich mitunter in beiden Typen Handstücke mit beträchtlicher, mikroskopisch sichtbarer postkristalliner Deformation, denen man es äußerlich gar nicht ansieht. Ähnliches beschrieb E. Christa von den quarzdioritischen bis granitischen Gesteinen des Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.

Ebenso wie E. Christa im Zemmgrund habe ich am vorliegenden granosyenitischen Material den Eindruck gewonnen, daß der granosyenitische Gneis im allgemeinen nicht durch sekundäre Verschieferung aus dem Gneisgranosyenit hervorgeht, sondern daß beide gleichzeitige Prägungen sind. An den zahlreichen diffusen Übergängen der albitepidotamphibolitischen Fische in den flasrigen granosyenitischen Gneis sieht man, daß die ebenfächige Parallelstruktur (Biotit, Hornblende) der basischen Fische durch Einwirkung aplitischer Metasomatose in die Flasern des granosyenitischen Gneises übergeführt wird. Weitere Homogenisierung des Materials führt über feldgeologisch beobachtete Zwischenstadien zum makroskopisch regellos körnigen Gneisgranosyenit. Korngefügeanalyse ist noch nicht hier in Anwendung gebracht; für die Entscheidung, ob Homogenisierung im Sinne der feldgeologischen Beobachtungen oder aber „Heterogenisierung“ im Sinne alter Auffassungen von alpidischer Verschieferung präexistierender Tiefengesteine (alte magmatisch erstarrte Syenite) vorliegt, sind exakte Untersuchungsmethoden wünschenswert.

Das charakteristische makroskopische Erscheinungsbild des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits von Badgastein-Mallnitz wurde schon eingangs kurz gekennzeichnet. Das Gestein ist bedeutend dunkler als die granitischen Gneise. Jedoch von den ebenfalls biotitreichen „tonalitischen“ Gneisen des Hochalm-Ankogel-Hafnereck-Reißeckgebietes ist unser granosyenitisches Gestein schon auf den ersten Blick durch die sonderbar haufenförmige und meist isolierte Anordnung der Biotit-Epidot-Aggregate geschieden; sie verleihen dem Gestein das kontrastreiche schwarz-weiß gefleckte Aussehen; hingegen sind Quarzreichtum und vorherrschende porzellanweiße Feldspatfarbe (Plagioklas) Merkmale, welche dem granosyenitischen Gestein fehlen und für die tonalitischen Gneise bezeichnend sind.

Die Feldspate des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits besitzen mittlere Korngröße (durchschnittlich 0,5—1 *cm*). Kalinatronfeldspat herrscht; Karlsbader Zwillinge sind mitunter makroskopisch zu erkennen und die Farbtonung der Feldspate ist matt bis hellgrau, jedenfalls nicht so rein weiß wie in den tonalitischen Tauerngesteinen. Weniger häufig ist eine automorphe porphyrische Entwicklung großer Kalinatronfeldspatindividuen. Quarz ist nur in sehr untergeordnetem Maße vorhanden und kann sogar vollkommen fehlen (z. B. Abb. 3, Probe Nr. 12). Die stets haufen- oder faserförmig aggregierten dunklen Gemengteile besitzen bedeutend geringere Korngrößen als die Feldspate. Biotit ist reichlich vorhanden, weist jedoch erstaunlich kleine Korngrößen auf, die selten 1 *mm* überschreiten. Er findet sich stets gesellig in Form mehrerer hundert Individuen zusammen mit Epidot. Diese Aggregate zeigen mitunter sowohl im Gneisgranosyenit als auch im granosyenitischen Gneis ihre Herkunft als Pseudomorphosen nach Hornblende dadurch an, daß sie auffallend regelmäßige prismatische Längsschnitte und rhombenförmige Basisschnitte sowie mikroskopische Reste der ursprünglichen Großhornblende aufweisen. Die gewöhnliche Größe eindeutiger Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende beträgt 10 × 6 *mm*. Häufiger findet man aber sowohl im Gneisgranosyenit als auch im granosyenitischen Gneis recht unregelmäßige Umrißformen der Biotit-Epidothäufchen. Epidot ist stets vorhanden und mit Biotit vergesellschaftet. Makroskopisch ist er durch seine gelblichgrüne Farbe zu erkennen, obwohl die einzelnen Individuen ebenfalls so klein sind, daß sie selten mit freiem Auge auseinandergehalten werden können. Titanit wird mitunter schon makroskopisch wahrgenommen und erreicht 1—2 *mm* Korngröße. Muskowit ist nur in manchen flasrigen Abarten des granosyenitischen Gneises und in feingefalteten Gneisphylloniten vorhanden, wo er eine hystero gene Bildung darstellt. An Akzessorien ist besonders der Pyrit makroskopisch auffallend.

Die Schwankungen des volumetrischen Mineralbestandes sind der Abb. 3 zu entnehmen (Probe Nr. 8—16).

Hydrothermale Hohlräumeausfüllungen in Begleitung von Quarzschwielen zeigen sehr häufig rosaroten Kalkspat mit polysynthetischer Lamellierung (Zwillings- bzw. Gleitlamellen). Besonders in hybridem, von vielen dunklen Schollen verunreinigtem granosyenitischem Gneis findet sich massenhaft Kalzit in sekundären Hohlräumen (Fugen) mit Quarz, Chlorit und Eisenglanz. Seit Reissacher (1862) ist der 40 *cm* mächtige diskordante Kalkspatgang in hybridem granosyenitischem Gneis des Sigismundstollens bei Meter 330 bekannt. Hier findet man auch hellgrauen

Kalkspat. Die hier wiederum ausgeprägte polysynthetische Zwillings- bzw. Gleitlamellierung zeigt, daß der diskordante Gang noch Deformationen mitgemacht hat. Im Gebiet des granosyenitischen Gneises aufgefundener Beryll (L. 16) sitzt unmittelbar auf pegmatoidem Material und scheint älter zu sein als die hydrothermale Phase.

Macht man den Versuch, die Gneisgranosyenite und granosyenitischen Gneise von Badgastein-Mallnitz noch näher schubladenpetrographisch aufzuteilen, so läßt sich folgende Untergliederung aufstellen, die jedoch feldgeologisch wegen der fließenden Übergänge recht bedeutungslos ist:

Gneisgranosyenit mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Besonders charakteristische Entwicklung im Sigismundstollen, stolleneinwärts der am Ulm angebrachten Tafel: „200“ bis zum Feldort. Hier ist unverwittertes Gesteinsmaterial einfach zu beschaffen. Die Biotit-Epidot-Pseudomorphosen zeigen scharfe rechteckige (Tafel 14, Fig. 3) und rhombenförmige Umgrenzungen, abgesehen von den niemals fehlenden randlichen Resorptionerscheinungen.

Gneisgranosyenit ohne eindeutige Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Z. B. Romatespitze-N-Flanke. Das makroskopisch regellos körnige Gestein ist bedeutend reicher an Biotit-Epidothäufchen als der vorgenannte Typ. Die Häufchen zeigen unregelmäßige Formen, die nicht eindeutig als Pseudomorphosen nach Hornblende zu bestimmen sind. Einige Zentimeter lange Fremdschollen nicht assimilierten feinkörnigen Biotitgneises zeigen die Mischnatur dieses Gesteines an.

Flasriger granosyenitischer Gneis mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Z. B. Romatespitze N-Flanke. Das Gestein zeigt deutliche flasrige flächige Parallelstruktur. Trotzdem sind die parallel eingeschichteten Biotit-Epidot-Aggregate makro- und mikroskopisch eindeutig als Pseudomorphosen nach Hornblende erkennbar. Auch Pseudomorphosen nach Querhornblenden sind vorhanden (Erstreckung der Säulchen quer zur Schieferung).

Flasriger granosyenitischer Gneis ohne eindeutig erkennbare Pseudomorphosen nach Hornblende. Abbildung dieses sehr häufigen Untertyps siehe S. 121 in der Arbeit von F. Angel-R. Staber (1937). Die Biotit-Epidotfasern schließen häufig zu mehreren Zentimeter langen Schollen zusammen.

Flasriger granosyenitischer Gneis mit forellenförmigen Biotit-Epidotfasern. Z. B. Romatespitze-O-Flanke über dem Alpenvereinsweg. Einige Millimeter dicke Biotit-Epidot-Beläge am Hauptbruch des Gesteines treten in regelmäßigen Abständen auf und zeigen linsen- und tellerförmige Umrisse. Die Gebilde erreichen mehrere Zentimeter Längsdurchmesser. Sie erinnern an die bekannten Muskowitfasern („Forellen“) des Forellengneises im granitischen Hölltor-Rotgüldenkerl. Jedoch nehmen sie im granosyenitischen Gneis keine so mächtige Entwicklung und große Ausdehnung wie dort ein. Übergänge in größere basische Fische und stark hybride granosyenitische Gneise sind vorhanden.

Porphyrtiger Gneisgranosyenit. Z. B. Naßfelder Achental, linkes Ufer, Felswand nordöstlich vom Schleierfall. Automorphe Kalinatronfeldspatkristalle erreichen 15 mm Korndurchmesser und sind reich an Einschlüssen von Biotit.

Porphyrtiger flasriger granosyenitischer Gneis. Z. B. Winklerbalfen-N-Wand bei Mallnitz. Das Gestein ist sehr hybrid, reich an dunklen Gemengteilen und schollenförmigen, albitpidotamphibolitischen Fremdeinschlüssen. Die 18 mm langen Kalinatronfeldspatleisten wachsen quer durch die Biotit-Epidot-Faserränge hindurch und schließen sie in ihrem Kristallkörper ein. Auch zonare Einschlußbringe von Biotit sind in manchen dieser Kalinatronfeldspat-Großindividuen zu erkennen.

Quarzfrier Gneisgranosyenit. Z. B. im künstlichen Aufschluß der Naßfelder Talstraße im Fels der südlichen der beiden Lawingalerien bei dem Bärenfall. Das Gestein geht deutlich als Mischprodukt zwischen albitpidotamphibolitischem und aplitischem Material hervor. Der Biotit ist makroskopisch stahlschwarz und zeigt im Mikroskop rotbraune Farbe bei normaler Schlifffdicke (Quarz: Grau I. Ordn.). Es ist nur sehr wenig Epidot vorhanden, aber massenhaft Titanit. Der Biotit ist ganz außergewöhnlich reich an radioaktiven Höfen.

Da der Mineralbestand in allen diesen Untertypen kaum bedeutende Änderungen erfährt (Abb. 3), so können wir den mikroskopischen Befund einheitlich für Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis mitteilen:

Radioaktive Höfe: Gneisgranosyenit und faseriger granosyenitischer Gneis verhalten sich bezüglich der radioaktiven Höfe gleich und das Erscheinungsbild der Höfe entspricht dem schon vom Gneisgranodiorit-Fisch des Keuchenkares mitgeteilten (Seite 12). Die Zentralkörner der Höfe sind: Orthit (0.21 mm): Weitaus der häufigste Zentralkörper der Höfe. Oft Zonarstruktur. Braune Farbe, idiomorphe sechsseitige Umrißform. Geringere Licht- und Doppelbrechung als Titanit. Farbloser Epidot (0.08 mm): Meist xenomorph; zwei Spaltriß-Scharen. Titanit (0.05 mm): Idiomorph rhombenförmig. Durch Vergleich mit den benachbarten inaktiven Großtitaniten einfach bestimmbar. Zirkon (0.08 mm): Idiomorph; terminal pyramidal begrenzte Säulchen! Hohe Licht- und Doppelbrechung.

Die radioaktiven Höfe finden sich hauptsächlich im Biotit; selten in Hornblende und Chlorit. Die Reichweite der Verfärbung in Biotit beträgt 0.012 mm.

In den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende ist die reliktsische Hornblende bedeutend ärmer an radioaktiven Höfen als der Biotit (siehe auch S. 13). Die diesbezüglichen Beobachtungen sind hier allerdings weniger bemerklich als im Gneisgranodiorit, weil nur wenig Hornblende im granosyenitischen Gneis zur Beobachtung gelangt.

Die radioaktiven Höfe finden sich in gleicher Anzahl und Dichte in den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende wie in den faserigen Biotit-Epidothäufchen. Bei normaler Schlifffdicke (Quarz: Grau I. Ordn.) wurde in den Biotit-Epidothäufchen durchschnittlich ein radioaktiver Hof pro $\frac{1}{4} \text{ mm}^2$ beobachtet, wobei zu beachten ist, daß die Biotit-Epidothäufchen, wie Tabelle Abb. 3 zeigt, nur einen kleinen Raum des Gesteines einnehmen. Die Dünnschliffbilder weisen darauf hin, daß die radioaktiven Höfe im Biotit des Gesteinskomplexes ziemlich gleichmäßig verteilt sind, was auch mit den physikalischen Messungen von E. Pohl (S. 49) übereinstimmt.

Hornblende (1.4 mm): Idiomorphe rhombenförmige Querschnitte, säulige Längsschnitte mit xenomorpher terminaler Begrenzung. Korrosionsränder häufig. α = farblos bis hellgelb, γ = blaugrün; $z/\gamma = 18-20^\circ//A. E.$ (nach Staber: $18-24^\circ$). Es handelt sich also physiographisch um genau dieselbe Hornblende, der wir bereits in den basischen Fischen (Albitepidotamphibolit und Gneisgranodiorit) begegneten, u. zw. um die in den Hohen Tauern typische blaugüne Hornblende (barroisitische Hornblende nach F. Angel). Im Gesamtbereich der Romatedecke habe ich keine andere Hornblende (etwa: grüne oder braune Hornblende) aufgefunden, was für die mineralfazielle Ausgeglichenheit (Albitepidotamphibolitfazies siehe S. 37) des Gesamtbereiches zeugt.

Im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis kommt Hornblende nur in sehr kleinen Mengen als akzessorischer Gemengteil vor. Als solche findet sie sich auch nur in 20 der 45 geprüften Dünnschliffe des granosyenitischen Gesteines. Sie ist stets mit Biotit und Epidot vergesellschaftet.

Zwei Hornblendegenerationen sind zu unterscheiden, wobei nochmals betont sei, daß es sich stets um die blaugüne Hornblende handelt und eine andere Hornblende gar nicht gefunden wurde. Die ältere Generation ist

durch Großhornblende gekennzeichnet, die in Relikten in den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende mitunter einwandfrei erkennbar ist. Die jüngere Generation wächst in Form kleiner Säulchen kreuz und quer in eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach der älteren Generation. Nur in wenigen Dünnschliffen läßt sich die Unterscheidung beider Generationen klar durchführen.

In der eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphose nach Hornblende der Fig. 3 auf Tafel 14 wird der linke Rand des säulenförmigen Längsschnittes noch von der älteren Hornblende eingenommen. Allerdings geht sie nicht mehr optisch ungestört gleichmäßig in Auslöschung, sondern setzt sich aus vielen Teilindividuen zusammen (Granulation). Die kristallographische z-Achse der Teilindividuen liegt subparallel der z-Achse der pseudomorphosierten ursprünglichen Großhornblende. Deshalb ist der linke Rand so wenig zerfranst und verhältnismäßig recht scharf. Zwischen den großen Neubildungen von Biotit (teilweise parallel zur ursprünglichen Großhornblende orientiert), Epidot, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Apatit und Magnetit finden sich kleine Hornblendesäulchen, die keine Regelung bezüglich der Ursprungshornblende erkennen lassen. Sie stellen offenbar Neukristallisationen dar und gehören zur zweiten Generation. Das betreffende Schlifffmaterial dieses Gesteines ist auch reich an regelmäßigen rhombenförmigen Basischnitten der Pseudomorphosen.

In einem Schriff von Kesselfall (Hangendes des Floitits, Kollektion A. Köhler) ist die Hornblende der ersten Generation noch tadellos erhalten und zeigt frische, optisch einheitliche, 1.4 mm lange und 0.6 mm breite Säulchen mit randlich beginnendem Wachstum von Biotit, Epidot, großen Titanitkristallen (0.56 mm) und Apatit.

