

**Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug
(Bergsträßer Odenwald)**

Von

HENNER BARTH

Hannover

Mit 16 Abbildungen, 11 Tabellen und 8 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1972

IN DIESER REIHE BISHER ERSCHIENEN :

- 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf., vergriffen.
- 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf., vergriffen.
- 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf., DM 5,-.
- 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf., DM 7,50.
- 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf., DM 20,-.
- 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf., DM 7,-.
- 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf., DM 6,-.
- 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab., DM 12,50.
- 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., DM 17,-.
- 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf., DM 8,-.
- 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., DM 5,50.
- 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf., DM 12,-.
- 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., DM 12,60.
- 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf., DM 18,60.
- 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf., DM 5,-.
- 18: BEDERKE, E., u. a.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab., DM 13,-.
- 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., DM 8,-.
- 20: PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf., DM 9,80.
- 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefen des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf., DM 30,-.
- 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 20,-.
- 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb., DM 8,-.
- 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab., DM 14,-.
- 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf., DM 20,-.
- 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf., DM 10,-.
- 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf., DM 5,60.
- 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf., DM 15,-.

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 66

**Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug
(Bergsträßer Odenwald)**

Von

HENNER BARTH

Hannover

Mit 16 Abbildungen, 11 Tabellen und 8 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1972

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	66	85 S.	16 Abb.	11 Tab.	8 Taf.	Wiesbaden 1972
--------------------------------	----	-------	---------	---------	--------	----------------

Mit der Schriftleitung beauftragt:

Regierungsdirektor Dr. ARNOLD RABIEN, ALBERT KARSCHNY

Hessisches Landesamt für Bodenforschung

62 Wiesbaden, Leberberg 9

Kurzfassung: Der Felsberg-Zug im Bergsträßer Odenwald wird aufgebaut von metamorphen und magmatischen Gesteinen (Amphiboliten; Gabbros, Dioriten, Quarzdioriten, Granodioriten) sowie von granitoiden Mischgneisen (Hbl-Bt-Gneisen, Bt-Gneisen).

Einer Beschreibung des allgemeinen Gesteinscharakters, des Mikrogefüges und des qualitativen Mineralbestandes mit den optischen Eigenschaften der vorherrschenden Minerale folgen Integrationsanalysen und gesteinschemische Untersuchungen sowie die Umrechnung der Analysen in NIGGLI-Werte, normativen Mineralbestand und BARTH-Standardzelle.

Aufbauend hierauf werden Probleme der Edukte der Amphibolite diskutiert sowie die pT-Bedingungen der metamorphen Mineralfazies und die wahrscheinlichen Liquidus-Temperaturen der Magmen ermittelt und diskutiert. Für eine Anzahl petrologischer Prozesse wird geochemisch Stoff-Bilanz gezogen, um abschließend Probleme der Petrogenese von Quarzdiorit und Granodiorit zu diskutieren.

Abstract: The Felsberg-Range in the Bergstrasse region of the Odenwald Mts. consists of metamorphic and magmatic rocks (amphibolites; gabbros, diorites, quartzdiorites, granodiorites) and of granitoid gneisses (hornblende-biotite-gneisses, biotite-gneisses).

Some new quantitative analyses of the mineral contents and also some chemical analyses of the common rock types follow the descriptions of the petrographical characteristics and the optical data of the essential minerals. The results of the chemical analyses are converted into geochemical parameters according to NIGGLI and to BARTH.

Based on these descriptions problems about the parent rocks of the amphibolites are discussed. The pT-conditions of the mineral facies of the metamorphic rocks as well as the probable magma temperatures of the quartzdiorite and the granodiorite are determined. Finally for a number of petrological processes the quantitative geochemical values are being balanced in order to discuss the problems about the petrogenesis of the quartzdiorite and the granodiorite.

Inhalt

1. Einleitung	6
2. Abriß der Geologie	8
3. Petrographie und qualitativer Mineralbestand	9
3.1. Amphibolit, Bt-Amphibolit und Q-Bt-Amphibolit (msh-Serie)	9
3.2. Gabbro und Diorit	14
3.3. Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis	20
3.4. Bt-Gneis und Granodiorit	23
4. Quantitativer Mineralbestand	29
5. Gesteinschemische Untersuchungen	31
6. Vergleich der Äquivalentnorm mit dem modalen Mineralbestand	40
7. Hinweise auf die Edukte der Metamorphite	42

8. Metamorphe Mineralfazies der Amphibolite	46
9. Die pT-Bedingungen der Metamorphose und die Liquidus-Temperaturen der Magmen	49
10. Geochemische Stoffbilanz und die Herkunft der Magmen	51
Tabelle 1 bis 11	60
11. Zusammenfassung	78
12. Summary	79
13. Schriftenverzeichnis	82

1. Einleitung

Der Felsberg-Zug liegt im NW Bergsträßer Odenwald und bildet nach N hin den Abschluß der SW-NE streichenden Bergzüge des mittleren Odenwaldes, in denen Metamorphite (Amphibolite u. a.), Diorite bzw. Gabbros und Granodiorite wiederholt miteinander wechseln bzw. sich gegenseitig durchdringen (Abb. 1).

Der Felsberg-Zug reicht von der Bergstraße im SW (Bensheim-Auerbach) bis zum Becken von Beedenkirchen-Brandau im NE (Allertshofen-Hoxhohl). Im SE wird er von Dioriten und Gabbros des Diorit-Hauptzuges, im NW vom Granodiorit des Melibokus und des Zwingenberg-Reinheimer Zuges begrenzt.

Wegen seiner exponierten Hoehlage (NN + 513,8 m), mit der er sich weithin sichtbar über die Höhen beidseitig der Hutzelstraße im N (NN + 440,1 m) und über das Lautertal im S (NN + 197,6 m) erhebt, ist er verhältnismäßig gut aufgeschlossen.

Der auffällige Gegensatz zwischen dem Quarzdiorit der SE-Hänge und dem Granodiorit der NW-Hänge war deswegen in seinen Grundzügen schon SEIBERT u. LUDWIG (1863), CHELIUS (1899) und KLEMM (1917) bekannt, welche die geologische Aufnahme dieses Gebietes besorgten.

In der geologischen Literatur gaben die ungelösten Verbandsverhältnisse auf dem Kamm des Bergzuges sowie der auffällige Gneis-Charakter des Granodiorites, dem zahlreiche Schollen metamorphen Gesteins eingeschaltet sind, Anlaß zu wiederholten Diskussionen.

Nachdem Verf. im Zusammenhang mit einer geologischen Aufnahme des N anschließenden Zwingenberg-Reinheimer Zuges im Rahmen einer Diplom-Arbeit (BARTH 1966) in der Kammzone des Bergzuges auf Amphibolit in geschlossenem Gesteinsverband (msh-Serie) gestoßen war, nahm er dies zum Anlaß einer geologischen und petrologischen Untersuchung über den Quarzdiorit und den Granodiorit des Felsberg-Zuges (Diss. BARTH 1970).

Die geologischen Ergebnisse dieser Untersuchung sind als Karte im Maßstab 1:25000 mit Kartierbericht an anderer Stelle veröffentlicht (BARTH 1972).

Einige sich im Rahmen der Untersuchung zwangsläufig ergebende Beiträge zur Geologie des Auerbacher Marmors sind zur Veröffentlichung ebenfalls abgetrennt worden (BARTH 1971). Obwohl der Auerbacher Marmor nicht Objekt dieser Untersuchung war, ergab sich eine neue Deutung seiner Metamorphose aus dem regional-geologischen Zusammenhang mit den Amphiboliten des Felsberges: Der bislang als „kontaktmetamorph“ beschriebene Auerbacher Marmor (msk-Serie) verdankt wie

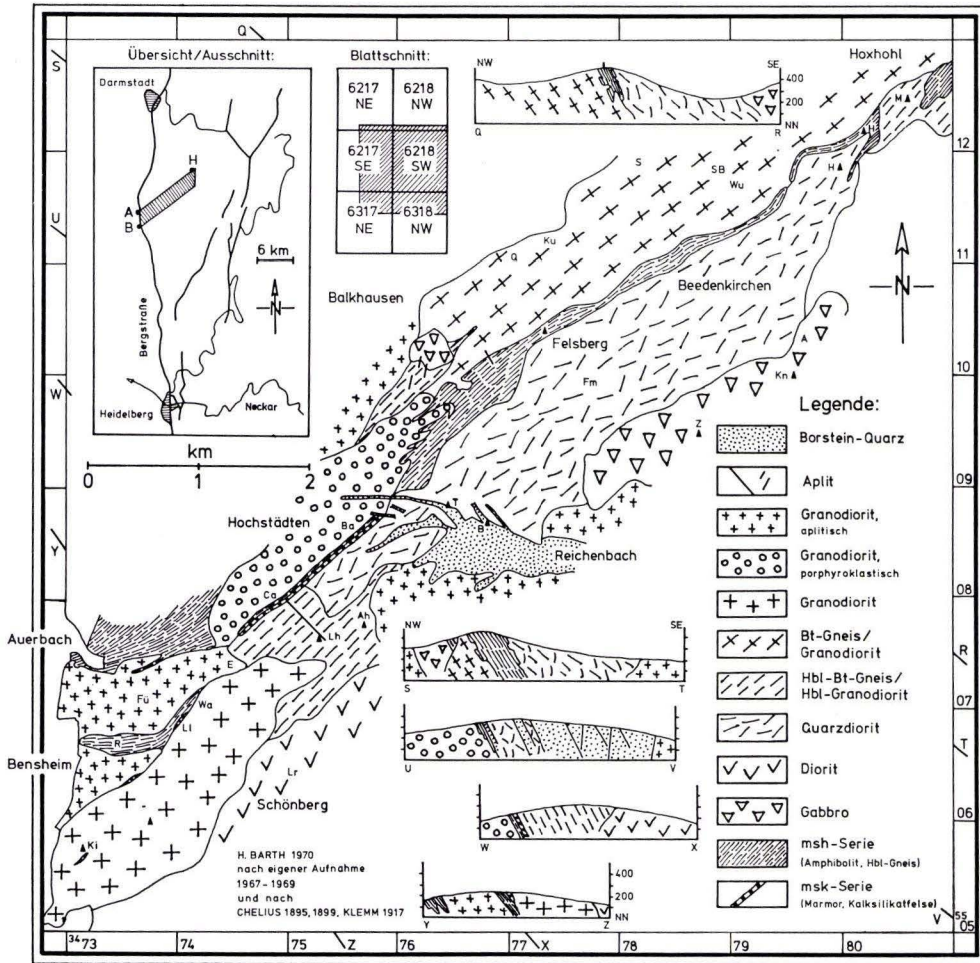


Abb. 1. Geologische Karte des Felsberg-Zuges zwischen Bensheim-Auerbach und Hoxhohl im NW Bergsträßer Odenwald. — A = Almen, Ah = Amalienhöhe, B = Borstein, Ba = Bangertshöhe, Ca = Marmoritwerk Hochstädten, E = Eremitage, Fm = Großes Felsenmeer (Altarstein, Riesensäule etc.), Fü = Fürstenlager, H = Hasenberg, Ki = Kirchberg, Kn = Knorz, Ku = Kuralpe, Lh = Ludwigshöhe, Ll = Ludwigslinde, Lr = Ludwigsrast, Q = Quattelbach, R = Weinberge Im Rod, S = Staffel, SB = Schmal-Beerbach, T = Teufelsstein, Wa = Waldhaus, Wu = Wurzelbach, Z = Zehnes.

der Amphibolit seine metamorphe Natur einer Regionalen Thermo-Dynamometamorphose mit mäßig temperierter Almandin-Amphibolit-Fazies als maximales Stadium (vgl. Abs. 8/9).