Wo keine eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende im Gestein vorhanden sind, läßt sich meist nicht sagen, ob die spärlich vorhandenen kleinen Hornblendesäulchen in diesen Biotit-Epidothäufchen der ersten oder der zweiten Generation angehören.

Um die Hornblende des granosyenitischen Gneises (einschließlich: basische Fische und Gneisgranosyenit) mit bekannten anderen Hornblendenden der näheren Umgebung aus den Hohen Tauern vergleichen zu können, sammelte ich Proben von Amphibolit aus dem Dössener Tal, weiters von kersantitähnlichen Gesteinen aus dem Zirmseekar (A. Kieslinger, L. 33) und von prasinitischen Einlagerungen im Siglitzgneis des Radhausbergkares (offensichtlich mit P. Paulitsch: Prasinit vom Radhausberg, L. 46, übereinstimmend). Das Ergebnis des Vergleiches ist:

Physiographisch stimmt die Hornblende des granosyenitischen Gneises und seiner basischen Fische (einschließlich Gneisgranodiorit) überein mit der Hornblende des aufgesammelten Dössental-Amphibolits, mit der II. Hornblendegeneration im kersantitischen Zirmseegestein (Fundstelle A und B nach Kieslinger) sowie mit der von P. Paulitsch chemisch analysierten und mineralogisch genau beschriebenen Hornblende des prasinitischen Fisches im Siglitzgneis des Radhausberges. Verschieden davon ist die dicht mit opaken oder bräunlichen, nicht näher bestimmbareren Staubpartikelchen gefüllte Hornblende in Kieslingers kersantitähnlichem Gestein des Zirmseekares (Fundort A). Sie ist nach Kieslingers Beobachtungen, die ich in dem von mir gesammelten Material voll bestätigt fand, in Umwandlung zu jüngerer blaugrüner Hornblende begriffen, die als jüngere

Generation in kleinen Kristallen auf Kosten der alten, gefüllten, braunen Großhornblende wächst. Analoge Beobachtungen teilte F. Angel (L. 3) aus floititischen Amphiboliten und Floititen der Hochalm-Ankogelgruppe, Reichenspitzgruppe, Venedigergruppe und Zillertaler Alpen mit.

Jedenfalls ist es für petrologische Mutmaßungen wichtig, daß nur die blaugrüne (barroisitische) Hornblende der typischen Albitepidotamphibolitfazies in den Gesteinen des granosyenitischen Gneises von Badgastein-Mallnitz aufgefunden wurde. Ihr TiO_2 -Gehalt beträgt 1.4 Gew.-% (P. Paulitsch) und erklärt das massenhafte Wachstum von Titanit in den Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach dieser Hornblende.

Biotit (3 mm; meist jedoch < 0.8 mm). Xenomorph. $\alpha =$ blaßgelb bis farblos, $\gamma =$ dunkelgrün. Achsenwinkel ist sehr klein. Selten ist rotbraune Färbung im Mikroskop. Radioaktive Höfe siehe S. 24. Parallelverwachsungen mit Hornblende, Eisenglanz, Magnetit und Chlorit kommen vor. Idiomorphe, sechseckige Täfelchen wurden nur in Biotitschiefern (S. 20), aber niemals im granosyenitischen Gestein beobachtet. Obwohl Biotit der dunkle Hauptgemengteil des Gesteines ist, bleibt seine Korngröße relativ zu Feldspat, Quarz und Kalzit ungewöhnlich klein. Gruppenförmiges Auftreten zusammen mit Epidot, Titanit, Apatit und Erz.

Epidot (1.4 mm). Herrschend ist farbloser bis schwach zitronengelb und etwas grünlich gefärbter, also eisenarmer Epidot (starke Doppelbrechung, opt. negativ). Dieser zeigt eine ausgesprochene Tendenz zu automorpher Ausbildung. Gedrungene Säulchen mit unregelmäßigen Ausbuchtungen, teils abgerundet, teils fransig und schollenförmig begrenzt, sind charakteristisch. Ebenso wie der Biotit ist er kreuz und quer in Form zahlreicher Kleinindividuen mit diesem zu Haufen und Flaserzügen gruppiert oder in den eindeutigen Pseudomorphosen nach Hornblende regellos aggregiert. Wo Pleochroismus vorhanden: $\alpha =$ farblos bis schwach gelblich, $\gamma =$ zitronengelb mit grünlichem Farbton. Zonarbau ist nicht selten. Orthitkerne sind häufig. Auch Zwillinge kommen vor. Annähernd idiomorphe Querschnitte ($\parallel 010$) sind nicht selten. Farbloser Epidot bildet auch radioaktive Einschlußkörner in Biotit.

Seltener ist farbloser automorpher Zoisit (geringe Doppelbrechung; Staber gibt α -Zoisit an), dessen dicke, abgerundete Säulen in kleinen Körnern oft schwer von Apatit zu unterscheiden sind. Klinozoisit endlich ist ein häufiger Bestandteil der harmonischen Mikrolithenschwärme in Albit. Er findet sich auch unter den schwach doppelbrechenden, größeren farblosen Epidotkörnern (opt. pos.; 0.6 mm lange Säulchen).

Titanit (2 mm). Neben Biotit und Epidot der häufigste, färbige Gemengteil und ein niemals fehlendes Leitmineral unseres Gesteines. Meist idiomorph mit spitzen lang-rhombenförmigen Umrissen. In der Regel zusammen mit Biotit, Epidot und Apatit in den Biotit-Epidothäufchen und Biotit-Epidot-Flaserzügen auftretend; ebenso in den eindeutigen Pseudomorphosen nach Hornblende. Mitunter radioaktiv. Stets braune Farbe. Selten schwach pleochroitisch (hell- und dunkelbraun). Zwillinge finden sich (nur Einfachzwillinge, keine polysynthetische Zwillinglamellierung wie im Syenit des Piz Giuf, L. 68). Einschlüsse sind selten. Mit Sicherheit habe ich Einschlüsse von Apatit in Titanit beobachtet. Das spricht dafür, daß die Kristallisation des Apatits der des Titanits vorausgeht, wie auch aus Abb. 2 geschlossen werden kann, wo in Gneisgranodiorit Apatit regellos im Hornblendekörper

verteilt ist, während das Wachstum des Titanits auf Kosten der Hornblende vom Rand nach innen erfolgt.

Apatit (0.6 mm). Farblos. Gedrungene Säulchen oder xenomorph. Ebenfalls mit großer Beständigkeit ein beinahe niemals fehlender Begleiter der Biotit-Epidothäufchen, -faserzüge und -pseudomorphosen.

Chlorit (0.4 mm). Xenomorph. Gegenüber Biotit nur in verschwindenden Mengen vorkommend, findet sich Chlorit aber auch in ganz unverwitterten Gesteinsproben des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises (Sigismund- und Radhausberg-Unterbaustollen). Er zeigt, daß die Mineralfazies unseres Gesteines schon zur Grünschieferfazies hinzielt. Meist ist seine sekundäre Bildung aus Biotit kenntlich (Chloritisierung des Biotits), wobei sich Erz und Sagenit ausscheiden. Auch die Erscheinung, daß in Feldspat eingeschlossener Biotit chloritisiert ist (L. 20), kann mitunter beobachtet werden. Radioaktive Höfe finden sich auch in Chlorit.

Orthit (0.65 mm). Riesenkörner von 0.5 mm Länge sind gar nicht selten (Epidotsäure nicht mitgemessen bei diesen Längenangaben!). Die Großindividuen sind meist xenomorph, während die kleinen Individuen in der Regel idiomorphe, sechsseitig begrenzte Umrisse aufweisen. Regelmäßig zonar gebaute Großindividuen mit mehreren zonaren Ringen sind vorhanden. Honigbraune Färbung. α = hellgelblich, γ = dunkelbraun. Die kleinen Orthitkörner sind die häufigsten radioaktiven Einschlüsse in Biotit.

Zirkon (0.06 mm). Idiomorph. Säulchen mit pyramidalen Enden. Zirkon ist verhältnismäßig selten anzutreffen. Einschlüsse in Biotit mit radioaktiven Höfen.

Magnetit (0.6 mm). Idiomorph und xenomorph. Häufig parallel verwachsen mit Biotit. Neben Biotit, Epidot, Titanit und Apatit der häufigste Gemengteil der Biotit-Epidothäufchen, -faserzüge und -pseudomorphosen.

Pyrit (1 cm). Akzessorischer Gemengteil, meist idiomorph. Lokale Anreicherungen.

Eisenglanz (0.5 mm). Akzessorischer Gemengteil. Parallele Verwachsungen mit Biotit häufig. Auftreten lokal beschränkt. Zusammen mit Biotit in den Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen.

Rutil (0.06 mm). Selten. Selbständige honiggelbe Körnchen in den Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen. Häufiger jedoch in Form des Sagenits in Chlorit, der sekundär aus Biotit hervorgegangen ist.

Muskowit ist in Gneisgranosyenit nicht vorhanden, sofern man von den Hellglimmermikrolithen in Albit absieht. Als Seltenheit findet er sich in faserigem, granosyenitischem Gneis. Jedoch in den phyllonitisierten Abkömmlingen des granosyenitischen Gneises wird er zum leitenden Mineral.

Hellglimmermikrolithen (0.05 mm). Harmonische Schwärme in Albit, meist zusammen mit Klinozoisitmikrolithen.

Die Feldspate: Eine eingehende Beschreibung und Typisierung der Feldspate unseres granosyenitischen Gneises erfolgte in breiterem Rahmen (Feldspatausbildungen in den östlichen Hohen Tauern) bereits in der 1948 abgeschlossenen Arbeit des Verfassers (L. 15) mit mehreren Abbildungen. Hier seien die Grundzüge der Kristallisationsgeschichte der Feldspate in unserem Gestein und einige Beobachtungsdaten hinzugefügt:

Wichtig für das Verständnis unseres Gesteines ist das verschiedene Verhalten von Albit und Kalinatronfeldspat. Der häufig automorphe, polysynthetisch verzwilligte große Albit (Plag. III) ist älter als der Kalinatronfeldspat.

Plag. III führt ungemein viele fremde Einschlüsse der bisher genannten Minerale, während die kleineren Albite (Plag. II und I) und der Kalinatronfeldspat ärmer an Fremdeinschlüssen sind. Die Erscheinung, daß Plag. III Gewebe der bisher genannten Minerale (hauptsächlich Biotit, Epidot, Titanit) in seinen Kristallkörper einschließt und diese teilweise noch mit den angrenzenden Biotit-Epidothäufchen, -flaserzügen und -pseudomorphosen in Verbindung stehen, ist ganz allgemein und beinahe in jedem Dünnschliff typisch zu beobachten. Zugleich stellen sich die auffallenden Korrosionserscheinungen an den eingeschlossenen oder randlich in Auflösung begriffenen Biotit-Epidothäufchen, -flaserzügen und -pseudomorphosen ein. Solche sind: Zerfransung des Biotits und Epidots, Auflösung des Gewebes in Fetzen und Girlandenzüge; Titanitkränze, Chloritisierung des in Feldspat eingeschlossenen Biotits usw. Prinzipiell sind es dieselben Erscheinungen, die wir noch besser in den basischen Fischen im Gefolge des porphyroblastischen Feldspatwachstums im älteren Hornblende-Biotit-Epidot-Titanit-Starrgefüge bereits kennengelernt haben (S. 10). Und es sind die analogen Korrosionserscheinungen, die vor allem E. Christa (L. 7) und nach ihm L. Kölbl (1932) in granitischem und dioritischem Zentralgneis der Tauern beschrieben und die auch vom Verfasser schon eingehend in den Gneisserien gekennzeichnet wurden, welche im Gebiete um Badgastein teils über dem granosyenitischen Gneis (L. 19), teils unter dem granosyenitischen Gneis (L. 20) lagern. Dem Reichtum an färbigen Gemengteilen entsprechend, ist der granosyenitische Gneis besonders voll von überzeugenden und eindeutigen Korrosionserscheinungen, welche vor allem zeitlich mit dem Wachstum von Plag. III einhergehen.

Kalinatronfeldspat sowie Plag. II und I sind größtenteils jünger als Plag. III. Das ist sehr deutlich an folgenden vier Merkmalen zu erkennen: 1. Kalinatronfeldspat umschließt oder verdrängt Plag. III (Kalinatronfeldspatization des Plagioklases, L. 15, S. 243). 2. Plag. II und I bilden Randsäume um Plag. III, siehe L. 15, S. 230, Abb. 5. 3. Kalinatronfeldspat, Plag. II und I sind meist xenomorph und 4. meist bedeutend einschlußärmer an fremden Gemengteilen. Auf Grund eingehenden Studiums dieser Erscheinungen glaube ich, den Einschlußreichtum von Plag. III so deuten zu dürfen, daß Plag. III als ältester heute vorliegender Feldspat die Hauptarbeit bei der metasomatischen Aufzehrung des älteren Starrgefüges (Hornblende-Biotit-Epidot-Titanit usw.) leistete und die jüngere Feldspatgeneration (Kalinatronfeldspat, Plag. II und I) nur mehr die bereits von Plag. III zubereiteten Fremdkörper einzuschließen bzw. zu verdauen hatte. Wir sahen aber bereits anlässlich der Beobachtung von Kalinatronfeldspat-Porphyroblasten in geaugtem Albitepidotamphibolit (S. 11), daß Kalinatronfeldspat sehr wohl fähig ist, die Pionierarbeit des metasomatischen Wachstums im fremden Albitepidotamphibolitgewebe zu leisten. Trotzdem ist im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis die hauptsächlichliche metasomatische Korrosions- und Verdauungstätigkeit färbiger Gemengteile dem Plag. III überlassen. Und daraus ist folgende Kristallisationsgeschichte kenntlich: Zuerst kristallisierte Plag. III

und das Gestein hatte damals einen granodioritischen Charakter, so wie wir ihn heute im Granodioritfisch (Keuchenkar) beobachten. Damals dürften teilweise noch die großen ursprünglichen Hornblenden der eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen in unserem Gesteinskörper vorhanden gewesen sein. Dann erst kam die Umbildung zu granosyenitischem Gneis bzw. zu Gneisgranosyenit mit Kristallisation vor allem des Kalinatronfeldspates und Plag. II und I. So ist zugleich auch das bedeutendste Charakteristikum unseres Gesteines, nämlich die allgegenwärtige Kalinatronfeldspatitisation des Plagioklases (in kontinuierlichen Übergangsstadien, L. 15, Abb. 15—18), mit der gesamten Gesteinsgeschichte ungezwungen und ganz natürlich zu verbinden.

Mitunter finden sich auch im Kalinatronfeldspat große, entweder unregelmäßige Einschlusskörper des nachbarlichen Biotit-Epidot-Titanitgefüges, wobei sämtliche Stadien der Korrosion gut zu beobachten sind. Oder Biotit-Epidotfasern durchziehen als unverlegte Einschlusszüge (si || se) den Kalinatronfeldspatkristall. Sogar Zonarperthit umschließt solches Biotit-Epidot-si (|| se), ohne die geringste Störung der zonarperthitischen Anordnung zu zeigen. Auch nach den Wachstumsflächen des Kalinatronfeldspatwirtes eingeregelt Biotiteinschlüsse (Wachstumsringe) sind vorhanden.

Bisher war bezüglich Plag. III nur von echten Fremdeinschlüssen aus dem präexistierenden Starrgefüge die Rede (= „falsche Fülle“ nach F. Angel). Dichte Mikrolithenschwärme von Hellglimmer und Klinozoisit („echte Fülle“ nach F. Angel) sind, wie schon in L. 15 näher ausgeführt wurde, in Plag. III und spärlich in Plag. II vorhanden. Ich fand mehrere Stellen in den Dünnschliffen des granosyenitischen Gneises, wo eindeutig eine räumliche Beziehung zwischen „echter“ und „falscher“ Fülle besteht. Große fremde Einschlusskörper in Plag. III (hauptsächlich Fetzen und Kornaggregate von Biotit, Chlorit, Epidot und Titanit, teilweise noch mit dem Nachbargewebe in Verbindung stehend) werden von harmonischen Mikrolithenschwärmen umringt (Hellglimmer, Klinozoisit) und der übrige bleibende Raum des Albitkörpers beinhaltet weder Fremdeinschlüsse noch Mikrolithen. In manchen Fällen ist zu sehen, daß kleine Epidote, Biotite und Titanite in die harmonischen Mikrolithenschwärme miteingestreut sind. Sie lassen sich auf Grund von Übergangsbildern durch Resorption und mechanische Aufsplitterung größerer in Albit eingeschlossener Fremdkörper (Epidot, Biotit, Titanit) erklären. In der Hauptsache sind die Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen in Plag. III und II des granosyenitischen Gneises jedoch als Neukristallisationen zu betrachten. Häufig sind sie nach kristallographischen Flächen des Wirtes (Plag. III) eingeregelt. Die oben mitgeteilten Beobachtungen der mitunter deutlich erkennbaren engen räumlichen Beziehung zwischen „falscher“ und „echter“ Fülle interpretiere ich genetisch als typisches Reaktionsgefüge im Sinne der Beobachtungen und Auffassungen solcher Mikrolithenschwärme von O. H. Erdmannsdörffer (L. 12) und F. K. Drescher-Kaden (L. 9). Nicht ein „alter Granitfeldspat“ unterlag Jahrtausenden nach seiner Genese einer sekundären Umwandlung, wie das mit Recht für die vergrüneten unterostalpinen Granite Graubündens mit ihrer „echten Fülle“ (Saussuritisierung) anzunehmen ist. Nein! Ganz offensichtlich liegen in den granitischen, granosyenitischen bis dioritischen Zentralgneisen und Gneispluto-

niten der Hohen Tauern die Verhältnisse anders. Wohl ist auch hier „echte Fülle“ (harmonische Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen) vorhanden, sie ist jedoch in statu nascendi des Albits entstanden und zeigt enge Beziehungen zu seiner Kristallisationsgeschichte. Sie ist ein endometasomatisches Reaktionsgefüge unmittelbar im Gefolge des Hauptgesteinsprägungsaktes. Der im älteren Starrgefüge kristallisierende Plag. III reagiert auf Übersättigung und endometasomatische Einwirkung durch Ausfällung der harmonischen Mikrolithenschwärme. Später, nachdem die Pionierarbeit des Plag. III und teilweise auch Plag. II geleistet ist, kristallisiert Plag. I, welcher frei von Mikrolithen ist. In aplitischen Gneisen und manchen hellen Partien des granosyenitischen Gneises finden sich auch gänzlich ungefüllte, polysynthetisch verzwilligte, automorphe Albite (Plag. III), die deutlich das schon von E. Christa erkannte proportionale Verhältnis zwischen Mikrolithen und volumetrischem Anteil der dunklen Gemengteile im Gestein bestätigen. Ihr An-Gehalt ist nicht höher als der An-Gehalt der gefüllten Albite.

Ergänzungen zur Physiographie der Feldspate (L. 15) im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis:

Plag. III (1 cm). Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 1 und 14%. Der Durchschnittswert aus 7 Messungen beträgt 6.6% An. Albitzwillingsgesetz herrscht vor. Periklinzwillinge wurden nur in 4% der Fälle (allerdings nur auf Grund der beobachteten Subtraktionsfarben bei Einschieben von Gips- α in die Regelstellung parallel den zu prüfenden Zwillingslamellen) beobachtet. Normaler Zonarbau mit Kern 14% An und Hülle 3% An wurde gemessen. Harmonische Mikrolithenfülle meist vorhanden (0.1 mm lange Hellglimmer- und 0.06 mm lange Klinozoisitmikrolithen). Mitunter kommen mechanische Störungen (Verbiegungen und Verwerfungen der polysynthetischen Zwillingslamellen) vor. Etwa 40% der Plag.-III-Körner liegen als Einschlüsse in Kalinatronfeldspat eingebettet.

Plag. II (2 mm). Der Anorthitgehalt beträgt 4–5% (3 Messungen). Das Albitzwillingsgesetz herrscht. Periklinzwillinge (mit obiger Beobachtungseinschränkung) wurden in 3% der Fälle, Karlsbader Komplexzwillinge nur in 1% der Fälle beobachtet. Etwa 25% der Plag.-II-Körner finden sich in Kalinatronfeldspat eingeschlossen.

Plag. I (1 mm). Der Anorthitgehalt beträgt 1–3% (2 Messungen). Definitionsgemäß (L. 15) treten Zwillinge nur als Einfachzwillinge auf. Unter diesen ist das Periklingsgesetz relativ häufiger vertreten als in Plag. III und II. Herrschend ist zwar auch hier das Albitgesetz. Aber in 20% der beobachteten Einfachzwillinge wurde das Periklingsgesetz festgestellt (teilweise mit U-Tisch überprüft). Einschlüsse in Kalinatronfeldspat sind äußerst selten.

Kalinatronfeldspat (1.8 cm). Weitaus vorherrschend ist der Typus: Knaf. III. Selten findet sich Knaf. II. Der Achsenwinkel $2V_{\alpha}$ (31 Messungen) schwankt zwischen 54 und 84° (L. 15, S. 279). Die Auslöschungsschiefe α/P auf Spaltblättchen nach M beträgt 3.5–4°. Häufig ist ein schwacher Zonarbau des Kalinatronfeldspates durch abweichende Dunkelstellung von Kern und Hülle am U-Tisch kenntlich. Dieselbe Erscheinung wurde auch von Th. Hügi (L. 29) an syenitischen Gesteinen des östlichen Aarmassivs beobachtet. Karlsbader Zwillinge sind im granosyenitischen Gneis und Gneisgranosyenit seltener als im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkeres. Von 77 ganzrandig in Gneisgranosyenit beobachteten Kalinatron-

feldspatkörnern mit Korndurchmesser $> 1.5 \text{ mm}$ fand ich bloß 15% als Karlsbader Zwillinge entwickelt.

Quarz (1 mm). Stets xenomorph und einschlußfrei. Entweder spiegelklar auslöschendes oder schwach undulöses Korn. Dem allgemeinen Zurücktreten des Quarzes in unserem Gestein entspricht auch die große Seltenheit von Myrmekit und granophyrischen Bildungen. Myrmekitische Quarzstengel im Randsaum eines rings von Kalinatronfeldspat eingeschlossenen Albitkornes fand ich in flasrigem, granosyenitischem Gneis vom Winklerbalfen-N-Absturz bei Mallnitz. Sonst konnte ich in keinem der vielen granosyenitischen Gesteinsschliffe zwischen Badgastein und Mallnitz Myrmekit beobachten. Granophyrische Bildungen sind ebenfalls höchst selten und wurden nur in dem erwähnten hybriden aplitischen Randsaum des Epidositisches gefunden (S. 20). Bezeichnenderweise fand auch R. Staber nur in einem einzigen seiner Dünnschliffe Myrmekit, u. zw. ebenfalls vom Winklerbalfen-N-Hang. Es fehlen im granosyenitischen Gestein auch idiomorphe Quarzeinschlüsse in Feldspat, wie sie S. Prey (1937) erstmals beschrieb (Sonnblick-Kern) und sie später auch vom Verfasser im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkeres gefunden wurden. Quarz kristallisiert also erst recht spät in unserem Gestein und übt wenig aggressive endometasomatische Wirkung aus. Daß Quarz in den Hohen Tauern auch metasomatisch sehr aggressiv sein kann, hat G. Frasl im granitischen Sulzbachkern im Oberpinzgau gefunden, wo Feldspat von Quarz verdrängt und eingeschlossen wird (nach freundlicher mündlicher Mitteilung und Demonstration der betreffenden Dünnschliffe von Herrn Dr. G. Frasl).

R. Staber beobachtete, daß Quarz sich häufig in Begleitung der Biotit-Epidothäufchen im granosyenitischen Gneis findet, was ich nachträglich an meinem Material ebenfalls bestätigt fand. R. Staber leitete deshalb den Quarzgehalt des granosyenitischen Gneises zum Teil vom Zerfall der Hornblende ab und stellte diesbezügliche Formeln auf und gab volumetrische Berechnungen an. Nach seiner Berechnung könnte etwa die Hälfte der im granosyenitischen Gneis befindlichen Quarzmenge den Stoffen entstammen, welche bei dem Zerfall der Hornblende frei werden.

Kalzit (1.7 mm). Sehr charakteristischer syngenetischer Gesteinsgemengteil. Optisch einheitliche große Körner mit ausgeprägten Spalt-
rissen und regelmäßiger, selten etwas verbogener oder verworfener polysynthetischer Zwillinglamellierung. In durchaus frischem Gesteinsmaterial aus den Stollen vorhanden. Sekundäres Verwitterungskarbonat in unfrischen Gesteinsproben bildet filzige, feinkörnige Aggregate und läßt sich in den betreffenden Fällen meist deutlich vom syngenetischen Kalzit unterscheiden. Eine exakte Unterscheidung von Dolomit wurde bisher noch nicht vorgenommen.

Zu beobachten sind einerseits die großen xenomorphen Körner des Gesteinsgewebes, welche ebenso wie Quarz einschlußfrei oder äußerst einschlußarm sind und offensichtlich die jüngsten syngenetischen Gesteinsgemengteile unseres Gesteines darstellen. In diesem Kalzit beobachtete ich Einschlüsse von Quarz.

Andererseits gibt es automorphe Kalziteinschlüsse in Kalinatronfeldspat und seltener in Albit. Diese offensichtlich etwas älteren Kalzite besitzen bedeutend kleinere Korngröße (0.4 mm); streng idiomorphe Formen sind sehr selten (z. B. idiomorphes Kalzithomboeder von $0.17 \times 0.11 \text{ mm}$ Durch-

messer in Kalinatronfeldspat des Gneisgranosyenits vom Sigismundstollen). In der Regel handelt es sich um bloß teilweise idiomorph begrenzte Kalziteinschlüsse in Feldspat. An einer Stelle (Schliff Nr. Se 215) wurde beobachtet, daß ein xenomorphes Kalzitkorn des granoblastischen Gesteinsgewebes idiomorphe Begrenzung gegen Kalinatronfeldspat aufweist.

Nicht in allen Dünnschliffproben des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises wurde Kalzit gefunden. Er ist also nur ein akzessorischer Gemengteil. Trotzdem stellt er einen wesentlichen syngenetischen Gesteinsbestandteil dar, da sein volumetrischer Anteil am Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis häufig 1 Vol.-% übersteigt und im Gesamtdurchschnitt etwa 0.5 Vol.-% ausmacht (Übereinstimmung mit Stabers Messung und Berechnung).

Der hohe Kalzit-Gehalt des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises ist eine sehr bemerkenswerte Tatsache und über jeden Zweifel sekundärer Verwitterungsbildung oder hystero gener hydrothermalen Genese erhaben. Die Beobachtungen erweisen eindeutig, daß es sich um einen syngenetischen Gesteinsbestandteil handelt. Tatsächlich paßt Kalzit in unsere Albitepidotamphibolit-Mineralfazies trefflich hinein (S. 38). Es ist wohl eindeutig, daß kalzitführende Plutonite wie die Gesteine der Tauerngranitfamilie besonderen Bildungsbedingungen unterliegen (Zentralgneisfazies).

4. Gneisphyllonite und kataklastische Reibungsbreccien

Spätere (hystero gene) mechanische Beanspruchung und Deformation unter *pt*-Bedingungen, welche gegenüber den Verhältnissen der Hauptgesteinsprägung (Tauernkristallisation) einen Schwachwirkungsbereich darstellen, formten aus dem granosyenitischen Gneis regressiv metamorphe Gesteine, die bloß lokal innerhalb der Romatedecke auftreten. Die noch von echt orogenen Durchbewegungen betroffenen Gneisphyllonite finden sich hauptsächlich im S, u. zw. im Bereich der steilen Mallnitzer Rollfalte am Winklerbalfen bei Mallnitz. Man findet aber auch in der übrigen Romatedecke mitunter lokale Phyllonitonen. Die kratonischen Reibungsbreccien treten an den noch viel jüngeren germanotypen Kluft- (Gang-) und Reibungs- (teilweise) Verwerfungszonen auf, die das Gebirge bereits diskordant durchschneiden.

Phyllonit aus granosyenitischem Gneis. Winklerbalfen bei Mallnitz. Ebenso wie der granitische Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes ist auch der granosyenitische Gneis der Romatedecke bei Mallnitz phyllonitisiert. Es setzt gleichzeitig mit der Phyllonitisation intensive Verquarzung ein.

Der Übergang vom gewöhnlichen granosyenitischen Gneis zu muskowitzreichen, feingefälteten oder stengeligen Gneisphylloniten ist am Winklerbalfen bei Mallnitz besonders gut zu studieren: Weg von der Aussichtswarte P. 1306 auf dem waagrechten Fußsteig nach S. Aus dem gewöhnlichen granosyenitischen Gestein gehen über muskowitzführende Biotitgneise feingefältete, muskowitzreiche Phyllonite hervor mit zusammenhängenden Muskowit-Biotitlagen und wellig gefältelter bis stengeliger Textur. Die markante Strömung des Hauptbruches gibt sich im Querbruch als Faltenachse isoklinaler Falten mit 1 cm großer Faltenamplitude zu erkennen. Die Quarz-Feldspatzeilen des Längs- und Querbruches sind 0.5 mm mächtig.

Im Schliff senkrecht B sind beide Glimmer teilweise verbogen, jedoch größtenteils in unverbogenen Polygonalzügen angeordnet. Die Kleinfältelung ist also parakristallin

in bezug auf Biotit und Muskowit. Die Quarz-Feldspat-Zeilen sind in den Falten-scheiteln verdickt. Quarz zeigt isometrische oder in s gelängte Körner und löst sich teilweise spiegelglatt aus. Die Feldspate sind mit den Typen: Knaf. III und II und Plag. II und I vertreten und häufig in s gelängt. Größere Individuen bilden Augen. Nebengemengteile: Viel Apatit, wenig Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit, Zirkon und Orthit.

Aus dem Gebiete der übrigen Romatedecke seien bloß einige Beispiele lokaler Phyllonisationszonen genannt: Chloritischer Gneisphyllonit an der Naßfelder Straße, etwa 200 m südsüdwestlich Kesselfall. Gneisphyllonit im Sigismundstollen Meter 89, begleitet von wirgefalteten Chloritphylliten. Auch im Radhausberg-Unterbaustollen finden sich gneisphyllonitische Lagen des granosyenitischen Gesteines, dessen Radioaktivität offensichtlich durch die hystergene Phyllonitisierung keine Verminderung erfahren hat (S. 49).

Kataklastischer Mylonit aus granosyenitischem Gneis. Nur die Kristallisation des Chlorits überdauerte im Gestein zum Teil noch die kratonischen Reibungsvorgänge der Klüfte und „Fäulen“, abgesehen von den hydrothermalen Kluftmineralien.

Es handelt sich um schmieriges chloritreiches Gestein. Feldspatporphyroklasten wittern mit bizarren Ecken und Kanten aus dem schmutziggrünen Grundgewebe aus. Der allmähliche Übergang vom granosyenitischen Gneis zum Kakirit kann gut am Knappensteig unter der Karschwelle des Radhausbergkares schrittweise verfolgt werden (L. 20). Weitere Beispiele für porphyroklastische Reibungsbreccien aus granosyenitischem Gneis finden sich auf der Halde des Hieronymusstollens (Radhausbergkar) und in der Mallnitzriegel-S-Flanke und Romatespitze-NW-Flanke.