Vorliegende Untersuchung entstand 1967–1970 am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Heidelberg und geht auf eine dankenswerte Anregung von Herrn Prof. Dr. E. NICKEL, Fribourg/Schweiz, zurück. Den Herren Prof. Dr. G. C. AMSTUTZ

und Prof. Dr. W. SIMON, Heidelberg, danke ich für ihr Interesse an dieser Arbeit, für vielseitige Unterstützung und die Durchsicht des Manuskriptes.

Vorliegende Untersuchung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Insbesondere stellte die DFG Sachmittel zur Anfertigung der gesteinschemischen Analysen zur Verfügung. Die Stiftung Volkswagenwerk gewährte mir ein Doktoranden-Stipendium, die Universität Heidelberg ein Kurzstipendium aus Mitteln des Kultusministeriums.

2. Abriß der Geologie

In zeitlicher und räumlicher Gliederung ergab sich folgende Einteilung der Gesteine des Felsberg-Zuges und seiner unmittelbaren Nachbarschaft (vgl. BARTH 1972):

Pleistozän (Löß) und Holozän (Alluvium)

Ne-Basalt von Hochstädten (tertiär)

Borstein-Quarz (posttriadisch)

Ganggefolgschaft

Synkinematische Granodiorit-Aplite

Gang-Aplite (Leuko-Monzogranit-Aplite)

Pegmatite

Lamprophyre (Glimmer-Minette)

Milchquarz-Gänge

Diaphthoritische Hbl-Gneise und Hbl-Poikilit-Felse sowie andere Gesteine tektonischer Zerrüttungszonen

Die Gesteine der Felsberg-Kammzone

Die Gesteine des Gebietes Auerbach/Fürstenlager—Hochstädten—Balkhausen

Granodiorit (sudetisch); Überprägter und granitisierter Altbestand

Granodiorit von Bensheim

Granodiorit von Hochstädten

Q-Bt-Amphibolit im Granodiorit des Felsberg-NW-Hanges

Hbl-Bt-Gneis

Bt-Gneis und Granodiorit von Felsberg-NW-Hang—Allertshofen/Hoxhohl

Quarzdiorit (sudetisch)

Quarzdiorit von Teufelsberg—Felsberg-SE-Hang—Hasenberg-S-Gipfel

Gabbro und Diorit (bretonisch ?/sudetisch)

Hbl-Poikilit-Gabbro, Hbl-Poikilit-Diorit vom Felsberg-W-Hang

Bt-Hbl-Poikilit-Gabbro von Zehnes—Knorz—Almen

Q-Bt-Diorit von Schönberg—Wilmshausen

Metamorpher Altbestand (prävariscisch ?/altpaläozoisch)

Marmor und Kalksilikatfelse (msk-Serie) von Auerbach—Hochstädten

Amphibolite (msh-Serie) von Heinzenwald—Felsberg—Hasenberg

Bt-Amphibolite im Quarzdiorit des Felsberg-SE-Hanges (Hahlwald).

Nur insoweit ein unmittelbarer geologischer Zusammenhang zu Quarzdiorit und Granodiorit besteht und für die Klärung der Petrogenese wichtige petrologische Beziehungen zu Quarzdiorit und Granodiorit zu vermuten waren, wurden die o. a. Gesteine mikroskopisch untersucht. Eine vollständige geologische Bestandsaufnahme,

auf makroskopischer Beobachtung beruhend, wurde in gedrängter Form an anderer Stelle gegeben (BARTH 1972).

Die Ergebnisse der mikroskopischen wie auch der petrologischen Untersuchungen auf gesteinschemischer Grundlage werden fortfolgend ausgeführt.

Dabei wurde in Abweichung von der geologischen (zeitlich/räumlichen) Gliederung folgende petrographisch/geochemische Einteilung der in Betracht kommenden Gesteine eingehalten und die geologische Einteilung erst zum zweiten Gliederungsprinzip erhoben:

Amphibolit, Bt-Amphibolit und Q-Bt-Amphibolit (msh-Serie)

Gabbro und Diorit

Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis

Bt-Gneis und Granodiorit.

Aufgrund der geologischen Untersuchungen war zu erkennen, daß der Q-Bt-Amphibolit nicht wie der Amphibolit unveränderter metamorpher Altbestand sein kann. Da er nur in Form von Schollen im Granodiorit auftritt, große Härte und splittrigen Bruch zeigt, lag es nahe, ihn als Kontaktfels zu verstehen. KLEMM (1917) deutete ihn als kontaktmetamorphen „Hornfels“, BARTH (1968, 1970, 1972) als polymetamorphen Kontaktfels (kontaktmetamorph überprägter regionalmetamorpher Amphibolit).

Die Hbl-Bt-Gneise wurden bei der Kartierung als Mischgneis (composite gneiss) quarzdioritischen Charakters erkannt, bestehend aus amphibolitischem Altbestand und granodioritischer Zufuhr. In gleichem Sinne wurden die Bt-Gneise als Mischgneis (mixed gneiss) granodioritischen Charakters aufgefaßt und ihr komplexer Zusammenhang mit dem autochthonen Granodiorit des Felsberg-NW-Hanges herausgestellt (BARTH 1972).

3. Petrographie und qualitativer Mineralbestand

3.1. Amphibolit, Bt-Amphibolit und Q-Bt-Amphibolit (msh-Serie)

Zur msh-Serie gehören folgende Gesteinstypen:

Amphibolit, massig bis Amphibolit-Schiefer, feinkörnig bis kleinblastisch. Selten homophan und schwarz, meist inhomophan-schlierig, schwarz und weiß durchwoben von diffus fleckigem, adrig-netzförmigem oder gefaltetem, stets kongruentem Leukosom; meist mit Biotit, oft mit Diopsid, diopsidischem Augit, poikiloblastischer Hornblende, Epidot.

Biotit-Amphibolit. Massig-homophan, kleinblastisch; schwarz, weiß gesprenkelt, mit reliktschen Plagioklas-Porphyrklasten und fortschreitender Biotit-Blastese; Schollen im Quarzdiorit, in Auflösung begriffen.

Quarz-Biotit-Amphibolit. Kristallisationschiefrig, feinkörnig und von schwarzer Farbe; teils splittrig hart und an den Kanten Hornfels-artig durchscheinend („Hornfelse“ KLEMMs), teils massig-felsitisch („Glimmer-Quarzite“ KLEMMs), teils dynamometamorph verschiefert („Schiefrige Hornfelse“ KLEMMs); Schollen im Granodiorit; Gesteinsgrenze schlierig-diffus oder unmittelbar scharf, tektonisch überfahren bis mylonitisiert, deshalb „Gang-förmig“ bzw. „Brett-förmig“ herauswitternd; oft Chlorit- oder Epidot-führend, z. T. mit Biotit-Blastese.

Die Amphibolite zeigen u. d. M. keine Besonderheiten, sondern ein eintöniges grano- bis lepidoblastisches Gefüge von Plagioklas und gemeiner grüner Hornblende (Taf. 1 Fig. 1; Taf. 5 Fig. 1). Plagioklas erreicht in den feinkörnigen Gesteinen 0,1–0,5 mm, Hornblende 0,5–1,5 mm Größe. Alle anderen Komponenten treten nur akzessorisch auf: körnige Erzminerale und idiomorph kurzprismatischer Apatit als poikilitische Einschlüsse in der Hornblende, Apatit auch zwischen den gedrun- genen Plagioklasen; Biotit als sukzessive Vertretung der Hornblende (Taf. 5 Fig. 3); Quarz in Form kleiner, gerundeter Körner in den spärlichen Restzwickeln und als aggressiver Quarz zusammen mit Kalifeldspat. Nur Diopsid, helle, klare Kristalle wie im Marmor, kann neben Hornblende treten oder diese bei gleichzeitiger, sprunghafter Zunahme des Erzmineral-Anteiles völlig ersetzen bzw. lagenweise mit Hornblende wechseln. Amphibolite, in denen Diopsid gegenüber Hornblende vorherrscht, sind selten, dienen aber als wichtiger Hinweis auf die enge Verwandtschaft der msh-Serie des Felsberges mit der msk-Serie von Auerbach – Hochstädten. Häufiger als Diopsid ist gemeiner Augit mit randlicher Pseudomorphosierung in poikiloblastische Hornblende, mit interner Zersetzung in uralitische Hornblende und Chlorit.

Im Quarzdiorit des Felsberg-SE-Hanges und ganz vereinzelt im Granodiorit des NW-Hanges fallen Amphibolit-Schollen und -Xenolithen auf, die massig und richtungslos feinkörnig sind und in einer schwarzen Grundmasse bis 5 mm große Plagioklas-Porphyrklasten mit oder ohne Fließregelung zeigen. Im Quarzdiorit des Hahlwaldes zeigen sie randlich sukzessive Gefüge-Auflockerung und Übergang in Quarzdiorit. Der Bt-Amphibolit zeigt u. d. M. eine sperrige Grundmasse von xenomorphen Biotit- und Hornblende-Leisten, die jedoch kein ophitisches Gerüst bilden. Die dunklen Minerale wechseln in dem richtungslosen Gefüge mit Plagioklas-Porphyrklasten, Quarz- und Erzmineral-Körnern (Taf. 1 Fig. 3). Quarz und Plagioklas sind eng verzahnt und haben buchtige Korngrenzen. Nirgends zeigt die Grundmasse blastische, d. h. metamorphe Gefüge-Merkmale. Die Plagioklas-Porphyrklasten zeigen polysynthetische Zwillings-Lamellen, sind zonar und vom Kern her zersetzt und korrodiert. Gelegentlich durchsetzen die Mineralien der Grundmasse die Plagioklas-Porphyrklasten vollkommen. Randlich unzersetzte Plagioklas-Porphyrklasten herrschen jedoch vor. Sie sind peripher von runden Schmelzkörnern der Grundmasse (Mikrolithen) durchsetzt, die zuweilen in einem deutlichen Reaktionssaum angereichert sind (Taf. 8 Fig. 12), der den zonaren Kern-Plagioklas von einem schmalen Saum aus Hüll-Plagioklas trennt. Das Wachstum der Zwillinge setzt sich aber durch den Reaktionssaum von Kern- und Hüll-Plagioklas fort. Die mafischen Mineralien des Bt-Amphibolites sind mehr oder weniger hydrothermal zersetzt; Augit koexistiert mit poikiloblastischer Hornblende und Biotit, wobei alle drei Mineralien mehr oder weniger stark umgewandelt wurden. An Sekundär-Mineralien nach Klinopyroxen sind blasse uralitische Hornblende und Talk zu nennen. Grüner Chlorit ist koaxial mit Hornblende und Biotit verwachsen. Beim Biotit tritt gelegentlich opacitischer Zerfall ein. Vorherrschend ist dagegen ein Umwandlungs-Prozeß des Biotits, bei dem entlang der Spaltrisse spindelförmige Aggregate von Pumpellyit (MEISL 1970) oder Prehnit z. T. vergesellschaftet mit Epidot, Klinozoisit, Karbonaten (Calcit, Magnesit, Siderit), Limonit und Quarz mit Körnern von Leukoxen und Spinell ausgeschieden wurden.