Kristallisationsgeschichte, Metasomatose und Mineralfazies

Der Gesteinsbefund bringt folgende genetische Tatsachen bezüglich Kristallisationsgeschichte, metasomatischen Vorgängen und Mineralfazies der Gesteinsprägung.

Es besteht eine kristallisationsgeschichtliche Übergangsreihe vom albitepidotamphibolitischen zum granodioritischen, vom granodioritischen zum granosyenitischen, vom granosyenitischen zum aplitischen Gestein und vom aplitischen Gestein über pegmatoide Partien zu hydrothermalen Quarz- und Karbonatgängen. Es sind zahlreiche metasomatische und endometasomatische Reaktionsgefüge vorhanden, welche den Beweis erbringen, daß diese Reihung zugleich eine zeitliche Entwicklung darstellt. Folgendes zeitliches Kristallisationsschema verdeutlicht diese Beziehung:

	Albitepidot- amphibolit	Gneis- granodiorit	Granosyen. Gn. u. Gneis- granosyenit	Aplit
Hornblende
Biotit, Epidot und Titanit
Albit
Kalinatronfeldspat
Kalzit		

Das ältere albitepidotamphibolitische Gestein wird durch Alkali-metasomatose in das granodioritische Gestein umgewandelt. Im beschriebenen basischen Fisch des Keuchenkares sind Amphibolitschollen mit aplitischen Reaktionsringen zu sehen. Zugleich mit der Homogenisierung dieses Mischgesteines stellen sich die 1 cm langen, automorphen Hornblende-säulchen ein und es entsteht der Gneisgranodiorit. Sein Feldspat ist Albit.

Kali-Metasomatose verursacht die Umformung des Gneisgranodiorites in den granosyenitischen Gneis bzw. Gneisgranosyenit. Das vorhandene Beobachtungsmaterial zeigt die schrittweise Überführung der Hornblende zu Biotit, Epidot, Titanit (Apatit, Orthit, Magnetit und Eisenglanz) und ebenso eine schrittweise Umwandlung des Albits zu Kalinatronfeldspat. Gleichzeitig wird Kalzit zu einem wichtigen gesteinsbildenden Gemengteil. Das gewöhnliche granosyenitische Gestein führt mitunter noch etwas Hornblende; Albit ist stets vorhanden; jedoch herrscht im granosyenitischen Gestein der Kalinatronfeldspat und jeder Schriff zeigt die charakteristischen Umwandlungserscheinungen von Albit zu Kalinatronfeldspat.

Durch Zurücktreten der dunklen Gemengteile erfolgt der Übergang vom granosyenitischen Gestein zum aplitischen Gestein, das stets Kalinatronfeldspat-Vormacht besitzt. Endlich finden wir an auskeilenden aplitischen Knauern die Übergänge zu pegmatoidem Material und von diesem zu hydrothermalen Quarz-Karbonat-Eisenglanz-Chloritbildungen. Diese stehen mit den diskordanten Goldquarzgängen des Radhausbergrevieres und den Klüften des Gasteiner Thermalsystems in räumlichem und zeitlichem Zusammenhang.

Die wichtigsten metasomatischen und endometasomatischen Reaktionsgefüge dieses Entwicklungsprozesses sind folgende:

1. Verdrängung der blaugrünen älteren Hornblende durch Biotit, Epidot, Titanit (Apatit, Orthit, Magnetit, Eisenglanz) und durch eine ebenfalls blaugrüne jüngere Hornblende. Die blaugrüne Großhornblende des Gneisgranodiorites geht in die Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende des granosyenitischen Gesteines über (Abb. 2 und Tafel 14, Fig. 3).

2. Endometasomatisches (porphyroblastisches) Wachstum von Albit in einem älteren Starrgefüge färbiger Gemengteile (Hornblende, Biotit, Epidot, Titanit usw.). Längs der Grenzen basischer Fische gegen aplitische Substanzen wurde metasomatisches Eindringen von Albitporphyroblasten in das Starrgefüge des älteren basischen (meist albitepidot-amphibolitischen) Materials in modellförmiger Klarheit beobachtet. Ganze Schollen des zusammenhängenden älteren Gesteinsgewebes werden von den Albitporphyroblasten umwachsen und in ihrem Kristallkörper wie in einer Museums-Glasvitrine konserviert (Abb. 4 und Tafel 14, Fig. 2).

Der granodioritische Gesteinstyp zeigt das Stadium der Albitisierung des älteren albitepidotamphibolitischen Gesteinsbestandes auf. Er ist räumlich nur mehr reliktsch in Form weniger Meter mächtiger Reaktionszonen (Mallnitzriegel) und basischer Fische (Keuchenkar) erhalten. Der granodioritische Gesteinstyp unserer Serie ist im wesentlichen noch frei von Kalinatronfeldspat.

Vor allem läßt aber das mikroskopische Bild des erst später durch Kalimetasomatose entstandenen granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits auf ein älteres granodioritisches Stadium rückschließen, welches

das Gestein vor der Kalimetasomatose durchlaufen hat. Überzeugend sind nicht nur die Pseudomorphosen nach Hornblende, sondern vor allem die höchst charakteristische einschlußreiche Ausbildungsweise der großen Albitkristalle (Plag. III). Was wir an den aplitischen Grenzen der basischen Fische in modellförmiger Klarheit beobachteten, sehen wir nun in jedem Dünnschliff des gewöhnlichen granosyenitischen Gesteines in kleinerer, aber doch sehr charakteristischer und analoger Form. Die großen Albitkristalle (Plag. III) umschließen massenhaft älteres Starrgefüge von Biotit, Epidot, Titanit (Hornblende, Apatit, Orthit und Magnetit). Häufig stehen diese Fremdeinschlüsse mit dem Nachbargewebe noch in ungestörtem, ursprünglichem Zusammenhang. Es handelt sich also um die typische „falsche Fülle“ nach der Terminologie von F. Angel. Die großen Albite (Plag. III) sind bedeutend reicher an Fremdeinschlüssen als die kleineren jüngeren Albite (Plag. II und I) und der ebenfalls jüngere Kalinatronfeldspat. Daraus ist die Folgerung zu ziehen, daß die großen Albite (Plag. III) bereits in einem zeitlichen Stadium, welches dem Erscheinen der kleinen Albite (Plag. II und I) und des Kalinatronfeldspates vorausgeht, die metasomatische Pioniertätigkeit vollbrachten und sich metasomatisch in das ältere Starrgefüge der farbigen Gemengteile hineinfräßen.

3. Der Typus Plag. III führt meist neben den genannten eindeutigen Fremdeinschlüssen („falsche Fülle“) auch harmonisch im Albitkorn verteilte Mikrolithen von Hellglimmer und Klinzoisit („echte“ Fülle nach der Terminologie von F. Angel). Sowohl im granodioritischen als auch im granosyenitischen Gestein wurde mehrfach beobachtet, daß die Mikrolithen nicht gleichmäßig im betreffenden Albitkorn verteilt sind, sondern wie ein Bienenschwarm die schollenförmigen Fremdeinschlüsse umgeben und in den einschlußfreien Teilen des betreffenden, einheitlich polysynthetisch gegitterten Albitindividuums fehlen. Unter den Hellglimmer- und Klinzoisitmikrolithen finden sich manchmal auch Mikrolithen von Epidot, Titanit, Biotit, Chlorit und Kalzit. Meine genetische Interpretation schließt an die jüngst von O. H. Erdmannsdörffer und F. K. Drescher-Kaden gegebene, mit E. Weinschenk und E. Christa und bezüglich der Metasomatose auch mit H. P. Cornelius im allgemeinen übereinstimmende Erklärung an. Ich sehe in den harmonischen Mikrolithenschwärmen der granitischen, granosyenitischen bis dioritischen Tauerngesteine in erster Linie endometasomatische Reaktionsgefüge. Die Tatsache, daß ungefüllter, polysynthetisch verzwilligter Plagioklas keinen höheren Anorthitgehalt besitzt als der gefüllte Albit, legt gegen die Theorie der sekundären Entstehung der Mikrolithen aus An-reichem Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) Zeugnis ab (siehe S. 18, 21, 30 und L. 18).

4. Korrosionserscheinungen an den farbigen Gemengteilen. Im granodioritischen, granosyenitischen und aplitischen Gestein sowie in den geaugten, gebänderten und überhaupt mit aplitischen Substanzen grobgemengten albitepidotamphibolitischen Gesteinen unserer Serie zeigen die farbigen Gemengteile stets intensive Anzeichen von Korrosion. Protuberanzförmige, fahnen-, fetzen-, schollen- und fransenförmige Auflösung der Ränder von Hornblende, Biotit, Epidot und Chlorit sind bezeichnend. Titanit ist verhältnismäßig widerstandsfähig und liegt noch in Form von Titanitkränzen auch dort vor, wo die übrigen farbigen Gemengteile bereits gänzlich (kontinuierlich verfolgbar) aufgelöst sind.

5. Kalinatronfeldspatiation des Albits. Dieses Reaktionsgefüge ist ein Hauptcharakteristikum des granosyenitischen Gneises, Gneisgranosyenits und der aplitischen Partien. Ausführliche Beschreibung siehe L. 15. Zusammen mit der Biotitisierung der Hornblende legt die Kalinatronfeldspatiation des älteren Albits Zeugnis für die Kalimetasomatose ab, welche das ältere granodioritische Material zum granosyenitischen Gneis, Gneisgranosyenit und aplitischen Gneis umgeprägt hat.

6. Inverszonarer Albit findet sich nur in den feinkörnigen dunklen Alpitepidotamphiboliten (S. 10) und fehlt den alkalimetasomatischen (granitisierten) Produkten, also dem granodioritischen, granosyenitischen und aplitischen Gestein vollkommen, was mit den diesbezüglichen Erfahrungen in den Hohen Tauern (F. Angel, Ch. Exner) übereinstimmt. Für die Kristallisation der gegenüber dem anorthitarmen Kern etwas anorthitreicheren Hülle der betreffenden inverszonaren Albite wird man ähnlich wie bei der Mikrolithenausfällung an lokale Konzentrationsverhältnisse denken: Einfluß des Ca-reichen „Wirtes“ auf die Alkali-„Zufuhr“.

7. Normale Zonarstruktur des Albits ist in schwacher und niemals an liquidmagmatische Kristallisation erinnernder Ausbildungsweise (L. 15, Abb. 5, S. 230) häufig im granodioritischen und granosyenitischen Gestein vorhanden. Auch im Kalinatronfeldspat findet sich Zonarstruktur (gesondertes Auslösen von Kern und Hülle und die Erscheinung des Zonarperthits). Die Zonarperthite sind keineswegs durch liquidmagmatische Kristallisation zu erklären, da helizitische Einschlußzüge des Grundgewebes gefunden wurden, die durch Zonarperthit hindurchziehen.

8. Albitisation des Kalinatronfeldspates (Schachbrettalbitisation). Streng lokal beschränkt auf gewisse Grenzzonen der basischen Fische und auf hystorogene Reibungsbreccien in den „Fäulen“-Zonen. Im gewöhnlichen granosyenitischen Gestein jedoch wird Schachbrettalbit niemals angetroffen (45 Dünnschliffe). Diese Tatsache ist deshalb besonders bemerkenswert, weil die Gneisserien im Liegenden und Hangenden des granosyenitischen Gneises ungemein reich an Schachbrettalbit sind (Woiskenuhle und Siglitzgneis, L. 20 und 19). Es liegt hier also die vom Verfasser erkannte Regel der Horizontbeständigkeit des isochoretischen Lösungsumsatzes vor. In räumlich eng begrenzten, lokalen Zonen, wo der granosyenitische Gneis mit einem kalinatronfeldspatfreien albitreichen Gestein (z. B. Gneisgranodiorit, Epidosit oder gewisse Albit-epidotamphibolite) in Reaktion tritt, kommt es zum „Umschwung des Alkaliverhältnisses“ (K. H. Scheumann, L. 59, S. 425, und R. Schwinner, L. 60). Das heißt, es bildet sich hier offenbar zunächst eine Konzentration im Lösungsumsatz, die der mobilen Zufuhr (D. S. Korjasky 1936, Lehrbuch von Turner, L. 65, S. 51 ff.) untertan ist (Kalimetasomatose), und dementsprechend kristallisiert zunächst der Kalinatronfeldspat so wie überall im granosyenitischen Gneis und seinen aplitischen Begleitern. Dann aber kommt ein Zeitpunkt, in dem die Konzentration des Lösungsumsatzes an Ort und Stelle durch die stagnierende (D. S. Korjinsky), dem ursprünglichen Na-Reichtum des Wirtgesteines entsprechende Stoffgruppe wieder rückerobert wird. Und so beobachten wir gerade nur an der Grenzserie des granodioritischen Fisches (Keuchenkar) und des Epidositfisches (Romate-N-Wand), daß der zuerst gebildete Kalinatronfeldspat sekundär schachbrettalbitisiert wird. Für den gesamten Stoffhaushalt des grano-

syenitischen Gesteines handelt es sich um eine nebensächliche Erscheinung, die z. B. auf einige Zentimeter bis Meter der Grenzregion des betreffenden basischen Fisches (Keuchenkar) beschränkt ist. In theoretischer Hinsicht ist die Erscheinung jedoch sehr bedeutsam, weil sie zeigt, daß das „Wirt“-Gestein die Konzentration des Lösungsumsatzes, aus dem die Kristallisation der Feldspate erfolgt, aktiv beeinflußt. In viel größerem Maßstabe wurde die analoge Erscheinung im sedimentogenen Granitisationshof des granitischen Hölltor-Rotgüldenkernes vom Verfasser nachgewiesen (L. 20).

Das Auftreten von Schachbrettalbit in den diaphthoritischen Kakiriten der „Fäulen“ entspricht hysteroenen hydrothermalen Kristallisationen, welche mit dem Haupttakt der Gesteinsprägung nichts mehr zu tun haben.

9. Myrmekit und granophyrische Verwachsungen. Äußerst selten in unserem Gestein (S. 31). Der gegenüber anderen tauerngranitischen Gesteinen mengenmäßig in unserem Gesteinskomplex ja sehr zurücktretende Quarz entwickelt dementsprechend auch kaum eine metasomatische Aggressivität. Hingegen sind die granitischen Gneise im Liegenden (Hölltor-Rotgüldenkern) sehr reich an Myrmekit und auch im Siglitzgneis findet sich Myrmekit häufiger als im granosyenitischen Gneis, in dem er eine ganz seltene Ausnahme darstellt.

10. Mikroklin-Porphroblasten in geaugtem biotitreichem Albitepidotamphibolit. Es handelt sich hier um ein neues Vorkommen eindeutiger Mikroklinporphroblasten mit helizitischem Einschlußgefüge des präexistierenden Grundgewebes, das sich den drei anderen vom Verfasser gefundenen Lokalitäten anschließt (L. 18, S. 9 und 10).

Die Haupt-Gesteinsprägung des vorliegenden Gesteinsmaterials vollzog sich unter den mineralfaziellen pt-Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies. Dieser Terminus von F. J. Turner (1948, L. 65) deckt sich im wesentlichen mit der Epidotamphibolitfazies von P. Eskola (L. 13). Durch das Vorsetzen des Wortes „Albit-“ betont F. J. Turner, daß sich Epidotamphibolite zwar auch in der Amphibolitfazies mitunter finden, wo statt des Albits ein Oligoklas bis Andesin in den betreffenden Epidotamphiboliten herrscht (z. B. in gewissen Epidot- und Zoisitamphiboliten der Koralpe, A. Kieslinger, P. Beck-Mannagetta); aber es sollen nur die echten albitepidotamphibolitischen Paragenesen in der „Epidotamphibolitfazies“ von Eskola inbegriffen sein; weshalb Turner zur schärferen Fixierung dieses Umstandes die Umbenennung in: Albitepidotamphibolitfazies durchführt. Da es nun für die mineralfazielle Einstufung des granosyenitischen Gneises sowie der meisten Tauerngneisgranite überhaupt von grundlegender Bedeutung ist, daß die Albitepidotamphibolitfazies eine regelrechte Mineralfazies darstellt, die sowohl bei progressiver wie bei regressiver Metamorphose erreicht wird, sofern die für diese Mineralfazies gültigen pt-Bedingungen herrschen, und da es sich hier auch um Paragenesen handelt, die besonders auf Erkenntnisse F. Beckes und somit auf das Gebiet der Hohen Tauern zurückgehen, so sei mit Nachdruck auf den diesbezüglichen Hinweis im Buche von P. Eskola (1939, L. 13, S. 355) verwiesen.

Das in Fig. 24, S. 91, in Turners Lehrbuch abgebildete ACF-Dreieck für quarzhältige Gesteine der Albitepidotamphibolitfazies mit Kali-Überschuß (ohne die dort eingeklammerten Minerale der höher temperierten Subfazies) entspricht dem Gesteinsbestand unseres granosyenitischen Gesteines und seiner basischen Fische und aplitischen Grobmengungen. Das Zusammenvorkommen von blaugrüner Hornblende, Biotit, Epidot, Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz, Kalzit und teilweise Muskowit ist in diesem Diagramm verzeichnet. Der Grünschieferfazies nähert sich unsere Gesteinszone durch das Instabilwerden der Hornblende und das Erscheinen des Chlorits. Jedoch erst die Phyllonite des granosyenitischen Gneises und die hydrothermalen Knauern, Gänge und Reibungsmylonite („Fäulen“) gehören in die Grünschieferfazies. Sie sind auch geologisch deutlich als hystergene Fazies zu erkennen.

Die Hauptgesteinsprägung der Romatedecke vollzog sich somit unter den Verhältnissen der Albitepidotamphibolitfazies. Hystergene Bildungen der Grünschieferfazies sind gut zu beobachten. Keine beobachtbaren Merkmale hingegen sind von älteren (proterogenen) Zuständen unseres granosyenitischen Gesteinsmaterials erhalten. Die Tauernkristallisation (Albitepidotamphibolitfazies) hat hier ältere Zustände vollkommen verwischt. Mit der Tauernkristallisation endet daher die petrographisch genetische Untersuchungsmöglichkeit im Raume der Romatedecke und wir sind zur hypothetischen Rekonstruktion einer vor-tauernkristallinen Amphibolitfazies auf stratigraphische, petrographische und tektonische Untersuchungen in den Bereichen der weiteren Umgebung der östlichen Hohen Tauern angewiesen, worauf hier nicht näher eingegangen werden kann. Im folgenden Schema sind die mineralfazialen Verhältnisse in Übersicht gebracht:

Amphibolitfazies:	Albitepidotamphibolitfazies:	Grünschieferfazies:
Ohne beobachtbare Kennzeichen in der Romatedecke	Hauptgesteinsprägung (Tauernkristallisation) der Romatedecke	Hystergene Prägungen
? (Hypothetisches altes Grundgebirge nach Art des ostalpinen Altkristallins, Gerölle in der Grauwackenzone im Gainfeldkonglomerat nach den Funden von W. Heissel) ?	Albitepidotamphibolit-Fische und -Schollen Gneisgranodiorit granosyenitischer Gneis und Gneisgranosyenit Aplitische und pegmatoide Gesteine	Phyllonite des granosyenitischen Gneises Hydrothermale Knauern und Gänge (Erzgänge) Reibungsmylonite („Fäulen“)

Herr Kollege Dr. W. Heissel hatte die Freundlichkeit, uns im Sommer 1950 zu den Gneisgeröllen des Gainfeldkonglomerates (L. 26) in der Grauwackenzone bei Bischofshofen zu führen. Diese dürften Abkömmlinge des alten Grundgebirges sein, welches die stratigraphische Basis der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern (Trias und Bündner Schiefer) darstellte.

Vergleiche

Der feldgeologische Befund erweckt den Eindruck, daß der granosyenitische Gneis aus einem älteren albitepidotamphibolitischen Starrgefüge (Paläosom: Färbige Gemengteile) und einer jüngeren aplitischen Mobilisation (Neosom: Feldspate, Quarz und Kalzit. Ichoretischer Lösungsumsatz) hervorgegangen ist. Das mikroskopische Bild zeigt, daß die metasomatischen Reaktionsgefüge zwischen basischen Fischen und aplitischer Substanz bezüglich Erscheinungsbild und zeitlicher Folge den im granosyenitischen Gneis selbst beobachteten endometasomatischen Reaktionsgefügen entsprechen. Offensichtlich stellt unser Gestein ein Beispiel für besonders reichliche und lang andauernde metasomatische Vorgänge dar. Nun ist es wohl bekannt, daß auch die Kristallisationshypothese aus flüssigem Magma mit Hilfe des Bowenschen Reaktionsprinzips endometasomatische Erscheinungen im Zuge magmatischer Kristallisation und Wiederauflösung der schon kristallisierten Minerale durch Restlösungen erklären kann. Daß jedoch ein Bild derartigen Reichtums an metasomatischen und endometasomatischen Erscheinungen wie im vorliegenden Fall durch liquidmagmatische Kristallisation erklärt werden könnte, scheint mir doch recht unwahrscheinlich. Die metasomatische Granitisationstheorie dürfte dem hier vorliegenden Erscheinungsbild besser gerecht werden. Im Liegenden und Hangenden des granosyenitischen Gneises (Woiskenumulde im Radhausberg-Unterbaustollen L. 18 und 20, und Siglitzgneis mit sedimentärer Hülle im Siglitz-Unterbaustollen L. 19) sind Tatsachen bekannt, die eindeutig für metasomatische Granitisation, u. zw. während der alpidischen Orogenese sprechen. Natürlich stellt die Anwendung der metasomatischen Granitisationstheorie für unser deckenförmig gelagertes und teilweise regellos körniges Gestein (Gneisgranosyenit) bedeutend höhere Anforderungen an die Phantasie des Geologen, der das Gestein durch metasomatische Alkaliszufuhr in albitepidotamphibolitischen Altbestand während der alpidischen Orogenese an Ort und Stelle — also nachdem die Romatedecke bereits auf der Woiskenumulde lag — interpretieren möchte. Deshalb ist Vorsicht geboten und sind Ergebnisse weiterer Untersuchung abzuwarten.

An Vergleichen mit anderen alpinen Syeniten stehen dem Verfasser Literaturstudien und wenig eigene Erfahrung zur Verfügung. Der zu den periadriatischen Intrusiva zählende Syenit von Biella (O. Amatucci 1934 und V. Novarese 1943) verhält sich zu unserem granosyenitischen Gneis von Badgastein-Mallnitz etwa so wie der Rieserferner-Tonalit (F. Becke) zu den tonalitischen Tauerngesteinen des Zillertaler Hauptkammes (E. Christa 1931). Der Syenit von Biella gehört also einer höhertemperaturierten Mineralfazies (Amphibolitfazies) an, was neben seinen Kontaktbildungen auch durch den Bestand an gesteinsbildenden Mineralgemengteilen klar ist. Ihm fehlen Epidot, Klinozoisit und Hellglimmer. Die Hornblende ist im Dünnschliff grünlich braun und der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 18—20%. Hingegen zeigen die Syenite des östlichen Aarmassivs (F. Weber 1904, Th. Hügi 1941) bedeutende Ähnlichkeit in mineralfazieller Hinsicht mit dem granosyenitischen Gestein von Badgastein-Mallnitz. Allerdings haben sie die bekannte Kataklaste der helvetischen Zentralmasse mitgemacht, welche unserem Gestein in solch intensivem Ausmaße fehlt. Besonders bemerkenswert z. B. sind die Zonarperthite

im Kalisyenit vom Piz Giuf, die F. Weber beschreibt und abbildet, so wie wir sie in unserem Gestein von Badgastein-Mallnitz gefunden haben. Auch die Ausbildung der Epidote, des Orthites und der reichlichen radioaktiven Höfe in Biotit, welche vor allem an Orthit gebunden sind, ist analog. Über dem Aarmassiv transgrediert der vorpermische Verwitterungshorizont in nächster Nähe der Syenitaufschlüsse (Th. Hügi 1941). Sicherlich ein gewichtiger Einwand gegen die Vermutung alpidischer, metasomatischer Granitisation des granosyenitischen Gesteines von Badgastein-Mallnitz! Jedoch scheint auch im südlichen Aarmassiv alpidische Granitisation vorhanden zu sein, zumindest im südwestlichen Abschnitt nach H. Huttenlocher 1942.

Im Gebiete um Rotgülden (östlich von Badgastein) fand F. Angel granosyenitisches Gestein, das von R. Staber auch mikroskopisch untersucht wurde. Nach A. Winkler-Hermaden dürfte auch ein Teil des Sonnblickkernes aus syenitischem Gestein bestehen; es sind auffallende Biotit-Epidotaggregate annähernd rechtwinkliger Umgrenzung vorhanden; nähere Untersuchung steht noch aus. Ähnliche, auffallend regelmäßig, annähernd rechtwinkelig begrenzte Biotit-Aggregate führt auch der Granodioritgneis des Maggialappens im Tessiner Penninikum.

Allgemeingeologische und petrologische Deutung

Zusammenfassend läßt sich zum gegenwärtigen Stand der petrologischen Deutung des granosyenitischen Gesteines von Badgastein-Mallnitz kurz folgendes sagen: Die ältere Auffassung (F. Becke) ordnete die sichtbaren amphibolitisch-aplitischen Grobmengungen zeitlich einer hochtemperierten Bildung zu, die wir uns etwa wie den Syenit von Biella mit seinen Kontakten vorstellen können; erst nachträglich wäre dann durch rückschreitende Metamorphose der derzeit niedrig temperierte Gesteinsbestand (Albitepidot-amphibolitfazies) geprägt worden. F. Angel hingegen trat dafür ein, daß sich die amphibolitisch-aplitischen Grobmengungen unter den pt-Verhältnissen der niedrigtemperierten Mineralfazies (Albitepidotamphibolitfazies) vollzogen. Die vorliegenden petrographischen Beobachtungen stützen diese Annahme von F. Angel. Als die Kristallisation der großen Feldspate vor sich ging, waren blaugrüne Hornblende und Epidot schon vorhanden. Letzterer wurde von den kristallisierenden Feldspaten reichlich als Einschluß aus jener Zeit konserviert. Der teilweise idiomorph gegen Feldspat abgegrenzte Kalzit ist ein Kronzeuge für die Kristallisation der Feldspate unter den pt-Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies. Die harmonische Regelmäßigkeit der beobachteten Reaktionsgefüge steht mit der Auffassung von F. Angel in vollem Einklang und ist nach der Meinung des Verfassers nicht mit der alten Beckeschen Ansicht vereinbar. Überhaupt fehlen beobachtbare Merkmale einer nach Becke vorauszusetzenden hochtemperierten Syenit-Gesteinsgesellschaft nach Art des Biella-Syenits. Soll man nur deshalb, weil derartige niedrigtemperierte Genese syenitischen Gesteines im Lehrbuch von Rosenbusch nicht vorgesehen war, an der alten Ansicht im Widerspruch mit dem Beobachtungsbefund festhalten? Dagegen lehnte sich bereits E. Weinschenk auf. Heute aber ist durch die Einführung moderner experimenteller (Goranson 1938, Bowen und Tuttle 1950) und feldgeologischer (Eskola, Wegmann u. a.) Erfahrungen, welche

Bildung granitischer, dioritischer und auch syenitischer Gesteine in niedrigtemperierten Bereichen (Albitepidotamphibolitfazies) bejahen, die Sachlage auch im Bereiche der Hohen Tauern besser fundiert (H. Leitmeier 1942).

F. Angel und R. Staber sprachen in ihren Arbeiten von einer halbpalingenen, granosyenitischen „Intrusion“ unter den pt-Bedingungen der Ersten Tiefenstufe, also: Albitepidotamphibolitfazies und Grünschieferfazies. In der Weiterentwicklung dieser ja bereits 10—15 Jahre zurückliegenden Arbeiten wird man, den neueren Auffassungen metasomatischer Granitisation entsprechend, eher an Transformationen (Lösungsumsätze, nicht Schmelzfluß) präexistierenden Gesteinsmaterials mit Alkalizufuhr denken. Im Sinne der richtungsweisenden Synthese allgemeinpetrologischer Art von H. Ramberg (Chicago 1949, L. 50) ist also der alpine Zentralgneis und somit auch das vorliegende granosyenitische Gestein von Badgastein als Epi-Gneisgranit anzusprechen bzw. als Epi-Gneisgranosyenit mit den betreffenden gneisifizierten Varietäten, für die alle die gleiche, schwachtemperierte Mineralfazies (Zentralgneisfazies) leitend ist.

Wie groß der Anteil der alpidischen Orogenese einerseits und paläozoischer Orogenesen andererseits am Gesteinsprägungsakt des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits von Badgastein ist, läßt sich heute noch schwer abschätzen. Tatsache ist, daß sich „ichoretische Stoffumsätze“ bei der alpidischen Orogenese in unserem Gebiete vollzogen.

Beziehungen zwischen radioaktiven Höfen, Gesteinsradioaktivität und Metasomatose

Der Reichtum des granosyenitischen Gneises von Badgastein-Mallnitz an radioaktiven (pleochroitischen) Höfen und die physiko-chemisch ermittelte, außergewöhnlich hohe Gesteinsradioaktivität dieses Gesteines dürften ursächlich miteinander in Zusammenhang stehen. Vermutlich sind Uran und Thorium als isomorphe Beimengungen in den Orthit-, Epidot-, Titanit- und Zirkonkörnern, welche in den radioaktiven Höfen als Einschlüsse in Biotit, Hornblende und Chlorit beobachtet wurden, die hauptsächlichen Erzeuger der Gesteinsradioaktivität. Wie wenig wir allerdings im allgemeinen und in unserem diesbezüglich noch nicht näher untersuchten granosyenitischen Gestein im besonderen über die Art der vermuteten isomorphen radioaktiven Beimengungen wissen, geht besonders aus neueren, diesbezüglichen zusammenfassenden Literaturdarstellungen hervor: Z. B. P. Niggli, L. 44, S. 412 ff., R. W. Wilson 1937 und E. F. Osborn 1939 (petrographische und radiumphysikalische Untersuchung des Val Verdentalits Südkaliforniens mit seinen basischen Fischen, im sieben Meilen langen Wasserversorgungstunnel der Umgebung von Los Angeles aus dem Coloradofluß).

Der Zusammenhang zwischen Gesteinsradioaktivität und Auftreten radioaktiver Höfe in den betreffenden Gesteinsdünnschliffen ist im Radhausberg-Unterbaustollen recht deutlich. Die gegenüber dem granosyenitischen Gestein merklich schwächer radioaktiven Gesteinsserien im Liegenden des granosyenitischen Gneises (Woiskenmulde und granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernelns im Radhausberg-Unterbaustollen und granitischer Gneis im Tauerntunnel) zeigen auch bedeutend weniger radioaktive Höfe

(170 durchgesehene Dünnschliffe des Radhausberg-Unterbaustollens und Tauerntunnels). Kalinatronfeldspat führt der granitische Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerkes im allgemeinen noch reichlicher als der granosyenitische Gneis. Kalinatronfeldspat übt also keinen entscheidenden Einfluß auf die Gesteinsradioaktivität aus. Natürlich ist mit der Durchsicht von Dünnschliffen biotitärerer (granitischer Gneis) und biotitreicherer (granosyenitischer Gneis und Woiskenuhde) Gesteine noch keine exakte Statistik bezüglich der Anzahl radioaktiver Mineralkörner möglich, weil deren Sichtbarwerden in radioaktiven Höfen im gewöhnlichen Gesteinsdünnschliff ja zugleich von der Häufigkeit der betreffenden pleochroitisch verfärbbaren Minerale (also hauptsächlich des Biotits) abhängt. Darum ist für eine exakte diesbezügliche Statistik die Anwendung der photographischen Methode nach I. Curie (1946) und E. E. Piccolo (1949) erforderlich, welche bisher für das Gasteiner Gebiet aus technischen Gründen noch nicht systematisch in Anwendung gebracht wurde. Herrn Kollegen Dr. F. Hergger danke ich für die freundliche Vorführung eines derartigen Präparates von granosyenitischem Gneis des Radhausberg-Unterbaustollens.