Die Q-Bt-Amphibolite werden u. d. M. charakterisiert durch ein 0,1–0,2 mm körniges, lepidoblastisches Gefüge von braunem Biotit, breiter, ausgefranter grüner Hornblende, gedrungenem Plagioklas und Quarz (Taf. 1 Fig. 2; Taf. 5 Fig. 3). In der Grundmasse liegen einzelne korrodierte Plagioklase von 0,5–1,0–2,5 mm Größe (Taf. 1 Fig. 2). Epidot, Diopsid und Uralit-Pseudomorphosen nach Augit treten untergeordnet auf. Erzmineral-durchstäubte Hornblende oder Erzminerale, in zahlreichen Körnern der Grundmasse eingelagert, sind Hinweise auf die pyroxenitische Vorstufe der Hornblende. Die Paralleltexur des Gesteins ist schlecht entwickelt, wenn Biotit und Hornblende nebeneinander auftreten. Die Hornblende kann aber weitgehend bis völlig durch Biotit ersetzt werden. Das Gestein zeigt dann eine ausgeprägte Kristallisations-Schieferung und ist magnetit-arm. Bei höherer Farbzahl des Gesteins werden die granoblastischen Hornblenden durch Bahnen von Biotit-Leisten zu einem mafischen Maschengerüst verbunden. Gelegentlich wird die Grundmasse von rupturrellen Bahnen durchzogen, von denen aus ein lauchgrüner Chlorit mit anormal brauner Interferenz-Farbe xenoblastisch in das Gewebe der Grundmasse eingesproßt ist. Hornblende, Biotit und Erzminerale sind als Normal-Paragenese zu verstehen, während Hornblende, Chlorit und Erzminerale tektonische Durchbewegung anzeigen. In anderen Gesteinen treten lauchgrüne, quarz-durchlöchernde Holo-blasten von Hornblende auf, die in die Grundmasse eingeregelt, korrodiert und von Biotit-Leisten umflossen sind (Porphyroklasten, Taf. 5 Fig. 4; Taf. 6 Fig. 7). Ein lagiger Wechsel Biotit-Hornblende ist in diesen Gesteinen meist festzustellen. Andere Gesteine sind klein- bis mittelkörnig und haben einen Grundmasse-Plagioklas bis 1,5 mm, der von Biotit-Girlanden mit einzelnen Hornblenden umflossen wird. Diese Gesteine haben quarzdioritischen Phänotyp und sind als Relikte eines aufgelösten Gesteinsverbandes von Hbl-Bt-Gneis zu verstehen.

In tektonischen Zerrüttungszonen, wie es der Kamm des Felsberges und die Talung von Auerbach—Hochstädten—Balkhausen sind, treten Gesteine auf, die der msh-Serie angehören und vom Granodiorit zu Mischgesteinen überprägt wurden. Diaphthoritische Hbl-Gneise und Hbl-Poikilit-Felse neben Granodiorit in feinkörnig-aplitischer Randfazies herrschen vor (BARTH, 1970, 1972).

Nach FRIEDRICH (1954) und D. KLEMM (1960) zeichnen sich diese Gesteinstypen durch folgende Mineralführung aus:

Hornblende (grün, stark pleochroitisch) mit $ZAC = 24^\circ$ im Schnitt (010) in den Amphiboliten, mit $ZAC = 20-10^\circ$ im Schnitt (010) in den Hbl-Schiefern (Grammatit, Aktinolith); Plagioklas (Anorthit 30–50%), Quarz, Biotit; Orthoklas-Mikroklin, Diopsid; Akzessorien (Apatit, Titanit, Erzminerale, Zirkon), Sekundär-Minerale (Sericit, Calcit, Chlorit, Epidot).

Die Mineralparagenese der Amphibolite bis Q-Bt-Amphibolite ist im wesentlichen von nachstehendem Mineralbestand gekennzeichnet:

Hauptgemengteile: Plagioklas (Andesin), grüne tschermakitische Hornblende, rotbrauner Biotit (Meroxen), braungrüner Biotit (Lepidomelan), Quarz.

Nebengemengteile: Plagioklas (Labrador, Oligoklas), Kalifeldspat, Klinopyroxen (diopsidischer Augit, Diopsid-Hedenbergit), aktinolithisch-uralitische Hornblende, grüner Chlorit mit anormal brauner und blauer Interferenz (Klinochlor-Pennin), grüner Chlorit mit anormal rotvioletter Interferenz (Prochlorit), Epidot,

Klinozoisit, Pumpellyit, Prehnit, Muscovit-Sericit, Hämatit, Limonit, Ca-Mg-Fe-Karbonate, Tonminerale.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil, Leukoxen, Orthit, Granat, Magnetit, Ilmenit.

Plagioklas: Zwei Typen von Plagioklas sind in den Amphiboliten deutlich zu unterscheiden: Grundmasse-Plagioklas (Abb. 2 Fig. 1–12) und Plagioklas-Einsprenglinge (Abb. 4). Die Grundmasse-Plagioklase lassen bei ihrer geringen Größe von 0,1–0,2, maximal 0,5 mm keine Zonierung erkennen. Es sind kantengerundete, meist klare Körner, die zuweilen im Kern geringfügige Saussuritisierung zeigen. Spaltbarkeiten sind schlecht zu erkennen. Polysynthetische Zwillings-Lamellierung ist selten, einfache Zwillinge häufig. Vorherrschend aber sind unverzwilligte Plagioklase.

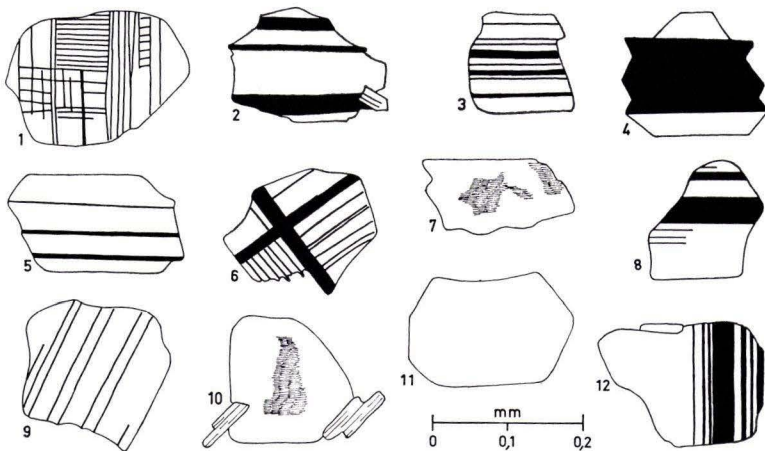


Abb. 2. Plagioklase (Andesine) aus Amphibolit bis Q-Bt-Amphibolit. — Halbschematische Zeichnung u. d. M.

Die Plagioklase der Amphibolite des Odenwaldes wurden von SCHUBERT (1966: 45–50) untersucht. In vorliegender Arbeit wurden nur einige Kontroll-Messungen des An-Gehaltes durchgeführt. Sie ergaben durchschnittlichen An-Gehalt von 26–39–54%. Diesem Mittel liegen 12 Messungen an Zwillingen nach dem Albit- und dem Periklin-Aklin-Gesetz zugrunde.

Vom Grundmasse-Plagioklas völlig abweichend sind die Plagioklas-Einsprenglinge, die etwa fünfmal größer sind. Meist sind es Porphyroklasten (Abb. 4 Fig. 21 bis 25), die eine fortgeschrittene Saussuritisierung zeigen, die vom Kern her oder von basischen Zonen aus den gesamten Plagioklas erfaßte. Die saussuritisierten Porphyroklasten sind vom Rand her korrodiert, von Chlorit und Karbonaten (Taf. 7 Fig. 7), zuweilen sogar von Grundmasse-Plagioklas durchsetzt, so daß sie nicht selten als einheitliche Individuen schwer zu erkennen sind. In den Bt-Amphiboliten des Hahlwaldes enthält der Plagioklas randlich Mikrolithen; Plagioklas und Gestein zeigen dann Ähnlichkeiten mit den Gabbros von Zehnes–Knorz–Almen.

Anorthit-Bestimmungen an Plagioklas-Porphyroklasten konnten nicht durchgeführt werden, aber der Zonarbau und die morphologischen Hinweise machen klar, daß es sich hierbei um anorthit-reichen reliktschen Plagioklas (Labrador) einer basisch-magmatischen Paragenese handelt (Hinweis auf diabas-porphyrisches Edukt der Amphibolite). Von den reliktschen Labrador-Porphyroklasten zu unterscheiden sind jüngere, in den Q-Bt-Amphiboliten des Felsberg-NW-Hanges auftretende Oligoklas-Porphyroklasten (Abb. 4 Fig. 39). Diese besitzen zwar auch einen saussuritierten, basischen Kern, aber eine klare, wohlumgrenzte Peripherie. Die Oligoklas-Porphyroklasten sind in s der Kristallisations-Schieferung eingeregelt. Zwischen den einzelnen Klasten bilden Hornblende und Biotit schmale Zöpfe und Bestege. Nach der Methode REINHARD (1931: 63–72) wurde der klare Hüll-Plagioklas unter dem UD-Tisch bestimmt zu 24–29–35% Anorthit (6 Messungen); der Hüll-Plagioklas der Porphyroklasten besteht mithin aus basischem Oligoklas.

Hornblende: Die gemeine grüne Hornblende der Amphibolite ist von kräftigem Pleochroismus: blaß-oliv //x, kräftig-olivgrün //y, tief-lauchgrün bis schmutzignoosgrün //z, wobei wobei $x < y < z$ ist. Die Auslöschungsschiefe im Schnitt //(010) ist 14–16–21°. Der optische Achsenwinkel liegt bei 78–72–69°, was im Fe^{2+} :Mg-Verhältnis einem Fe^{2+} (Mn, Ti)-Gehalt von ca. 35–40% entspricht (vgl. normatives Verhältnis von 37% Fe). Zum optischen Verhalten gab SCHUBERT (1966: 68–69) hiermit übereinstimmende Angaben. Chemisch bestimmte SCHUBERT die grüne Hornblende als gemeine tremolitische (= grammatitische) Hornblende, erklärte jedoch damit nicht die kräftige Eigenfarbe sowie den starken Pleochroismus. (Die Aktinolith-Reihe ist sehr blaß, der eisen-arme Grammatit praktisch farblos!)

Die gemeine grüne Hornblende ist optisch nicht einwandfrei zu bestimmen, da sie geochemisch sehr variabel ist. Aktinolith-, Hastingsit-, Pargasit-, Edenit- und Tschermakit-Komponente vertreten einander sukzessive bis nahe 50 Mol-%, so daß „magmatische“ Hastingsit-Reihe und „metamorphe“ Tschermakit-Reihe sich einander angleichen. Auch stimmen die optischen Daten im Rahmen der erreichbaren Genauigkeit überein. Die metamorphe Paragenese spricht für eine tschermakitische Hornblende.

Örtlich treten in Amphiboliten Blasen von gemeiner grüner Hornblende neben die lepidoblastische Hornblende oder sie ersetzen diese, besonders in den Q-Bt-Amphiboliten des Felsberg-NW-Hanges. Die Hornblende-Holoblasten zeigen Korrosions-Erscheinungen, Extern-Rotation und ähnliche Anzeichen einer spät- bis postkristallinen Einregelung in s der Kristallisations-Schieferung. Die Hornblende-Holoblasten werden von Quarz korrodiert und durchlöchert (Taf. 5 Fig. 4). Sie können als Relikte (Porphyroklasten) eines doleritischen Eduktes i. S. von SCHUBERT (1966: 26–29) aufgefaßt werden, die während der Metamorphose in s eingeregelt und bei der granitischen Einflußnahme korrodiert wurden.