Für die im N und im S an das Gneisprofil: Radhausberg-Unterbaustollen-Tauerntunnel angrenzenden Gebiete stehen die Beobachtungen von M. Stark (L. 62) zur Verfügung, die ebenfalls an einer großen Anzahl von Dünnschliffen gewonnen wurden. U. zw. handelt es sich um die von M. Stark geologisch-petrographisch untersuchten Zonen der nördlichen Tauernschieferhülle des Gastein- und Großarltales bis zum Tauern-N-Rand sowie um das Gebiet unmittelbar südlich von Mallnitz bis zum Tauern-S-Rand, einschließlich der benachbarten Teile der Hochalm-, Reißbeck- und Sonnblickgruppe.

M. Stark beobachtete, daß der breite N-Flügel der Hohen Tauern in den sehr zahlreich von ihm untersuchten Gesteinen des Großarl- und Gasteinertales bis knapp an den Zentralgneis bei Hofgastein überhaupt keine radioaktiven Höfe führt mit Ausnahme eines einzigen diaphthoritischen Phyllitvorkommens, das wahrscheinlich aus älteren kristallinen Schiefen hervorgegangen ist. Alle die typischen Gesteine der unterostalpinen Klammkalkserie und der nördlichen Tauernschieferhülle, die M. Stark untersuchte, sind frei von radioaktiven Höfen (Kalk, Quarzite, Kalk-, Serizit- und Quarzphyllite, Porphyroide, Grünschiefer, Chloritschiefer, Chloritoidschiefer, Serpentine, Kalkglimmerschiefer und auch kalkfreie Glimmerschiefer und Paragneise). „Erst in den tiefsten, dem Zentralgneis unmittelbar benachbarten Schiefen kann schwache pleochroitische Hofbildung sichtbar werden; ja auch in der zwischen Hochalm-Ankogel-Gneismasse und Sonnblick-Gneismasse eingeschalteten Hülschiefermasse sind pleochroitische Hofbildungen ungewöhnlich; allgemein sind jedoch in mäßiger Zahl und Vollkommenheit pleochroitische Höfe in den Zentralgneisen und seinen unmittelbaren Begleitgesteinen anzutreffen, ohne die deutliche Ausbildung wie in vielen kristallinen Schiefen des Böhmerwaldes etwa zu erreichen“ (M. Stark).

Weiters gibt M. Stark eine detaillierte Darstellung seiner Nachforschung nach radioaktiven Höfen südlich Mallnitz und in den angrenzenden Gebieten. Er erwähnt deutliche radioaktive Höfe von unserem granosyenitischem Gestein bei Mallnitz und — was besonders auffallend ist und mit unseren Beobachtungen ebenfalls übereinstimmt — nur höchst spärliche radioaktive Höfe in den mächtigen Amphiboliten der Zone: Südliche Reißbeckgruppe—Maresen—Ankogel. Auch in der südlichen Schieferhülle des Mölltales sind radioaktive Höfe nur spärlich vorhanden oder fehlen streckenweise ganz.

Zusammenfassend bemerkt M. Stark: „Insgesamt resultiert als merkwürdiges Ergebnis des Überblickes über die genannten Tauerngesteine, daß pleochroitische Höfe fast nur in den Zentralgneisen und den unmittelbar zunächst gelegenen Schiefen beobachtet werden, u. zw. auch nur in meist bescheidenen Anfängen und geringer Zahl.“

Übrigens gilt die Familie der granitischen bis dioritischen Tauernzentralgneise auch aus anderen Teilen der Tauern, soweit der Verfasser Einblick hat, als verhältnismäßig nicht reich an radioaktiven Höfen (z. B. E. Christa, Zemmgrund in den Zillertaler Alpen; G. Frasl, mündliche Mitteilung bezüglich des Sulzbachkernes im Pinzgau; H. P. Cornelius, Granatspitzkern). H. Leitmeier (1937, S. 290—293) fand außergewöhnlich reichlich pleochroitische Höfe führende Biotitschiefer in der Gesteinsserie der Smaragdlagerstätte des Habachtals. Die Höfe treten dort um Zirkon und Rutil in Biotit auf. Radioaktive Zirkone sind dort in Reihen angeordnet, welche verschiedene Biotitindividuen queren. Diese sehr auffallende Erscheinung sowie die übrigen Merkmale zeigen dort nach H. Leitmeier die jugendliche Entstehung der betreffenden radioaktiven Minerale an, womit meine Beobachtungen im granosyenitischen und granodioritischen Gestein (Abb. 2) übereinstimmen.

Aus dieser vergleichenden Zusammenstellung geht hervor, daß der granosyenitische Gneis von Badgastein-Mallnitz bezüglich seines Reichtums an radioaktiven Höfen im Dümschliffbild eine Ausnahmstellung innerhalb der bekannten Gesteine der Hohen Tauern einnimmt, wie das auch bezüglich der physiko-chemisch gemessenen Gesteinsradioaktivität der Fall ist.

Vorliegende Gesteinsuntersuchung des granosyenitischen Gneises, seiner basischen Fische und aplitischen Teilbereiche zeigt, daß die albitepidot-amphibolitischen Fische bedeutend ärmer, teilweise sogar frei sind von radioaktiven Höfen. Offensichtlich besteht also ein Zusammenhang zwischen der Alkalimetasomatose, welche jedenfalls weitgehend für die Bildung des granodioritischen und granosyenitischen Gesteines maßgebend ist, und der Gesteinsradioaktivität. Tatsächlich fanden wir ja auch sehr auffallende mikroskopische Bilder (Abb. 2) mit massenhafter Anhäufung radioaktiver Höfe im neugebildeten Biotit, während die ältere Hornblende, auf deren Kosten der Biotit wächst, bedeutend ärmer an radioaktiven Höfen ist. Woher kommen also die radioaktiven Substanzen? Sind sie zugeführt oder waren sie schon vor der Alkalimetasomatose in irgendwelcher Form im Gestein vorhanden? Hier müßte eine weitere und mit anderen Methoden arbeitende, physiko-chemische Untersuchung einsetzen. Wir begnügen uns damit, noch einige Hinweise zu dieser Fragestellung zu geben.

Unsere Beobachtungen stimmen mit M. Stark (1936) überein, der bereits zeigte, daß die amphibolitischen Gesteine der östlichen Hohen Tauern recht arm an radioaktiven Höfen sind. Und ebenso besteht Übereinstimmung mit den physiko-chemischen Untersuchungen von A. Weber (1936), der an 35 Gesteinsproben die gesamte Variationsbreite vom Aplitgranit bis zum Amphibolit innerhalb der Hochalm-Ankogelgruppe (Material der geologisch-petrographischen Aufnahme von Angel-Staber) bezüglich Radiumgehalt und Chemismus untersuchte und verglich. Er kam zu dem Resultat, daß der Großteil der aktiven Elemente sich in den aplitisch-pegmatoiden Restlösungen ansammelt und dementsprechend in die „injizierten“ Gesteine eingeht. Er stellt fest, daß auf Grund seiner Analysen und Messungen zweifellos innerhalb gewisser Grenzen eine Abhängigkeit zwischen Kieselsäure- und Alkali-Gehalt und dem Radiumgehalt der Gesteine in dem Sinne besteht, daß die basischen Gesteine schwächer aktiv sind.

An der Messungsreihe von E. Pohl im Radhausberg-Unterbaustollen (S. 49) fällt auf, daß die Aplite wenig radioaktiv sind. Und in Übereinstimmung der Messungen von A. Weber, G. Kirsch und E. Pohl ist der kieselsäure- und alkalireichere granitische Gneis des Hölltor-Rotgülden-

kernes weniger aktiv als der mehr basische granosyenitische Gneis der Romatedecke. Es scheint also, daß auch eine Abnahme der Gesteinsradioaktivität gegen das saure, aplitische bis granitische Gestein vorhanden ist. In diesem Sinne ist es denkbar, daß die besondere Bildungsweise unseres Gesteines, nämlich die Alkalimetasomatose in albitepidotamphibolitischem Altbestand, entscheidend ist für die Anreicherung der radioaktiven Substanzen im granosyenitischen Gneis.

Betrachten wir in diesem Zusammenhang die Orthit-, Epidot- und Titanitkristalle im jeweiligen Zentrum der radioaktiven Höfe des granosyenitischen Gneises nochmals etwas näher. Die petrographische Detailbeschreibung brachte Hinweise dafür, daß Epidot und Titanit, wahrscheinlich auch Orthit, teilweise aus Stoffen aufgebaut werden, die bereits in dem wenig radioaktiven albitepidotamphibolitischen Ursprungsgestein vor der Alkalimetasomatose vorhanden waren. Zwischen den aktiven und inaktiven Epidoten, Titaniten und Orthiten bestehen zwar im allgemeinen Größenunterschiede, indem die aktiven Epidote, Titanite und Orthite in der Regel recht klein bleiben, jedoch ist eine unverkennbare Parallelität ihrer mengenmäßigen Ausbildung zweifellos vorhanden. Beide sind, wenn man von den radioaktiven Höfen absieht, auf Grund ihrer Physiographie und ihres Auftretens im Gestein nicht scharf zu trennen. Nun ist daran zu erinnern, daß in unserem Gesteinsmaterial deutlich zu verfolgen ist, daß Epidot und Titanit in den Pseudomorphosen nach Hornblende auf Kosten der älteren blaugrünen Hornblende wachsen. Titanit siedelt zunächst am Rande und dringt allmählich gegen das Innere der Hornblende vor. Nach der chemischen Analyse von P. Paulitsch (L. 46) besitzt die blaugrüne Hornblende 1.4 Gew.-% TiO_2 . Die große mengenmäßige Anreicherung von Orthit, Epidot und Titanit in den Pseudomorphosen nach Hornblende ist ein weiteres deutliches Zeichen für zumindest teilweise stoffliche Herkunft der diese Minerale aufbauenden Stoffe aus der älteren Hornblende. Es wäre also denkbar, daß auch die radioaktiven Orthite, Epidote und Titanite teilweise die Stoffe, aus denen ihre Kristalle aufgebaut sind, aus dem ursprünglich wenig radioaktiven Ursprungsgestein bezogen.

Aus anderen Kristallgebieten ist bekannt, daß Titanit und Orthit in granitisierten Zonen mit Vorliebe die hybriden Mischungsgebiete aus altem basischem und jungem saurem Gesteinsbestand besiedeln. A. Köhler hat für den Titanit der oberösterreichischen granitisierten Amphibolite schon vor vielen Jahren eine derartige Herkunft des Titangehaltes aus der Hornblende des alten Amphibolites erkannt und in neuerer Zeit wiederum betont (1948). Über das Verhalten des Titans in verschiedener Mineralfazies und über den geochemischen Zyklus des Titans siehe: H. Ramberg (1948, L. 49). Für Orthit wurde eine regelmäßige Verteilung und besondere Anreicherung in anatektischen Gebieten des mittleren Schwarzwaldes erst jüngst von G. Rein (1947) beschrieben.

Der Fragenkreis, woher die radioaktiven Substanzen, von denen man annimmt, daß sie als isomorphe Beimischungen am Aufbau der aktiven Orthite, Epidote, Titanite und Zirkone beteiligt sind, nun eigentlich stammen, führt folgerichtig zu Hypothesen über Zusammenhänge zwischen Metasomatose, Orogenese und kernphysikalischen Vorgängen, wie sie von L. Kober 1949 und N. Efremov 1947 entwickelt wurden.

Radioaktive Messungen (E. Pohl)

Im Sommer 1944 bestimmte F. Hernegger (Institut für Radiumforschung, Wien) im Radhausberg-Unterbau den Gehalt der Stollenluft an Radiumemanation. Die Meßwerte lagen zwischen 3·2 und 6·3 $m\mu\text{C}/1$ ($m\mu\text{C}/1 = 10^{-9}$ Curie pro Liter Luft) und sind als außerordentlich hoch zu bezeichnen. Zum Vergleich sei erwähnt, daß der Emanationsgehalt der Luft in den abgeschlossenen Quellstollen in Badgastein nur 0·2—2·7 $m\mu\text{C}/1$ beträgt.

Auf Grund dieses abnormal hohen Em-Gehaltes führte ich im Sommer 1948 eine Reihe radioaktiver Messungen durch. Meine radioaktiven Untersuchungen im Radhausberg-Unterbau stollen sollten vor allem die Ursache des abnormal hohen Em-Gehaltes der Stollenluft feststellen. Für die Entstehung der RaEm bestehen zwei Möglichkeiten:

1. Die Gesteine des Stollens haben zur Gänze oder z. T. einen überdurchschnittlichen Radium- bzw. Urangelhalt.

2. Die RaEm hat ihre Quelle im Kluft- und Porenraum der steil die Stollenachse schneidenden kratonischen Reißklüfte und Reibungszonen (Hitzeklüfte und „Fäulen“, siehe Abb. 5). Trifft dies zu, so sind wieder zwei Fälle möglich:

a) Das Kluftmaterial selbst ist hochaktiv (Reibungsbreccien, Gangmylonite, Kluftmineralbelag).

b) Die RaEm stammt aus emanationsreichen Wässern, die mit dem Kluftraum in irgendeiner Verbindung stehen.

Zur Klärung dieser Frage wurden erstens 140 Gesteinsproben aus dem Stollen bzw. aus seiner näheren Umgebung auf ihre Radioaktivität untersucht; zweitens wurde der Em-Gehalt der Stollenluft oftmals und an vielen Stellen des Stollens bestimmt, um auch aus den örtlichen und zeitlichen Schwankungen der Em-Konzentration Aufschluß über die Herkunft der RaEm zu erhalten.

Im folgenden wird die Messung der Gesteinsaktivitäten geschildert, während über die Em-Messungen in einer ausführlicheren Arbeit an anderer Stelle berichtet werden wird.

1. Entnahme und Aufarbeitung der Gesteinsproben

Von jeder im Stollen vorkommenden Gesteinsart wurden mehrere Proben entnommen. Dabei wurden nicht nur die Hauptgesteine berücksichtigt, sondern auch Proben von den verschiedenen, mehr oder weniger mächtigen Einschlüssen, wie basischen Fischen, aplitischen Partien und Quarzknauern, gesammelt. Außerdem erschien es wünschenswert, die Gesteinsproben des Stollens mit einigen analogen oder ähnlichen Gesteinsproben außerhalb des Stollens vergleichen zu können. Die gesammelten Handstücke kamen nach Innsbruck und wurden dort mit einer Kugelmühle fein pulverisiert.

2. Meßmethode

Zur quantitativen Bestimmung des Ra- (und Th-) Gehaltes von Gesteinen ist die Lösungsmethode¹⁾ die verläßlichste: Die gepulverte Probe wird

¹⁾ Neben der von Joly (L. 30) angegebenen Schmelzmethode, die jedoch eine sehr komplizierte Apparatur erfordert.

N 34° W

S 34° E

46

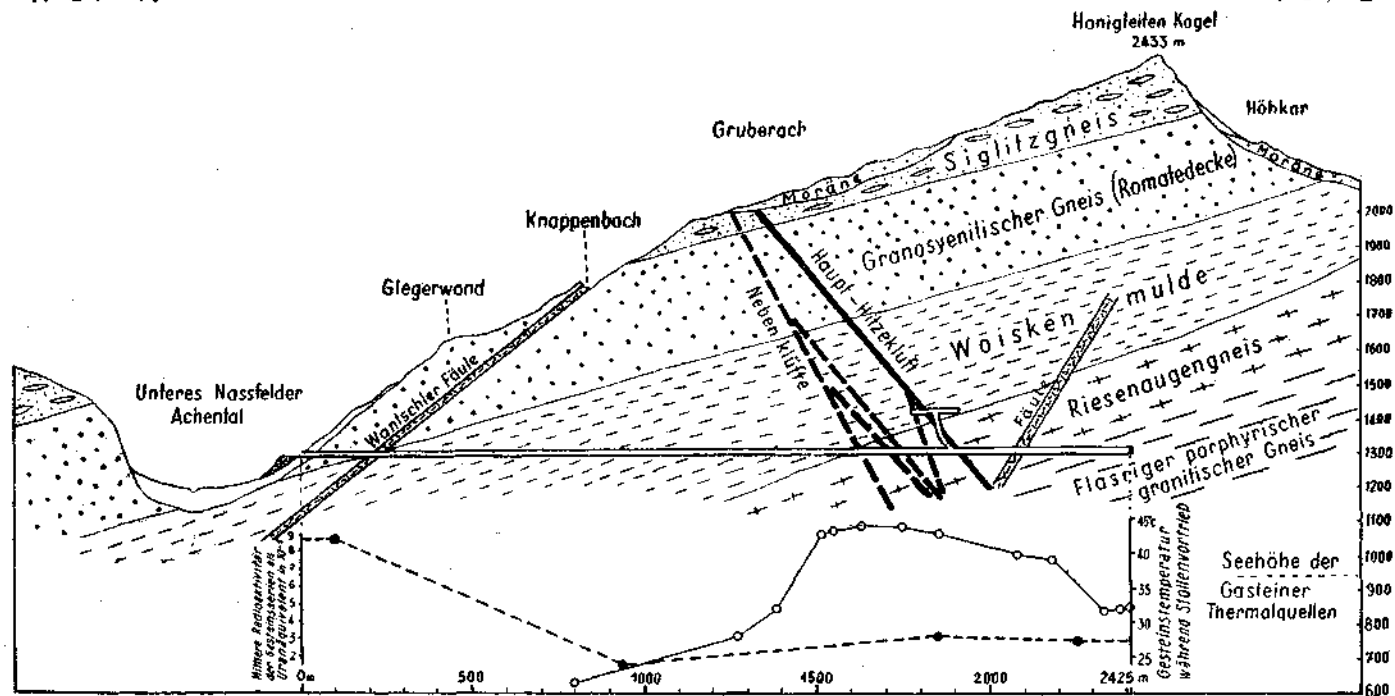


Abb. 5. Geologisches Profil längs der Stollenachse des Radhausberg-Unterbaues. Die Kurve mit vollen Punkten gibt die mittlere Gesteinsradioaktivität der vier Gesteinsserien an (granosyenitischer Gneis; Woiskenmulde; Riesenaugengneis und flasiger porphyrischer granitischer Gneis). Die Kurve mit Kreisen gibt die während des Stollenvortriebes gemessenen Gesteinstemperaturen an.

chemisch aufgeschlossen und vollständig in Lösung gebracht. Aus dieser Lösung wird die Em nach einiger Zeit ausgetrieben und in ein Emanometer überführt. Aus der gemessenen Em-Menge kann der Ra-Gehalt und, wenn Gleichgewicht vorausgesetzt werden darf, auch der Urangehalt berechnet werden. (Gleichgewicht zwischen Radium und Uran darf bei allen Gesteinen angenommen werden, die in den letzten 20.000 Jahren keine chemische Umwandlung mehr erfahren haben.) Mißt man durch ein geeignetes Meßverfahren nicht die RaEm, sondern die ThEm, so kann auf gleiche Weise auch der Thoriumgehalt bestimmt werden.

Die Lösungsmethode erfordert jedoch einen recht beträchtlichen Aufwand. Deshalb wurde für die vorliegende Untersuchung eine direkte elektrometrische Meßmethode angewandt: Die gepulverte Probe wird über eine bestimmte Fläche verteilt und in ein Ionisationsgefäß eingebracht. Mittels eines empfindlichen Elektrometers wird der Ionisationsstrom gemessen, der hauptsächlich durch die Ionisation der α -Strahlen zustande kommt. Diese zuerst von Elster und Geitel (L. 11) angegebene Methode wird in zahlreichen Varianten oft angewandt, wenn es sich nicht um sehr genaue, sondern nur um orientierende Messungen handelt. Die Methode wird auch von Hirschi an Gesteinen der Schweizer Alpen verwendet (L. 27 und 28).

Gegen diese Art der Messung wird vorgebracht, daß der Meßeffect von einer komplexen Strahlung herrührt, nämlich der α -Strahlung der oberflächennahen Schicht und der β - und γ -Strahlung auch der tieferen Schichten, deren Anteile von Korngröße und Absorptionsvermögen der Probe abhängen. Von denselben Faktoren ist auch die Em-Abgabe aus der gepulverten Probe abhängig, die deshalb nicht parallel mit dem Ra-Gehalt gehen muß und daher Unstimmigkeiten in den Meßresultaten verursachen kann. Bei nicht zu großer Ionisationskammer und kleiner Schichtdicke der Gesteinspulver ist jedoch der Anteil der β -Strahlung am gesamten Ionisationseffect nur klein, während derjenige der γ -Strahlung völlig vernachlässigt werden kann. Durch sorgfältiges Entemanieren der Gesteinspulver vor den Messungen kann man die Störungen durch die Em-Abgabe stark einschränken. Stellt man überdies durch möglichst feines Pulverisieren der Gesteine definierte Oberflächen her, so läßt sich diese Methode auch für quantitative Messungen gut verwenden. Allerdings kann man nicht unterscheiden, welche radioaktive Substanzen der gefundenen Aktivität zuzuschreiben sind. Man führt deshalb als Maß dieser Aktivität das „Uranäquivalent“ ein. Die Angabe, eine Gesteinsprobe hat ein Uranäquivalent A bedeutet: Die Probe liefert bei der angewandten Meßmethode den gleichen Meßeffect wie eine sonst inaktive Probe, die A Gramm Uran (im Gleichgewicht mit allen seinen Folgeprodukten) pro Gramm Probe enthält.

Unsere Apparatur bestand aus einem 45 l fassenden, zylindrischen Ionisationsgefäß in Verbindung mit einem empfindlichen Wulf-Einfaden-Elektrometer. Die Gesteinspulver kamen auf einer flachen, kreisrunden Schale von zirka 130 mm Durchmesser in die Ionisationskammer.

Durch starkes Erhitzen in einer eisernen Schale wurden die Gesteinsproben vor jeder Messung von der absorbierten RaEm befreit. Da aber die kurzlebigen Folgeprodukte der ausgetriebenen Em noch größtenteils in

der Probe verbleiben und durch ihren raschen Zerfall jede Messung stören würden, mußte nach dem Ausglühen noch drei Stunden bis zur Messung gewartet werden. In dieser Zeit sind die Folgeprodukte schon zu 98% zerfallen, während nur 2% neu gebildet wird. (Diese Angaben gelten nur für RaEm. ThEm ist nach drei Stunden schon wieder völlig nachgebildet, so daß die durch sie verursachten Störungen nicht vermieden werden können.)

3. Die Meßfehler

1. Der Hauptanteil am Ionisationseffekt ist den α -Strahlen zuzuschreiben, da diese eine rund 100mal so starke Ionisation hervorrufen wie die β -Strahlen. Weil die α -Strahlen vom Gestein außerordentlich rasch absorbiert werden, ist zu erwarten, daß die Größe des Ionisationseffektes bei gleicher Gesteinsaktivität nur von der Oberfläche des Gesteinspulvers und nur in sehr geringem Maße von der Dicke desselben abhängt. Hirschi (L. 28) hatte aber gefunden, daß dicke Gesteinsschichten, besonders Stücke oder grobkörnige Pulver, einen mehrmals stärkeren Ionisationsstrom verursachen als gleichartige dünne Schichten. Bei unseren feingepulverten Proben konnte trotz eingehender Versuche kein derartiger Effekt festgestellt werden. Daher gelangten sämtliche Proben in einer Schichtdicke von rund 3 mm zur Messung.

2. Neben den Elementen der Uran- und Thoriumreihe könnte auch das nur β -strahlende Kalium einen Anteil am beobachteten Meßeffect haben. Messungen mit reinem KCl ergaben jedoch einen so geringen Ionisationsstrom, daß bei den vorliegenden Gesteinsproben mit höchstens 5% Kaliumgehalt der Anteil des Kaliums an den beobachteten Meßeffecten vernachlässigt werden kann.

3. Um den zufälligen Fehler in der Bestimmung eines Meßeffectes zu verringern, wurde jede Probe mindestens dreimal in größeren Zeitabständen gemessen. Durch wiederholte, voneinander völlig unabhängige Messungen an einigen Proben ließen sich folgende mittlere relative Fehler für eine Einzelmessung errechnen:

Schwach aktive Proben (Uranäquivalent $1 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 20\%$
Mittel aktive Proben (Uranäquivalent $3 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 7\%$
Stark aktive Proben (Uranäquivalent $9 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 2.5\%$

4. Eichung der Apparatur

Um aus der gefundenen Ionisation das Uranäquivalent berechnen zu können, bedarf es noch einer Eichung der Apparatur. Am einfachsten ist es, den Ionisationseffekt der Gesteinsprobe mit demjenigen eines Eichpräparates von bekanntem Urangehalt zu vergleichen. Damit das Eichnormal eine den Prüflingen ähnliche physikalische und chemische Beschaffenheit aufweist, wurde ein „künstlich aktives“ Gesteinspulver hergestellt, in dem die völlig inaktive Probe Nr. 33 (Gangquarz) mit feinst gemahlener Pechblende (Korngröße unter $2 \cdot 10^{-4}$ cm) von bekanntem Urangehalt versetzt und sehr gut durchmischt wurde. Dieser „Standard“ hatte einen Gehalt von $5 \cdot 10^{-5}$ g U/g Gestein. Er wurde ebenso wie die Gesteinsproben durch Erhitzen entemanert und in der Ionisationskammer

gemessen. Mit dem gefundenen Ionisationseffekt konnte die Kammer geeicht werden. Ein zur Kontrolle hergestellter zweiter Standard mit inaktivem Gips als Grundlage lieferte denselben Eichwert.

Um die Ergebnisse der Gesteinsmessungen mit Literaturangaben vergleichen zu können, muß noch berechnet werden, welches Uranäquivalent einem Gramm Thorium zukommt. Für unsere Meßmethode ergab sich, daß 1 g Th α -äquivalent zu 0.48 g U ist ¹⁾.

5. Die Meßergebnisse

Die Meßergebnisse meiner radioaktiven Gesteinsuntersuchungen sind in folgender Tabelle zusammengestellt. Für jede Gesteinszone wurde aus den Meßergebnissen der einzelnen Gesteinsproben die durchschnittliche Aktivität der Zone berechnet, wobei kleinere Einschlüsse, wie basische Schlieren, aplitische Partien und Quarzknuern, bei dieser Mittelbildung unberücksichtigt blieben.

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uranäquivalent in 10 ⁻⁵
Granosyenitischer Gneis der Romatedecke:			
1	47	granosyenitischer Gneis	7.9
2	50	granosyenitischer Gneis	8.3
3	56	Aplit im granosyenitischen Gneis	2.7
4	70	granosyenitischer Gneis	8.8
5	70	Aplit im granosyenitischen Gneis	2.7
6	75	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	0.7
7	99	biotitreicher basischer Fisch	8.0
8	99	biotitreicher basischer Fisch	7.3
9	101	aplitischer granosyenitischer Gneis	4.6
10	101	granosyenitischer Gneis	8.9
11	108	phyllonitisierter granosyenitischer Gneis	7.6
12	110	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	1.0
13	122	granosyenitischer Gneis	9.5
14	154	Muskowit-Biotitglimmerschiefer-Einlagerung im granosyenitischen Gneis	8.8
15	155	Muskowit-Biotitglimmerschiefer-Einlagerung im granosyenitischen Gneis	10.7
16	160	Aplit im granosyenitischen Gneis	6.2
17	162	granosyenitischer Gneis	6.4
18	180	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	1.5
19	196	mylonitischer granosyenitischer Gneis	8.8
20	196	mylonitischer granosyenitischer Gneis	6.8
21	209	Kluftletten („Wantschlerfäule“)	20.7
22	210	aplitischer Gneis	4.7

¹⁾ Bei der Berechnung muß berücksichtigt werden, daß infolge der Austreibung der RaEm nicht alle α -Strahler der U-Reihe wirksam sind, während alle α -strahlenden Glieder der Th-Reihe einen Beitrag zum Ionisationseffekt liefern.

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uranäquivalent in 10 ⁻⁵
23	211	phyllonitischer Gneis	9.9
24	215	Gneismylonit	4.3
25	215	granosyenitischer Gneis	9.8
		Mittlere Aktivität der Zone des granosyenitischen Gneises der Romatedecke	8.8
Phyllite, Glimmerschiefer, Paragneise und Schachbrettalbitaugengneise der Woiskenmulde:			
26	240	Biotitphyllit	1.5
27	250	Biotitphyllit	1.8
28	270	feinkörniger kompakter Albitgneis	1.9
29	275	feinkörniger kompakter Albitgneis	2.9
30	280	Gangquarz im Albitgneis	0.4
31	296	biotitreicher Albitgneis	2.0
32	301	Aplit im Albitgneis	2.9
33	308	Gangquarz	0.0
34	320	Glimmerschiefer	1.9
35	357	Glimmerschiefer	1.6
36	370	Schachbrettalbitgneis	1.8
37	380	Glimmerschiefer	1.9
38	406	biotitreicher Glimmerschiefer	1.1
39	457	biotitreicher Glimmerschiefer	1.4
40	511	Aplitgneis	4.5
41	515	Glimmerschiefer	0.7
42	530	Glimmerschiefer	0.8
43	545	Biotitschiefer	2.6
44	545	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
45	595	Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten	4.9
46	595	Glimmerschiefer	1.3
47	620	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
48	640	Graphitphyllit	3.1
49	642	Biotitglimmerschiefer	2.0
50	650	Albitgneis	1.6
51	650	Gangquarz	1.0
52	654	Aplitgneis	2.9
53	700	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
54	720	Glimmerschiefer	2.1
55	750	Schachbrettalbitaugengneis	2.4
56	820	Albitgneis	1.3
57	850	Biotitschiefer	1.1
58	885	Kluftletten (westlich einfallende Kluft)	1.6
59	900	Glimmerschiefer	1.4
60	950	Glimmerschiefer	2.4
61	1026	Kluftausfüllung (westlich einfallende Kluft)	2.4
62	1034	Kluftausfüllung (westlich einfallende Kluft)	1.6
63	1040	Albitgneis	2.4
64	1050	Glimmerschieferinlagerung im Albitgneis	1.8