Neben die lauchgrüne tschermakitische Hornblende tritt (am Felsberg selten, im Gebiet Hochstädter Wald – Adamsgrund häufiger) eine poikiloblastische Hornblende, die in Eigenfarbe und Pleochroismus (blaß-oliv //x, kräftig-olivbraun //y, schmutziggelblichgrün //z; $x < y < z$, häufig aber auch $x < y = z$) von der lauchgrünen Hornblende abweicht. Diese Hornblende, die auch in Gabbro und Diorit auftritt, ist im

Kern braunfleckig (Magnetit-Körnchen, Ilmenit-Lamellen) und zeigt darin deutliche Hinweise auf ihre pyroxenitische Vorstufe, den gemeinen Augit, der sie zuweilen noch begleitet, meist aber in aktinolithische Hornblende (Uralit) umgewandelt ist. Beide, gemeiner Augit und poikiloblastische Hornblende, zeigen randliche Umwandlung in gemeine lauchgrüne Hornblende.

Biotit: Der braune Biotit der Odenwälder Amphibolite wurde von SCHUBERT (1966: 80–82) optisch untersucht, wonach ein Fe-armer Lepidomelan vorherrscht. Farbe und Pleochroismus entsprechen weitgehend dem Biotit der Gabbros und Diorite (siehe dort). Unter den Zersetzungs-Erscheinungen der Biotite ist Chloritisierung weit verbreitet, doch tritt auch spindelige Zerfaserung auf (siehe oben).

3.2. Gabbro und Diorit

Als wichtige Gesteinstypen sind anzuführen:

Hornblende-Pyroxen-Eukritgabbro. Homophan, mittelkörnig, melanokrat; in Grünstein-Fazies, zersetzt; stock- und gangförmig.

Hornblende-Poikilit-Gabbro. Mittel- bis grobkörnig, inhomophan-massig, melanokrat; reiche Magnetit-Führung und zusätzliche Erz-Imprägnation (dendritischer Pyrit auf Korngrenzen der Plagioklas-Tafeln).

Darin: Augit-führende Amphibolite („Gabbro-Amphibolit“), teils massig, von Leukosom-Lagen und -Adern durchsetzt und auf Klüften von pegmatoiden Entekten durchadert, teils feinkörnig kristallisationsschiefrig.

Hornblende-Poikilit-Diorit. Klein- bis mittelkörnig, inhomophan bis homophan-massig, mesotyp; Randfazies des Hbl-Poikilit-Gabbro, mit Apatit-reichen Schlieren.

„Diorit-Pegmatit“. Sehr grobkörnige pegmatoide Schmelznester in Hbl-Poikilit-Gabbro und -Diorit; ungerichtetes Riesenwachstum von Augit bzw. poikilitischer Hornblende; diese gedrunken kurzprismatisch, idiomorph mit Endflächen, 1–3 cm groß.

„Riesen-Diorit“. Sehr grobkörnige pegmatoide Schmelznester in Hbl-Poikilit-Gabbro und -Diorit; gerichtetes Wachstum von Augit bzw. poikilitischer Hornblende in Bewegungszonen; Kristalle langprismatisch, 2–3 × 5–10 cm groß, kaum jemals idiomorph, sondern allseitig korrodiert.

Turmalin-Pegmatit im Hbl-Poikilit-Gabbro.

Pyroxen-Hornblende-Poikilit-Gabbro. Klein- bis mittelkörnig, homophan-massig, melanokrat.

Biotit-Hornblende-Poikilit-Gabbro, teils Quarz-, teils Augit-führend. Klein- bis mittelkörnig, inhomophan-massig, melanokrat.

Biotit-Hornblende-Diorit, Quarz-führend, klein- bis mittelkörnig, melanokrat bis mesotyp, massig-homophan oder inhomophan („Fleckendiorit“); reich an Schollen und diffus nebulitischen Partien von Amphibolit und Bt-Amphibolit, dadurch diadysitisches Hbl-Gneis-Gefüge; randlich mit KFS-Imbibition, von granitoiden und pegmatoiden Entekten durchadert oder tektonisch zerrüttet und von aplitischem Granodiorit durchsetzt.

Der Gabbro/Diorit-Komplex des Felsberg-W-Hanges wird von mittelkörnigen, homogen- bis inhomogen isotropen Gesteinen bestimmt, die überwiegend aus basischem Plagioklas, Klinopyroxen und Hornblende bestehen. Die hypidiomorphen, holokristallinen Gesteine weisen bis 5 cm große poikilitische Hornblende, neben frischen gemeinen Augiten auf, während die Plagioklase vorwiegend als maximal 3 mm große xenomorphe Tafeln vorliegen. Klinopyroxen, Hornblende und Plagioklas

bilden ein eng verzahntes Gefüge, in das alle anderen, nur untergeordnet auftretenden Gemengteile retikular eingebaut sind (Taf. 2 Fig. 1 und 2). Die Frühkristallisate einschließlich Klinopyroxen und kleiner, gedrungener anorthit-reicher Plagioklase sind poikilitisch von Hornblende umschlossen. Die Spätkristallisate, vor allem der spär-

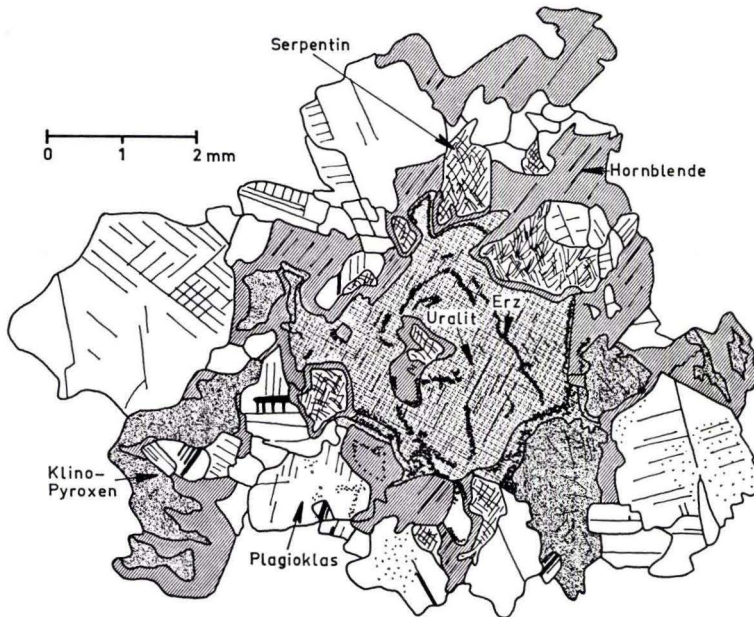


Abb. 3. Eukritgabbro; Mikrogefüge und Mineralbestand (Labrador, Klinopyroxen, hastingsitische Hornblende und Pseudomorphosen nach Orthopyroxen). — Zeichnung u. d. M. (Nr. 230, Felsberg-W-Hang, 7621 — 1015).

liche Quarz, durchlöchern die Mineralien der Hauptkristallisation von Spaltrissen aus. Die Hbl-Poikilit-Gabbros weisen zwar deutliche Anzeichen der Autohydratation auf (Hornblende pseudomorph nach Klinopyroxen), zeigen aber nur geringfügige Zersetzungs-Erscheinungen der primären Paragenese. Der Eukritgabbro dagegen liegt in Grünstein-Fazies mit überwiegend sekundärer Mineral-Paragenese vor: vollständige Pseudomorphosen nach Olivin?, Orthopyroxen, unvollkommenere Saussuritisierung der basischen Plagioklase (Abb. 3). Das körnige Gefüge blieb erhalten. Verwitterungs-Erscheinungen sind gering.

Die im Gabbro eingeschweißten Schollen und Xenolithen von Amphibolit zeichnen sich durch geringere Korngröße, gut gerundete Korngrenzen und durch granoblastische Kornbindungsrelikte aus. Innerhalb des mittelkörnigen Gabbros schwimmen einzelne, in Auflösung begriffene, feinkörnige Amphibolit-Butzen, die von der poikiloblastisch sprossenden Hornblende aufgezehrt wurden und allmählich das lückenlos hypidiomorphe Retikular-Gefüge des Gabbros annahmen. Daneben treten reliktsche Schollen mit Kristallisations-Schieferung auf, die ein unvollkommenes

Angleich-Gefüge zeigen: Biotit und Quarz treten neben Hornblende und Plagioklas; Magnetit und Titanit sind häufig, Apatit selten.

Der von FRIEDRICH (1954: 17) für den Eukritgabbro angegebene hohe Olivin-Gehalt von 9% bei gleichzeitiger vollständiger Pseudomorphosierung von Hornblende nach Pyroxen konnte nicht nachgewiesen werden. Olivin tritt weder in idiomorphen, noch in korrodierten Körnern auf. Dagegen treten wohl umgrenzte, gerundete Aggregate, teils von Serpentin (Chrysotil und „Bastit“), teils von Talk, häufig auf, meist von Klinopyroxen bzw. poikiloblastischer Hornblende umschlossen (Abb.3). Begleitmineralien sind Magnetit in myrmekitischen Entmischungen (Taf. 6 Fig. 2), Ilmenit, Chlorit und Karbonate. Die Sekundär-Mineralien können Pseudomorphosen nach Olivin sein; wahrscheinlicher sind es Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (Hypersthen). Die Hornblende tritt sowohl im homoaxialen Mantel um den Augit, als auch in Form feinkörniger Aggregate auf, in denen idiomorphe Schnitte senkrecht c mit guter Kopfspaltbarkeit nach (110) nicht selten sind. Während die aus dem Augit hervorgegangene poikiloblastische Hornblende kleinere basische Plagioklase und Akzessorien, insbesondere Apatit, umschließt, erfüllen die feinkörnigen Hornblende-Aggregate die Zwickel des Plagioklas-Pyroxen-Retikular-Gefüges.

Der Gabbro von Almen S Beedenkirchen ist ein Apatit-reicher Poikilit-Gabbro, der praktisch keine Anzeichen von Vergrünung zeigt. Augit bzw. Hornblende-Pseudomorphosen bilden zentimetergroße Poikiloblasten, die auch größere Plagioklas-Tafeln poikilitisch umschließen.

Demgegenüber zeigen die Gabbros von Zehnes und Knorz deutliche Vergrünung, die jedoch nirgends das Ausmaß des Eukritgabbros vom Felsberg erreicht. Immerhin ist das poikilitische Implikations-Gefüge merklich gestört durch Auflösung der Klinopyroxen- bzw. Hornblende-Poikiloblasten in Aggregate von Sekundär-Mineralien (Taf. 2 Fig. 3). Besser als am Felsberg läßt sich die Entwicklung der Hornblende verfolgen: Schmutzigrüne, von Erzmineralien durchspickte Hornblende war primär neben Klinopyroxen vorhanden. Die Sekundär-Hornblende nach Klinopyroxen ist zum einen eine lauchgrüne Hornblende (peripherer Saum um Augit), zum anderen eine blasse Hornblende (im Kern der Poikiloblasten), die sich weiter zu Uralit entwickelte. Die lauchgrüne Hornblende ist z. T. weiter in Chlorit umgewandelt (Taf. 6 Fig. 3). Auffallend ist in den Gabbros von Zehnes und Knorz die homoaxiale Verwachsung der primär von Erzmineralien durchspickten Hornblende mit rotbraunem Biotit. Die auf Spaltrissen freiwerdenden z. T. nadeligen Magnetit-Körnchen durchsetzen Hornblende und Biotit gleichermaßen. Der Biotit zeigt die auch den Bt-Amphiboliten des Hahlwaldes eigene Zersetzung in spindelförmige Aggregate von Prehnit, Pumpellyit, Epidot, Klinozoisit und Karbonaten mit Spinell- und Leukoxen-Körnchen (Taf. 6 Fig. 8). Das Maximum dieser Zersetzung ist in den Gabbros vom Gipfel des Knorz festzustellen, in den Gesteinen also, die auch maximale Biotit-Führung neben hohen Quarz-Gehalten zeigen. Zuweilen ist die gleiche Zersetzung auch an den Hornblenden zu beobachten. Es liegt nahe anzunehmen, daß diese Zersetzung unter dem Einfluß des Granodiorites vom Knorz-S-Hang stattfand. Dieser Granodiorit reicht von S bis zum Knorz-Gipfel und verfindert sich hier mit dem Gabbro. In der Art der Kontakt-Verhältnisse am Gipfel kann der Knorz als spiegelbildliches Gegenstück zum Fels-

berg (Kontakt des Granodiorits vom NW-Hang gegen den Amphibolit der Kammlage) angesehen werden.