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uranäquivalent in 10 ⁻⁵
65	1100	Schachbrettalbitaugengneis	1.5
66	1160	Schachbrettalbitaugengneis	1.1
67	1200	Gangquarz	1.0
68	1300	Zweifeldspatgneis	3.2
69	1350	Feinstreifiger Zweifeldspatgneis	0.7
70	1400	sekundär eisenschüssiger (angewitterter) Gneis	0.8
71	1450	Gneis	2.1
72	1469	Kluftausfüllung (östlich einfallende Kluft)	0.9
73	1625	Gneis	3.1
		Mittlere Aktivität der Zone der Woiskenmulde	1.8
Riesenaugengneis des Hölltor-Rotguldengneiskernes:			
74	1640	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.0
75	1643	Riesenaugengneis	2.8
76	1658	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.6
77	1660	Riesenaugengneis	3.7
78	1700	Riesenaugengneis	2.6
79	1748	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	6.6
80	1800	Riesenaugengneis	3.0
81	1848	Riesenaugengneis	2.8
82	1850	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.2
83	1852	Riesenaugengneis	3.7
84	1886	Riesenaugengneis	3.6
85	1888	Riesenaugengneis	3.7
86	1888	mylonitischer Riesenaugengneis	2.3
87	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.0
88	1888	(260 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.2
89	1888	(420 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.1
90	1888	(610 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	2.7
91	1948	Riesenaugengneis	3.7
92	2006	Riesenaugengneis	3.7
93	2055	mylonitischer Gneis	5.9
94	2083	Gneis-Reibungsbreccie	3.3
95	2087	Gneis-Reibungsbreccie	3.4
		Mittlere Aktivität der Zone des Riesenaugengneises	3.4
Flasriger porphyrischer granitischer Gneis des Hölltor-Rotguldengneiskernes:			
96	2112	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	2.7
97	2168	biotitreicher Fisch im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	3.9
98	2180	pegmatoide Partie im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	3.6
99	2189	biotitreicher Fisch im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	2.4

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uran-äquivalent in 10 ⁻⁵
100	2236	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.3
101	2268	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.3
102	2314	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.1
103	2360	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.1
104	2425	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.5
		Mittlere Aktivität der Zone des flasrigen porphyrischen granitischen Gneises	3.2
Kluftfüllungen der Haupthitzekluft:			
105	1888	Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.5
106	1888	(200 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.5
107	1888	(200 m im nördlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	3.9
108	1888	(260 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	6.2
109	1888	(320 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	8.2
110	1888	(320 m im nördlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	2.3
111	1888	(370 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.5
112	1888	(420 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.9
113	1888	(450 m im nördlichen Kluftauslängen) Kluftletten	3.6
114	1888	(490 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.2
115	1888	(550 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	7.0
116	1888	(610 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	13.2
117	1888	(15 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.6
118	1888	(25 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.0
119	1888	(50 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	2.2
120	1888	(70 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	10.4
121	1888	(110 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	13.3
122	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.3
123	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	4.7
		Mittlere Aktivität der Kluftfüllung der Haupthitzekluft ...	5.6

Vergleichsmessungen außerhalb des Stollens in den entsprechenden Gesteinszonen obertags:			
1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort	Gestein	Uran-äquivalent in 10^{-6}
124	Linke Talflanke des Naßfelder Achentaales gegenüber dem Stollenmundloch	granosyenitischer Gneis der Romatedecke	10.4
125	Aubichl-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	albitreicher Glimmerschiefer der Woiskenmulde	2.6
126	Aubichl-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	albitreicher Glimmerschiefer der Woiskenmulde	3.1
127	Aubichl-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	aplitischer Gneis der Woiskenmulde .	3.6
128	Linke Naßfelder Talflanke	Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	3.3
129	Rechte Naßfelder Talflanke, Wand über der Evianquelle	Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.1
130	Rechte Naßfelder Talflanke, Wand über der Evianquelle	aplitische Partie im Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.9
131	Böckstein	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.7
132	Hertahöhe	Gneis	3.4
133	Hertahöhe	Gneis	5.3
134	Anlaufftal	Forellengneis	3.7
135	Anlaufftal	Gneis	5.0
136	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Quarz	0.5
137	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Augengneis	3.6
138	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Kluftfüllung	0.8
139	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Gneis	3.6
140	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Gneis	5.0

6. Diskussion der Ergebnisse

Einer Zusammenstellung J. Jolys (L. 31) zufolge ist der durchschnittliche Urangehalt saurer Intrusivgesteine 1.1×10^{-5} , der Thoriumgehalt 2.3×10^{-6} . Das entspricht einem Uranäquivalent von 2.2×10^{-5} . Diesen Wert können wir als Vergleichswert bei der folgenden Beurteilung der Meßergebnisse benutzen:

Eine überdurchschnittliche Aktivität zeigt nur der granosyenitische Gneis der Romatedecke mit einem durchschnittlichen Uranäquivalent von 8.8×10^{-6} , d. i. rund das Vierfache des Durchschnittswertes. Das

mittlere Uranäquivalent der sedimentogenen Phyllit-, Glimmerschiefer- und Gneisgesteine der Woiskenuhle liegt mit 1.8×10^{-5} etwas unter dem Durchschnittswert. Die granitischen Gneise (typische granitische Tauernzentralgneise) des Hölltor-Rotgüldenkernes zeigen ein mittleres Uranäquivalent von 3.3×10^{-5} auf, das sich nur unwesentlich über dem Durchschnittswert befindet.

Das Gesteinsmaterial der Kluffüllung aus der Haupthitzekluft zeigt stellenweise etwas höhere Werte. Aus dem Mittelwert der 19 Proben ergibt sich ein durchschnittliches Uranäquivalent von 5.6×10^{-5} .

Die Gesteinsproben von den Fundorten außerhalb des Stollens (Proben Nr. 124—130) stimmen mit den entsprechenden Stollenproben annähernd überein. Nur die Gneisproben (Nr. 131—133) ergaben höhere Werte als die betreffenden granitischen Gneise im Stollen. Die übrigen Proben aus der Umgebung (Nr. 134—140), die zum Vergleich noch untersucht wurden, liegen ebenfalls nur wenig über dem Durchschnitt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß nur der granosyenitische Gneis einen abnormal hohen Gehalt an radioaktiven Substanzen aufweist, während die übrigen Gesteine vom Durchschnitt nur wenig abweichen. Besonders aktive Gesteinsbereiche wurden nirgends, auch nicht in der Kluffüllung der Gänge, Hitzeklüfte und Mylonitisationszonen, gefunden. Der hohe Em-Gehalt der Stollenluft ist daher nicht durch die Aktivität der Gesteine bedingt.

Die Herkunft der RaEm konnte durch meine systematischen Messungen der Stollenluft, über die an anderer Stelle ausführlich berichtet werden wird, geklärt werden. Die Meßreihe, die sich über 34 Tage mit insgesamt 440 Einzelmessungen erstreckte, ergab einen Zusammenhang zwischen äußerem Luftdruck (Barometerstand) und Verteilung des Em-Gehaltes der Stollenluft längs des Stollenprofils, der nur zu verstehen ist, wenn man annimmt, daß zumindest der Großteil der RaEm aus der offenen Haupthitzekluft bei Stollenmeter 1888 einströmt. Wegen der geringen Aktivität des Kluffüllmaterials ist es sehr wahrscheinlich, daß die RaEm aus stark emanierenden Wässern stammt, die mit den Klüften des Stollens irgendwie in Verbindung stehen. Die hohe Gesteinstemperatur ist wohl auch nur durch die Existenz heißer Wässer zu erklären.

Literatur ¹⁾

1. Amatucci, O.: Sienita di Biella e diorite di Traversella. *Boll. R. Uff. geol. d'It.*, 59, 1934.
2. Angel, F., und Staber, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). *Min. u. petr. Mitt.*, 49, 1937.
3. Angel, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. *Jahrb. d. Universität Graz*, 1940.
4. Becke, F.: Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern. *Zeitschr. f. Kristallogr.*, 62, 1922.
5. Beck-Mannagetta, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. *Jahrb. Geol. Bu. A.* 94, 1950.

¹⁾ Ein ausführliches Verzeichnis der geologischen und petrographischen Arbeiten aus den östlichen Hohen Tauern und verwandter Gebiete ist dem ersten Beitrag zur Kenntnis der Zentralgneisfazies beigegeben; Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, dritte Folge, Band 1, Wien 1948—1950, S. 230.

6. Bowen, N. L.: The granite problem and the method of multiple prejudices. *Memoir Geol. Soc. Amer.*, 23, 1948.
- 6 a. Bowen, N. L., und Tuttle, O. F.: The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . *The Journal of Geology*, 58, 1950.
7. Christa, E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 31, 1931.
8. Cornelius, H. P., und Clar, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). *Abhandl. Zw. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. Bu. A.)*, 25, 1939.
9. Drescher-Kaden, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer Verl., Berlin 1948.
10. Efremov, N.: Die Entwicklung der chemischen Elemente. II. Teil. Skizzen aus der Chemie der Erde im Aspekte der Kernumwandlungen. München 1947.
11. Elster, J. und Geitel, H.: Über Radioaktivität von Erdarten und Quell-sedimenten. *Phys. Z.*, 5, 1904.
12. Erdmannsdörffer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisations-ablauf von Tiefengesteinen. *Chemie der Erde*, 15, 1943.
13. Eskola, P.: Die metamorphen Gesteine. In: Die Entstehung der Gesteine (Ein Lehrbuch der Petrogenese), Berlin 1939.
14. Eskola, P.: The nature of metasomatism in the processes of granitization. *Report Int. Geol. Congr.* 18. Sess., 1948.
15. Exner, Ch.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beitr. Zentralgneisfazies I). *Tscherm. Min. u. petrogr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1949.
16. Exner, Ch.: Beryll(Aquamarin)-Funde aus der Goldberggruppe in Kärnten. *Der Karinthia*, 6, 1949.
17. Exner, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 93, 1949.
18. Exner, Ch.: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. *Anz. Öst. Akad. Wiss.* 1949.
19. Exner, Ch.: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein- und Rauristal (Beitr. Zentralgneisfazies II). *Sitzber. Öst. Akad. Wiss., m.-n. Kl.*, I, 158, 1949.
20. Exner, Ch.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein (Beitr. Zentralgneisfazies III). *Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte*, 95, 1950.
21. Exner, Ch.: Bericht über lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gold-erzgebiet bei Badgastein. *Verh. Geol. Bu. A. (im Druck)*.
22. Frasl, G.: Geologischer Aufnahmebericht aus dem Oberpinzgau. In: L. Kober, Bericht über Arbeiten des Geologischen Instituts der Universität Wien. *Verh. Geol. Bu. A. (1948)*, 1950.
23. Ghika-Budesti, St.: Les Carpates méridionales centrales. *Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoï. Anuar. Inst. Géol. Roumanie*, 20, 1939.
24. Grout, F. F.: Formation of igneous-looking rocks by metasomatism: a critical review and suggested research. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 52, 1941.
25. Grout, F. F.: Origin of granite. *Memoir Geol. Soc. Amer.*, 23, 1948.
26. Heissel, W.: Aufnahmebericht auf Kartenblatt: St. Johann i. Pongau. *Verh. Geol. Bu. A. (im Druck)*.
27. Hirschi, H.: Radioaktive Messungen in bezug auf Uranlagerstätten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 26, 1946.
28. Hirschi, H.: Radioaktivität und ihre Erscheinungen am Mittagduhgranit. Eine randliche Intrusion im Aaremassiv bei Guttanen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, 1948.
29. Hügi, Th.: Zur Petrographie des östlichen Aaremassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 21, 1941.

30. Joly, J.: On a method of investigating the quantity of radium in rocks and minerals. *Phil. Mag.* (6), 22, 1911.
31. Joly, J.: *Nature*, 114, 1924.
32. Kieslinger, A.: *Geologie und Petrographie der Koralpe*, VII. Eklogite und Amphibolite. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, I, 137, 1928.
33. Kieslinger, A.: *Ganggesteine im Zentralgneis am Zirnsee, Kärnten*. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 86, 1936.
34. Kirsch, G.: *Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Badgastein*. *Badgast. Badeblatt* 1939 (unverändert wiederabgedruckt im *Badgast. Badeblatt* 1950).
35. Kober, L.: *Das östliche Tauernfenster*. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, 98, (1920) 1922.
36. Kober, L.: *Vom Bau der Erde zum Bau der Atome*. Wien 1949.
37. Köhler, A.: *Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern*. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 36, 1923.
38. Köhler, A.: *Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1948.
39. Korjinsky, D. S.: *Mobility and inertness of components in metasomatism*. *Acad. Sc. U. S. S. R., Bull. ser. geol.*, 1, 1936.
40. Leitmeier, H.: *Über die Entstehung der Kluftminerale in den Hohen Tauern*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1950.
41. Leitmeier, H.: *Einführung in die Gesteinskunde*. Wien 1950.
42. Mache, H., und Bamberger, M.: *Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauern隧nns und über die Gasteiner Thermen*. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, II a, 123, 1914.
43. Mache, H.: *Über die Entstehung radioaktiver Quellen*. *Mitt. Alpenländ. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien)*, 34, 1941.
44. Niggli, P.: *Gesteine und Minerallagerstätten, I. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten*. Basel 1948.
45. Novarese, V.: *Il sistema eruttivo Traversella — Biella*. *Mem. Carta geol. d'It.* 1943.
46. Paulitsch, P.: *Zwei Hornblendens aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1948.
47. Perrin, R., und Roubault, M.: *On the granite problem*. *Journ. of Geol.*, 57, 1949.
48. Picciotto, E. E.: *L'étude de la radioactivité des roches par la méthode photographique*. *Bull. Soc. belge de Géol. usw.* 58, 1949.
49. Ramberg, H.: *Titanic iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies*. *Econom. Geol.*, 43, 1948.
50. Ramberg, H.: *The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins*. *Journ. of Geol.*, 57, 1949.
51. Read, H. H.: *Granites and granites*. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 28, 1948.
52. Rein, G.: *Die petrogenetische Stellung des Orthits im kristallinen Grundgebirge des mittleren Schwarzwaldes*. *Mitt. Badischer Geol. Land. Anst.* 1947 (nach einem Referat von H. Schneiderhöhn im *Neuen Jahrb.*).
53. *Report of the Committee on the measurement of geological time*. *Nat. Res. Council. Washington* 1949.
54. Reynolds, D. L.: *The association of basic „fronts“ with granitization*. *Sci. Prog.*, 35, 1947.
55. Rosenbusch, H., und Osann, A.: *Elemente der Gesteinslehre*, 4. Aufl., Stuttgart 1923.
56. Rössner, H.: *Über den Radiumgehalt der Gesteine des Gleiinalpenkernes*. *Min. u. petr. Mitt.*, 44.
57. Sander, B.: *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil*. Wien 1948.

58. Scheminzky, F.: Der Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein und seine unterirdische Therapiestation. Badgast. Badeblatt 1950.
59. Scheumann, K. H.: Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgs-gneises. Min. u. petr. Mitt. 42, 1932.
60. Schwinner, R.: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. R. f. Bodenf., Zw. Wien (Geol. Bu. A.) 1940.
61. Staber, R.: Die hellen Intrusivgesteine und Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Unveröffentl. Dissertationsarbeit. Univ. Graz, 1936.
62. Stark, M.: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit. Chemie der Erde, 10, 1936.
63. Termier, P.: Sur le sphène de la syénite du Lauvitel (Isère). Bull. Soc. Min. Fr., 19, 1896.
64. Trener, G. B.: Die Radioaktivität des Bodens und der Quellen in der Umgebung von Meran. Zeitschr. f. physik. Therapie, Bäder- u. Klimaheilk., 2. Jahrg., 1949.
65. Turner, F. J.: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Mem. Geol. Soc. Amer., 30, 1948.
66. Wager, R.: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. IX. Über die Kinzigitgneise von Schenkenzell und die Syenite vom Typ Erzenbach. Sitzber. Heidelberg. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 1938.
67. Weber, A.: Der Radiumgehalt der Gesteine aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., II a, 145, 1936.
68. Weber, F.: Über den Kalisyenit des Piz Ginf. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, n. L., 14, 1904.
69. Wegmann, E. Transformations métasomatiques et analyse tectonique. Report Int. Geol. Congr. 18. Sess. 1948.
70. Weinschenk, E.: Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abhandl. k. Bayr. Akad. Wiss., II. Kl., 22, 1903.
71. Wilson, R. W.: Heavy accessory minerals of the Val Verde tonalite. Amer. Mineral., 22, 1937.
72. Winkler-Hermaden, A.: Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Jahrb. Geol. Bu. A., 76, 1926.