Die Plagioklase des Gabbros sind zonar, haben einen meist saussuritisierten Kern und klare Peripherie. Am Knorz kommen auch Plagioklase vor, die bis ins Zentrum glasklar sind. Sie sind idiomorph, z.T. in Felder geteilt durch Aufnahme von Grundmasse-Fetzen. Oft sind sie von Chlorit mit braunen Interferenz-Farben (Klinochlor) durchsetzt. In ähnlicher Weise wie im Bt-Amphibolit des Hahlwaldes treten im Gabbro Schmelzkörnchen von Grundmasse-Mikrolithen auf, die jedoch nicht peripher, sondern mehr zentral etwa $\frac{1}{4}$ Plagioklas-Durchmesser vom Außenrand entfernt einen Saum im Plagioklas bilden (Abb. 4 Fig. 2). Gegen Felsbachweg und Rödchen zu wird die Verwandtschaft des Poikilit-Gabbros von Zehnes—Knorz—Almen mit den Bt-Amphiboliten offensichtlich. Letztere unterscheiden sich z. T. nur noch durch ihr feinkörnig-porphyrisches Gefüge von den mittelkörnigen Gabbros.

Die Diorite sind massig-homophon; u. d. M. zeigen sich in den feinkörnigen Partien Hornblende- und Biotit-Leisten, die schlecht eingeregelt sind, keinen granoblastischen, amphibolit-artigen Kornverband bilden, vielmehr ausgefranst sind, niemals lagig einander abwechseln, sondern mit Plagioklas und Quarz wechselnd statistisch verteilt sind. In den mittelkörnigen Dioriten werden Hornblende und Biotit auf die Korngrenzen der größeren Plagioklas-Tafeln verdrängt und bilden dort ein zusammenhängendes, breitleistiges Maschengewebe. Der Kornverband ist hypidiomorph-körnig, d. h. von dioritisch-quarzdioritischem Normaltyp (Taf. 2 Fig. 4). Bezüglich der mafischen Gemengteile sind zwei Gesteinstypen zu unterscheiden. Der eine Gesteinstyp zeigt lauchgrüne Hornblende mit spärlichen Hinweisen auf pyroxenitische Vorstufe (Kerne von blasser, aktinolithisch-uralitischer Hornblende) und braungrünen Biotit, z. T. mit opacitischem Zerfall. Der andere Gesteinstyp weist eine poikiloblastische, schmutziggrüne Hornblende mit Ilmenit-Lamellen auf, der Biotit ist rotbraun und z. T. von Hornblende poikilitisch umschlossen (z. T. in homoaxialer Verwachsung mit Hornblende!). In beiden Gesteinstypen ist Plagioklas saussuritisiert und impliziert größere Epidote, Sericite und Chlorite. Apatit tritt gegenüber Titanit zurück. Dieser kann sogar auffällig angereichert sein. Nachstehend aufgeführte Mineralien kennzeichnen die Paragenese der Gabbros und Diorite:

Hauptgemengteile: Plagioklas (Bytownit-Labrador-Andesin), Klinopyroxen (gemeiner diopsidisch-salitischer Augit), grüne, hastingsitische Hornblende, brauner Biotit (Meroxen).

Nebengemengteile: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), farblose, aktinolithisch-uralitische Hornblende, blasse (cumingtonitische?) Hornblende, grüner Chlorit mit anormal brauner Interferenz-Farbe (Klinochlor), blaßgrüner Chlorit mit anormaler blauer Interferenz-Farbe (Pennin), Talk, Serpentin (Bastit, Chrysotil); Epidot, Klinozoisit, Pumpellyit, Prehnit, Sericit, Hämatit, Limonit, Ca-Fe-Mg-Karbonate, Tonmineralien.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil, Leukoxen, Spinell, Orthit, Granat; Ilmenit, Magnetit, Magnetkies, Kupferkies, Pyrit.

Plagioklas: Eine Reihe typischer Gabbro- und Diorit-Plagioklase ist in Abb. 4 Fig. 1—14 vereinfacht dargestellt. Kleine Plagioklase sind idiomorph und stecken als

poikilitische Einschlüsse in Augit bzw. Hornblende. Diese Plagioklase zeigen grobe bis engständige Zwillings-Lamellierung nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz. Groß und tafelig // (010) bis kurzsäulig ist der Normal-Plagioklas mit polysynthetischer Zwillings-Lamellierung (Taf. 8 Fig. 5), bei der zu Albit- und Periklin-Gesetz komplexe Zwillinge nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz hinzutreten. Ein Zonarbau ist meist ausgeprägt (Taf. 8 Fig. 4). Die Saussuritisierung ist unterschiedlich weit fortgeschritten (Taf. 8 Fig. 6). Im Normalfall ist der Plagioklas glasklar oder von feinverteilten Sericit-Schüppchen gleichmäßig durchsetzt. Fortgeschrittene Stadien der Saussuritisierung zeigen keine deutliche Abhängigkeit vom Zonarbau. Zum Teil tritt der Normalfall mit Saussuritisierung des anorthit-reichen Kernes auf, zuweilen schreitet die Saussuritisierung auch von der Peripherie oder von Spaltrissen aus fort. In der Zonierung unterscheiden sich die Gabbro- und Diorit-Plagioklase: Der gute Erhaltungszustand der Plagioklase erlaubte eine optische Bestimmung des Anorthitgehaltes auf dem UD-Tisch nach den Koordinaten der Spaltbarkeiten (010) und (001) und an Zwillingen nach den Koordinaten der Verwachsungsebenen (Methode nach SARANTSCHINA [1963: 63–65 bzw. 75], Diagramme von TRÖGER [1959] nach v. D. KADEN [1951]). Es wurden die Anorthit-Gehalte von 21 Plagioklas-Zonen bestimmt, wobei sich folgende Grenzwerte der Zonierung abzeichneten: 90–72–63–55–47–33–28% Anorthit. 55% Anorthit kann als Untergrenze für Gabbro, 63% Anorthit als Obergrenze für Diorit gelten. Der basische Kern ist in den Gabbro-Plagioklasen ausgedehnt, die zonaren Rekurrenzen liegen dort peripher, wogegen der Diorit-Plagioklas einen sehr kleinen anorthit-reichen Kern hat. Sehr ähnliche Plagioklas-Zonen haben u. a. TROCHIM (1960: 110) an Gabbros und Dioriten des Frankenstein-Massives und M. MAGGETTI (1971) an Dioriten des Haupt-Diorit-Zuges bestimmt. Der Gabbro-Plagioklas ist danach ein Bytownit-Labrador, was mit dem optischen Achsenwinkel $2\sqrt{x}$, der nach SARANTSCHINA (1963: 38–41) auf dem UD-Tisch zu 95–90–80° bestimmt wurde, gut übereinstimmt (vgl. TRÖGER 1959: 99). Der Diorit-Plagioklas ist demgegenüber ein Labrador-Andesin. Der anorthit-arme Hüll-Plagioklas fehlt vielen Gabbros und Dioriten völlig. Er ist vorhanden in den quarz-biotit-führenden Varietäten und in den Gesteinen, die Deformations-Erscheinungen zeigen. Derartige Erscheinungen sind an Plagioklasen überaus häufig, wobei nicht protoklastische Verbiegungen oder rupturale Beanspruchung vorherrschen, sondern intensive Deformations-Erscheinungen, die von anormaler Felderteilung (Taf. 8 Fig. 2) bis zu völliger kataklastischer Zertrümmerung führen, wie es besonders gut am Gabbro des Felsberg-W-Hanges zu beobachten ist. Dort zeigen die Plagioklase einen schlecht erkennbaren Zonarbau und einen einmaligen Hiatus im Anorthit-Gehalt (Rekurrenz-Sprung). Der basische Gabbro-/Diorit-Plagioklas (Kern-Plagioklas) wird von saurem Hüll-Plagioklas (Oligoklas) umgeben. Dieser stellt eine hochmobile Phase dar, die den idiomorphen bis kataklastischen Kern-Plagioklas nicht nur korrodierend umhüllt, sondern auf Bruchzonen auch durchsetzt (Abb. 4 Fig. 11–14; Taf. 8 Fig. 3; vgl. NICKEL 1953: 109 mit Abb. 9). Der Hüll-Plagioklas bildet schließlich auch gedrungene Eigenkristalle aus, die gelegentlich zu einem engen pegmatoiden Kornverband zusammentreten und so die makroskopisch auffälligen leukokraten Schlieren im Gabbro bilden.

Klinopyroxen und Hornblende: Das vorherrschende mafische Mineral im Gabbro ist ein Klinopyroxen (gemeiner bis diopsidisch-saliticher Augit) von schwachem Pleochroismus (blaß-braungelb // x , farblos-gelblich // y , schmutzig-graugrün // z) mit $x > y < z$. Er zeigt nur ganz selten Diallag-Entmischung (Hypersthen-Lamellen in Diopsid-Salit) und infolgedessen schlechte Teilbarkeit nach (100). Häufig tritt dagegen Ilmenit-Entmischung in feinen Lamellen //(100) auf. Die Auslöschungsschiefe ZAC im Schnitt //(010) beträgt 39–41–44°. Der optische Achsenwinkel 2 Vz liegt bei 48–52–56°. Randlich wird der Augit von grüner Hornblende ummantelt (Taf. 6 Fig. 1). Sie ging zweifellos schon bei der Abkühlung des Magmas unter Wasser-Aufnahme aus dem Augit hervor. Sie ist — da eine braune basaltische Hornblende fehlt — ebenso „primäre“ Hornblende der Gabbros und Diorite, wenigstens aber ist sie „endomagmatisch“ i. S. ERDMANNSDÖRFFERS bzw. „automagmatisch“ i. S. NICKELS. Zwischen Augit und grüner Hornblende existiert ein Übergangs-Bereich von blasser (cumingtonitischer?) Hornblende mit myrmekitischen Erzmineral-Entmischungen. Zuweilen ist der Augit durch und durch in Hornblende umgewandelt. Die Hornblende pseudomorph nach Augit ist im Kern schmutzig-braungrün und von Ilmenit-Lamellen durchsetzt. Randlich geht sie in lauchgrüne Hornblende über.

Die Hornblende der Gabbros und Diorite ist eine hastingsitische Hornblende. Die Auslöschungsschiefe ZAC im Schnitt //(010) von 16–22–24° weist auf ein ungefähres Fe:Mg-Verhältnis von 25:75 bis 35:65 hin. Der optische Achsenwinkel 2 Vz liegt bei 85–77–73°. Die Hornblende hat einen deutlichen Pleochroismus von blaßoliv // x , grün // y , lauchgrün // z , mit $x < y < z$. Sie zeigt gute Kopfspaltbarkeit im Schnitt senkrecht c und deutliche Absonderung nach (100) und (001). Einfache Zwillinge nach (100) sind nicht selten.

Die sekundären Mineral-Paragenesen der Gabbros und Diorite, auf die wiederholt hingewiesen wurde, sind am besten im Eukritgabbro des Felsberges und dem Gabbro von Zehnes—Knorz—Almen zu studieren. Körnige Aggregate teils von Serpentin (Chrysotil, Bastit) mit feinen Pennin-Kristallen, teils von Talk mit Ca-Fe-Mg-Karbonaten werden dabei als vollständige Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (+ Olivin?) aufgefaßt. Der Klinopyroxen ist teils von der Peripherie her in farblose aktinolithisch-uralitische Hornblende unter Ausscheidung von Magnetit in Schnüren nach (110) und schließlich in Talk umgewandelt, teils zeigt er vom Kern her Zerfall wie Orthopyroxen. Frische Augite (nur mit Ilmenit-Entmischung) sind jedoch neben den Pseudomorphosen existent. Im allgemeinen blieb in den Gabbros und Dioriten die grüne Hornblende frisch erhalten. Nur im Eukritgabbro fand auch eine Pseudomorphosierung dieser Hornblende statt, die am vollkommensten die Säume des Augites erfaßte. Die fasrigen bis radialstrahligen Sekundär-Mineralien nach Hornblende, unter denen Klinochlor mit anormaler brauner Interferenz auffällt, stehen senkrecht auf den Korngrenzen des ehemaligen Augites.

Wie oben angegeben zeigt die Hornblende eine Reihe von Entwicklungs-Stadien bzw. Varietäten, die in zeitlicher Reihenfolge zur Ausscheidung kamen, nach der Kristallisation des Augites und bis zur auto-hydrothermalen Vergrünung. Das Entwicklungs-Schema dieser Hornblenden in Odenwälder Dioriten und Gabbros wurde

von ERDMANNSDÖRFFER (1947), NICKEL (1953) und zuletzt von TROCHIM (1960: 39—64) untersucht.

Biotit: Im Gabbro von Zehnes—Knorz—Almen tritt ein Biotit auf, dessen Farbe rotbraun //z, tief-braunoliv //y, blaß-gelbbraun //x ($x \ll y < z$) auf einen TiO_2 -Gehalt nahe 10% und einen FeO-Gehalt von 70% im Fe-Mg-Verhältnis hinweist (Meroxen). Dieser Biotit tritt auch in den Schönberger Dioriten auf. Er zeigt homo-axiale Verwachsungen mit Hornblende, ist wie diese durchspickt mit opaken Mineralien und unter spindelförmiger Zersetzung zerfasert. In den Schönberger Dioriten wird dieser Biotit z. T. ersetzt durch einen anderen Biotit, dessen Pleochroismus von den Farben braungrün //z, dunkel-oliv //y, blaß-gelbbraun //x ($x \ll y = z$) bestimmt wird. Nach TRÖGER (1959: 82) liegt hier ein Lepidomelan mit einem TiO_2 -Gehalt unter 5% und einem Fe:Mg-Verhältnis von 4:6 vor.

3.3. Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis

Nachstehend sind die wichtigsten Gesteinstypen genannt:

Biotit-Hornblende-Quarzdiorit (Tonalit) bis **Biotit-Hornblende-Quarz-Diorit**. Mittelkörnig, homophan-anisotrop, massig, mit linearer Paralleltexur, mesotyp bis leukokrat. Darin verbreitet: 1—5 cm mächtige Klufttapeten massig-speckigen Quarzes („Glasstiche“); untergeordnet: metamphore Schollen von Bt-Gneis (Hahlwald, 7699—0980), Ep-Schiefer (Rödechen, 7774—0905), Hämatit-Schiefer (W Beedenkirchen, 7852—1095).

Biotit-Hornblende-Quarz-Diorit. Klein- bis mittelkörnig, massig und mit linearer PT; in die PT eingeregelt dm-große Knauern und Xenolithen von Amphibolit, teils scharf begrenzt, teils in diffuse Schmitzen und Schlieren aufgelöst (Kontakt-Fazies Qdr:msh).

Hornblende-Biotit-Gneis. Kleinkörniger, inhomophaner Mischgneis (composite gneiss), durch KFS-Metasomatose und lit-par-lit-Injektionen aus schiefrigen Amphiboliten; Gneisgefüge lagig (banded gneiss) bis streifig (streaky gneiss); im Zentimeterbereich Wechsel von klein- bis mittelkörnigen, quarzdioritischen bis Hbl-granodioritischen Partien und feinkörnigen bis kleinblastischen schwarzen Lagen, Schmitzen, Schlieren von Amphibolit bis Q-Bt-Amphibolit.

Darin größere homophane Bereiche von Bt-Hbl-Quarzdiorit. Klein- bis mittelkörnig; bei z. T. gleichem Mineralbestand wie Quarzdiorit niemals dessen gleichkörnig-anisotropes Gefüge (lineare PT), vielmehr inhomophan-schlierig und mit rasch wechselnder FZ sowie stark schwankenden Q- und KFS-Gehalten;

Hbl-Granodiorit. Quarz-reich, mittelkörnig, homophan-massig, gleichkörnig; leukokrat, mit einzelnen Hornblenden, fast kein Biotit.

Der Quarzdiorit besitzt ausgesprochen hypidiomorphe Wachstums-Formen. Idiomorphe bis schwach korrodierte Plagioklas-Tafeln bilden mit korrodierter Hornblende und tafeligen Biotit-Paketen einen geschlossenen Kornverband mit z. T. scharfen Ecken und Buchten, in dem nur wenige Zwickel für Quarz und Kalifeldspat frei bleiben (Taf. 3 Fig. 1). Die Akzessorien sitzen als poikilitische Einschlüsse in den Wirtskristallen der Hauptgemengteile. Sekundär-Mineralien sind selten, nur Chlorit nach Biotit häufiger. Die Plagioklas-Tafeln werden bis 3 mm groß. Einfache Verzwillingung und komplexe Zwillingstöcke sind häufig. Unverzwillingte Individuen

lassen Zonarbau mit bis zu 10 zonaren Rekurrenzen erkennen. Quarz tritt sowohl in schlecht gerundeten Körnern auf den Korngrenzen der Plagioklas-Tafeln als auch in größeren, amöboid verzahnten Aggregaten in den Zwickeln auf. Die Größe der Quarz-Aggregate erreicht 3 mm, die der Einzelkörner 0,2–0,3 mm. Hornblende wird bis 4 mm groß, zeigt idiomorphe Kornformen mit gelegentlicher Zwillings-Bildung nach (100). Der braune Biotit wird 2–3 mm groß, ist deformiert und zeigt anormale Auslöschung. Die Biotit-Pakete sind $//(001)$ ausgefranst. Kalifeldspat tritt sporadisch neben Quarz in den Zwickeln und in Form bis 4 mm großer Kristalle mit Mikroklilvergitterung auf, die gegenüber älteren Ausscheidungen aggressiv sind (Taf. 7 Fig. 9 und 12). Apatit, Titanit, Zirkon sind in gerundeten Körnern, Apatit auch in idiomorphen Prismen überall vorhanden. Erzminerale sind äußerst selten. Die Sausuritisation der Plagioklase ist unterschiedlich stark fortgeschritten. Chlorit tritt als häufiges Sekundär-Mineral auf, besonders in den verbogenen und ausgefranst Biotit-Leisten, wo die Chloritisation von den Spaltrissen ausging und allmählich, Faser um Faser den ganzen Biotit erfaßte. Auch tritt opacitischer Zerfall und spindelförmige Zersetzung des Biotits auf, beides jedoch untergeordnet. Die Hornblende weist z. T. einen hellen Kern als Hinweis auf ihre pyroxenitische Vorstufe auf. Der xenolithen-reiche Gesteinstyp zeichnet sich durch granoblastische Kornbindungsrelikte mit quarz-durchlöcherter poikiloblastischer Hornblende und durch mikrolithen-reiche Plagioklase aus.

Im Hbl-Bt-Gneis sind Plagioklas wie Hornblende nur 0,5–0,75 mm groß. Sie sind gleichberechtigte Partner im annähernd granoblastischen Gefüge, in dem bis 5 mm große blastische Plagioklase auftreten. Das lineare Gefüge-Element wird in erster Linie von der Regelung der Hornblenden und Biotite, untergeordnet von Quarz-Bahnen bestimmt. Die Biotit-Leisten sind zuweilen durch Mörtelzonen verbunden, die auch die größeren zonaren Plagioklase umfließen. Diese sind externrotiert und durch Abrollung korrodiert. Der Gesamteindruck ist teils der eines lit-par-lit Injektions-Gefüges, teils der eines spätkristallinen Deformations-Gefüges („Körnelgneis“, NICKEL 1955).

Dieser Eindruck wird bestätigt durch die dem Hbl-Bt-Gneis eingeschalteten homophanen quarzdioritischen Partien. U. d. M. zeigen sie bis 2,5 mm große Plagioklas-Tafeln, teils sericitisiert, teils frisch, teils mit polysynthetischer Zwillings-Lamellierung, teils mit Zonierung, wobei der Kern-Plagioklas zentral oder peripher (!) liegt. Anormale Felder-Teilung im Plagioklas ist nicht selten. Hornblende- und Biotit-Leisten sind auch hier zu Bahnen angeordnet, die den Plagioklas umfließen. Auch Hornblende zeigt im Kopfschnitt anormale Felder-Teilung mit Mörtelzonen. Quarz ist in Bahnen, Lagen und Nestern in den Zwickeln, z. T. in durchhaltenen Mörtelzonen angeordnet. Er ist gedrunken bis amöboid-gestreckt, jedoch nicht ausgeschwänzt; er ist aggressiv nur in Gegenwart von reichlich Kalifeldspat. Das lagige, streifige, gebänderte Schwarz-weiß-Gefüge der Hbl-Bt-Gneise ist nicht anatektisch (metatektisch) durch Plagioklas-Metablastese entstanden. Möglicherweise gab es eine alte Plagioklas-Metablastese. Hinweise darauf fehlen jedoch. Die Groß-Plagioklase sagen nur über die Art ihrer letzten Überprägung aus: Abrollung (z.T. mit fixierter Externrotation und durchgehender Sausuritisation) zwischen den als Bewegungsflächen (s-Flächen) fungierenden ab-Flächen des Makrogefüges.

Folgender Mineralbestand charakterisiert die Quarzdiorite und Hbl-Bt-Gneise:

Hauptgemengteile: Plagioklas (Andesin-Oligoklas), grüne hastingsitische Hornblende, braungrüner Biotit (Lepidomelan).

Nebengemengteile: Quarz, Kalifeldspat, Klinopyroxen (diopsidischer Augit), aktinolithisch-uralitische Hornblende, grüner Chlorit mit anormal blauer und brauner Interferenz (Pennin-Klinochlor), Epidot, Klinozoisit, Sericit, Hämatit, Limonit, Ca-Fe-Mg-Karbonate, Tonminerale.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil (Sagenit), Magnetit, Ilmenit.

Plagioklas: Der Quarzdiorit zeigt wie auch die Diorite und Gabbros einen Plagioklas von „magmatischer“ Morphologie. Millimetergroße hypidiomorphe, nach (010) tafelige Plagioklase mit polysynthetischer Zwillings-Lamellierung, deutlichem Zonarbau und geringfügiger Saussuritisierung beherrschen das Schliffbild (Abb 4 Fig. 15–20). Die optische Bestimmung von 42 Plagioklasen der Quarzdiorite und Hbl-Bt-Gneise, die teils nach den Koordinaten der Spaltbarkeiten, teils nach den Koordinaten der Zwillings-Ebenen durchgeführt wurde, erbrachte Anorthit-Gehalte von 26–40–49% (Andesin). An Zwillings-Gesetzen wurden bestimmt: Albit-Gesetz (15×), Periklin-Aklin (11×), Albit-Karlsbader (7×), Albit-Ala (1×). Bei diesen Bestimmungen wurden unter den Plagioklasen der Hbl-Bt-Gneise nur solche Individuen ausgewählt, die in ihrer Morphologie dem Quarzdiorit-Plagioklas entsprechen (Abb. 4 Fig. 26–30). Die Andesine der Hbl-Bt-Gneise zeigen einen besonders gut ausgeprägten Zonarbau, ohne indessen den idiomorphen Habitus der Quarzdiorit-Plagioklase aufzuweisen. Nicht selten ist ein vollkommener Zonarbau entwickelt in kleineren tropfenförmigen Plagioklas-Keimen, die die Tracht der Quarzdiorite noch nicht angelegt haben. Vielfach ist auch eine synkristalline Externrotation der Plagioklase im Zonarbau fixiert. Auch protoklastische Verbiegungen der Zwillings-Lamellierung sind in Hbl-Bt-Gneisen häufiger als in Quarzdiorit und weisen auf synkristalline Deformation hin. Entscheidender Hinweis auf derartige Beanspruchung der Hbl-Bt-Gneise ist ein die Plagioklase umhüllender Saum feinkörnigen Quarzes. Neben den Andesinen treten in den Hbl-Bt-Gneisen auch Plagioklas-Blasten auf wie sie in den Granodioriten vorherrschen: große, durch Bruchzonen in Felder geteilte, vollkommen saussuritierte Individuen mit Antiperthit-Entmischung und Quarz-Durchlöcherung, deren Anorthit-Gehalt unbestimmbar ist bis auf einen schmalen Hüllsaum aus saurem Oligoklas. Mengemäßig treten alle Plagioklas-Blasten der Hbl-Bt-Gneise zurück gegenüber dem Grundmasse-Plagioklas, der identisch dem Grundmasse-Plagioklas der Amphibolite ist (Abb. 2). Dieser Amphibolit-Plagioklas fehlt den Quarzdioriten. Nur in der xenolithen-reichen Randfazies tritt er in Inseln auf.

Hornblende und Biotit: Die hastingsitische Hornblende wurde bei der Gabbro-/Diorit-Paragenese beschrieben. Optisch ist sie von der tschermakitischen Hornblende der Amphibolite nicht zu trennen. Unter dem Einfluß der granitisierenden alkalischen Zufuhren scheidet die Hornblende mit beginnender Umwandlung in Biotit Calcit und Epidot auf den Korngrenzen aus, wie es besonders gut in den Hbl-Bt-Gneisen zu beobachten ist (Taf. 6 Fig. 4 und 5). Der braungüne Biotit ist ein Lepidomelan wie er

bei den Dioriten beschrieben wurde. Die dicken Biotit-Pakete sind oft synkristallin verbogen und //(0001) ausgefranst. Sie weisen anormale Auslöschung durch Deformation auf (Taf. 6 Fig. 12). Die großtafeligen Kristalle zeigen ausgeprägte „birds-eye-structure“ (TRÖGER 1967: 503).

3.4. Bt-Gneis und Granodiorit

Der folgenden Zusammenstellung sind die wichtigsten Gesteinstypen zu entnehmen:

Biotit-Gneis. Feinkörnige bis kleinblastische Feldspat-Blastite (KFS + Pl!) von schmutziger, tiefdunkler, roter oder graubrauner Farbe, z. T. weiß gesprenkelt durch Feldspat-Blasten; Schollen im Granodiorit.

Biotit-Gneis, plattig. Kleinkörniger Mischgneis (mixed gneiss) granodioritischen bis granodioritaplitischen Charakters; lagig-plattiges bis flasriges Durchbewegungs-Gefüge; leukokrat und Quarz-reich, Muscovit-, Chlorit-führend; Schollen im Granodiorit.

Biotit-Granodiorit bis flasriger Biotit-Gneis. Klein- bis mittelkörnig, inhomophan mit deutlicher PT durch schlierig-diffuse Bahnen von Altbestand, daher Hbl-führend; migmatische Texturen häufig.

Darin: Schollen und Xenolithen von Q-Bt-Amphibolit, leukokrate Schlieren, aplitisch-pegmatoide Trümmer und 1–10 cm mächtige synkinematische Granodioritaplite.

Biotit-Granodiorit. Klein- bis mittelkörnig, massig-homophan, lineare bis flasrige PT durch langgestreckte körnelige Aggregate aus kataklastisch ausgewalzten KFS-Blasten und Quarz mit rotem Hämatit-Film; z. T. mit schlierig-diffusen Bahnen von Altbestand.

Biotit-Granodiorit. Mittelkörnig, homophan-massig, schwarz-weiß-rot, mit porphyroklastischen, extern-rotierten Plagioklasen und zwei Quarz-Generationen; Quarz-reiche Randfazies des Gr mit spät-kristalliner Deformation.

Biotit-Granodiorit. Mittelkörnig, homophan-massig; mit KFS-Porphyroklasten, z. T. mit schwach flasrigem Gefüge durch Fließregelung.

Hornblende-Biotit-Granodiorit, KFS-blastisch aus Hbl-Bt-Gneis bzw. Quarzdiorit. Mittelkörnig, inhomophan-massig; z. T. noch mit Schollen und Schmitzen von Amphibolit, stets aber gleichmäßig durchsetzt von zentimetergroßen KFS ohne Deformations Erscheinungen.

Die Biotit-Gneise zeigen ein feinkörniges bis dichtes lepidoblastisches Gefüge, in dem Biotit Hornblende nahezu vollkommen ersetzt. Sperrige 0,2–0,3 mm lange Biotit-Leisten, 0,5 mm große Plagioklase, 0,1–0,2 mm große Kalifeldspäte und Quarze bilden eine gleichkörnige Grundmasse, die von einzelnen, mehrere Korn-durchmesser mächtigen Quarz-Lagen durchsetzt wird. Die Inhomogenität im Handstücks-Bereich spiegelt sich u. d. M. wieder; gleichkörnige leukokrate Partien wechseln mit Biotit-Nestern, mit granoblastischen Inseln, die reich sind an Erzmineralen, Epidot und ausgebleichter, ausgefranter Hornblende. In der Grundmasse treten vereinzelt bis häufig abgerollte saure Plagioklase von 0,5–4,00 mm Durchmesser auf, die keine oder höchstens einfache Verzwilligung zeigen und durchgehend saursuritiert sind. Die dunklen Minerale können derart gering vertreten sein, daß die Grundmasse nur noch aus sericitisierten Plagioklasen, Quarzen und Kalifeldspäten

besteht und Biotit in Form winziger Leisten auf die Korngrenzen verdrängt ist. Der Übergang der blastischen Bt-Gneise in die flasrigen Bt-Gneise geschieht durch sukzessive Korngrößenzunahme, insbesondere der Plagioklase. Dabei sind jedoch keine zonare Anwachsstreifen um die Plagioklase zu erkennen, und es treten auch keine idiomorphen Wachstumsformen oder Grundmasse-Mikrolithen auf.

In den plattigen Bt-Gneisen treten im Schnitt //ac und //bc millimeterlange flasrige Biotit-Bahnen auf. Mörtelzonen mit fein zerfaserten filzigen Biotit-Leisten treten z.T. an ihre Stelle. In den feinkörnigen Gesteinen, in denen Plagioklas maximal 4 mm groß wird, rufen breitere Quarz-Lagen aus schlauchförmigen Individuen, die quer zur Längserstreckung der Quarz-Lagen in s auskristallisiert sind, das plattige Gneisgefüge hervor (Taf 4 Fig. 4). Kalifeldspat ist gleichmäßig in der Grundmasse verteilt und am Rande der Quarz-Scherfugen häufiger. Die Kalifeldspat-Blasten sind kataklastisch. In der Grundmasse sind myrmekitische Quarz-Kalifeldspat-Verwachsungen nicht selten, um so häufiger, je mehr Kalifeldspat vorhanden ist. Im Schnitt //ab wechseln biotit-quarzitische Partien mit metamorpher Kornbindung mit Ebenen, in denen amöboid eng verzahnte Quarze und Kalifeldspäte ein mafiten-freies Gewebe bilden. Das spät-kristalline Deformations-Gefüge wird im Extremfall von feinkörnigen Quarz-Bahnen und girlanden-förmigen Mylonit-Bahnen gezeichnet, die rekristallisiert sind und von filzigem Biotit nachgezeichnet werden. Das extreme Plättungsgefüge ist dem Gefüge des Granodiorits von Hochstädten vergleichbar: es ist nur entwickelt in Kammlage des Felsberges im Kontaktbereich des Granodiorits gegen die msh-Serie.

Der Granodiorit des Felsberges wird u. d. M. gekennzeichnet von den auffallenden Kalifeldspat-Großkristallen, die selten einheitliche wohl umgrenzte Körner bilden (Tafel 4 Fig. 2). Häufiger sind es ausgedehnte xenoblastische Gebilde, die zuweilen den ganzen Schriff einnehmen. Die kataklastisch überprägten Blasten sind in unregelmäßige Felder geteilt, die von Mörtelzonen mit Quarz-Kalifeldspat-Myrmekiten, kleineren implizierten Kalifeldspat-Individuen und feinkörnigen Quarz-Aggregaten begleitet werden. In die Kalifeldspat-Matrix sind Grundmasse-Relikte des Altbestandes eingebettet (Taf. 7 Fig. 1—5): saussuritierter Plagioklas, brauner Chlorit, resorbierte Hornblende. Der vom Kalifeldspat resorbierte Altbestand ist nicht aufgeschmolzen (keine Mikrolithen wie im Plagioklas von Gabbro und Quarzdiorit), sondern in korrodierten, identifizierbaren Körnern und diffusen Schmitzen eingeschweißt. Der Plagioklas des Granodiorits ist durchweg vollständig saussuritisiert. Idiomorphe frische Plagioklase mit polysynthetischer Zwillings-Lamellierung sind höchst selten und bleiben klein. Die Grundmasse der Granodiorite ist höchst ungleichkörnig und inhomophon. Breite Quarz-Bahnen und -Nester bestimmen ihr Bild. Neben Plagioklas und Biotit tritt in der Grundmasse reliktsche Hornblende auf, die auch in reinen Quarz-Aggregaten noch relativ unversehrt sein kann. An Erzmineralen reiche, granoblastische Relikt-Strukturen bilden kleine Inseln in der Grundmasse, in der brauner Chlorit nicht selten ist. Die Quarz-Bahnen werden gequert von Bruchzonen, die teils unverheilt sind, teils von feinkörnigen Quarz-Aggregaten, teils von kleinen Biotit-Leisten, teils von Hämatit-Schüppchen gekennzeichnet werden. Auch die flasrigen Aggregate, Zöpfe und Nester von braunen Biotit-Leisten sind Bewegungszonen älterer Entstehung. Die ältesten Deformations-Bahnen

schmiegen sich an die Plagioklase an und werden von postdeformativ kristallisiertem Biotit nachgezeichnet, die jüngsten Deformations-Bahnen sind in den Quarz-Lagen postkristallin aufgerissen. Flasrig-linsige spätkristalline Mylonitzonen, die das Gestein durchziehen und von filzigen Biotit-Schüppchen nachgezeichnet werden, sind das intensivste Deformations-Stadium (vgl. das Gefüge der plattigen Bt-Gneise).

Das Gefüge des Granodiorits entspricht also durchaus nicht der „Bergsträßer Intrusionsflaserung“ i. S. KLEMMs. Es ist kein „Einströmungsgefüge“ und auch kein „metablastisches“ Anatexit-Gefüge i. S. KNAUERS (1969), sondern ein syn- bis spätkristallines „Durchbewegungs-Gefüge“. — Wegen seiner abgerollten Plagioklase, wegen der mit Biotit auskristallisierten Deformations-Bahnen und der blastischen Rekristallisation durch Kalifeldspat und Quarz kann es eher i. S. NICKELS (1953) als „blastomylonitisch“ bezeichnet werden, wenn die nur im Odenwald bekannte Gefüge-Bezeichnung „flasrig-körnig“ durch einen allgemein gültigen Begriff ersetzt werden soll.

Der Granodiorit von Hochstädten erhält sein seriales Gefüge durch die erstausgeschiedenen Plagioklas-Großkristalle, zwischen denen sich der Grundmasse-Plagioklas im gleichkörnigen, hypidiomorphen Verband mit Biotit, Kalifeldspat und einer ersten Quarz-Generation befindet (Mosaik-Gefüge mit stark buchtigen bis amöboiden Korngrenzen). Grundmasse-Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz sind ca. 1,5 mm, die Biotite 0,5 mm im Durchmesser, während die Plagioklas-Großkristalle 3—5 mm Größe erreichen. Die Biotit-Leisten, angeordnet zu langen, gewellten Bahnen, schmiegen sich eng an die Plagioklas-Großkristalle an. Quarz-Kalifeldspat-Myrmekite sind nicht selten, bleiben aber klein und warzenförmig (Taf. 7 Fig. 7). Orthoklas tritt gegenüber Plagioklas deutlich zurück. Intergranulare Implikation gegenüber Plagioklas (Perthit-Spindeln) sind häufig. Die Deformation ist synkristallin. Sie folgt zeitlich nach der Kristallisation der Plagioklas-Großkristalle, die zwischen den Gleitbahnen verkantet und abgerollt wurden (Plagioklas-Porphyroklasten), während gleichzeitig Grundmasse-Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat und Quarz auskristallisierten. Die Schlußphase der Deformation wurde als Externrotation der Plagioklas-Porphyroklasten fixiert (Taf. 3 Fig. 4). Zwischen den verkanteten Plagioklas-Tafeln und den Biotiten der Gleitbahnen rissen dabei Scherklüfte auf, die mit Rest-Quarz verheilt sind (Zwickelfüllung). Im Gegensatz zu den mit Kalifeldspat eng verzahnten amöboiden Quarzen sind die Rest-Quarze langgestreckte, schlauchförmige Individuen, die in ihrer fächerförmigen Aggregation Ausmaß und Drehsinn der Plagioklas-Rotations nachzeichnen. Die erste Quarz-Generation ist weitgehend parkettiert, während die zweite Quarz-Generation höchstens undulöse Auslöschung zeigt. Die Quarze der zweiten Generation sind an der dem Kantendruck des Plagioklas zugewandten Seite klein und schmal, an der abgewandten Seite (in dem sperrenden Zwickel) breiter und länger (Druckschatten-Quarz). Die in Taf. 5 Fig. 6 von links nach rechts verlaufende Scherfläche verläuft parallel allen anderen gleichwertigen Flächen und ist im Raum mit NNE-Streichen und steilem SE-Fallen orientiert. Die endomagmatische Deformation markiert damit ein Störungssystem, an dem und durch das sich der Granodiorit von Hochstädten aktiv Platz zwischen den Amphiboliten der msh-Serie des Felsberges geschaffen hat.

Der Granodiorit von Bensheim zeigt ein normales granitisches Gefüge mit Biotit und Plagioklas als Erst-, Kalifeldspat und Quarz als Letzt-Kristallisaten. Dabei be-

gann die Biotit-Ausscheidung vor der Plagioklas-Bildung (Biotit poikilitisch in Plagioklas), hielt jedoch längere Zeit hindurch an und wurde vom Plagioklas schließlich auf die Korngrenzen verdrängt. Annähernd gleichzeitig ist die Kalifeldspat-Quarz-Ausscheidung: Myrmekitische Verwachsungen sind nicht selten. Der Quarz liegt nur in einer Generation vor. Deformations-Erscheinungen fehlen dem Gestein, abgesehen von einzelnen postkristallinen Rupturen, die von Sekundär-Mineralien ausgefüllt sind (Tonminerale, Calcit, Epidot). Der Plagioklas erreicht 2—3—5 mm Größe, einzelne Quarze 1—3 mm. Letztere sind jedoch stets von kleinerem, amöboiden Quarz und Kalifeldspat umgeben. Die Biotit-Leisten sind kurz und oftmals breit-tafelig, unorientiert zu Aggregaten angeordnet, niemals jedoch zu längeren, orientierten Biotit-Flasern. Der unverhältnismäßig frische Zustand des Biotits ist um so erstaunlicher, als das Gestein merkbare Anzeichen beginnender Vergrusung erkennen läßt.

Bt-Gneise und Granodiorit zeigen folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Kalifeldspat (Orthoklas-Mikroklin), Biotit (Lepidomelan).

Nebengementteile: Plagioklas (Andesin), grüne, hastingsitische Hornblende, grüner Chlorit mit anormaler blauer und brauner Interferenz (Pennin-Klinochlor), Epidot, Pumpellyit, Prehnit, Klinozoisit, Muscovit, Sericit, Hämatit, Limonit, Ca-Fe-Mg-Karbonate, Tonminerale.

Akzessorien: Zirkon, Titanit, Rutil (Sagenit), Magnetit, Granat.

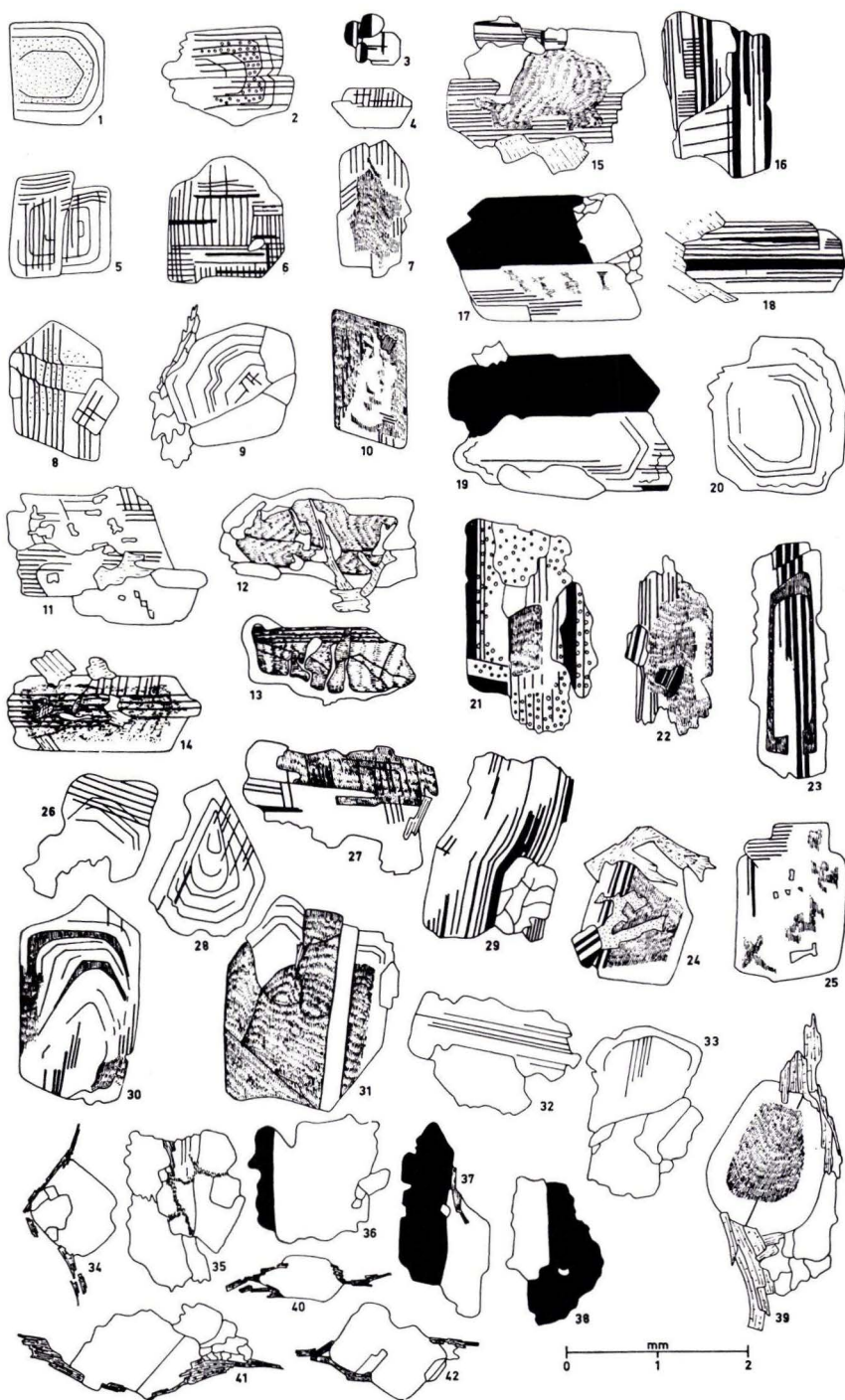
Quarz: Die Paralleltextur, die in Amphiboliten, Gabbros, Dioriten und Quarzdioriten vornehmlich von den dunklen Mineralen gezeichnet wurde, wird in den granodioritischen Gesteinen mit zunehmendem Maße und im plattigen Bt-Gneis vorherrschend vom Quarz geprägt. Dieser ist in den Granodioriten in Lagen und Linsen //ab angeordnet und bildet in Aggregaten gestreckte Kristalle aus. In den Bt-Gneisen ist der Quarz in langen Bahnen //ab angeordnet, in denen er in Form schlauchförmiger Individuen kristallisiert. Eine strenge Quarz-Regelung wird u. d. M. mit Rot I offenbar. Untersuchungen von PORTMANN (1928) über die Regelung von Quarz-c-Achsen aus dem Granodiorit (und dem Quarzdiorit) des Felsberges brachten keine klaren Anhaltspunkte über den Regelungs-Mechanismus. Die Flasern und Zöpfe streng geregelter Glimmer am Rande der Quarz-Bahnen, die Einregelung der Plagioklas-Porphyrklasten mit Ausbildung von großkörnigen Quarz-Zwickeln im Druckschatten, durchhaltende Mörtelzonen u. a. m. lassen erkennen, daß die Quarz-Bahnen als Deformations-Bahnen, die Bt-Gneise als Tektonite (S-Tektonite) zu verstehen sind. Dieser Deutung entspricht das Alter der Quarze, die jünger als die kataklastischen Kalifeldspäte sind, da sie diese auf Bruchzonen durchsetzen.

Kalifeldspat: Der Kalifeldspat der Granodiorite und Bt-Gneise hat einen optischen Achsenwinkel $2V_x$ von 59—67—70° und ist ein Orthoklas mit beginnender Umwandlung in Mikroklin-Perthit. Perthit-Entmischung (Albit-Spindeln im Mikroklin) ist häufig (Taf. 7 Fig. 10), sichtbare Mikroklin-Vergitterung jedoch noch ganz untergeordnet und auf begrenzte randnahe Partien einzelner Orthoklase beschränkt.

Die bereits im Handstück erkennbaren kataklastischen Deformationen des Kalifeldspats orientieren sich an der Orthoklas-Spaltbarkeit und beginnen mit anormaler Felderteilung (Taf. 7 Fig. 11). Tracht und Habitus sind (mit Ausnahme der Deformations-Erscheinungen) in allen Granodiorit-Gebieten des Felsberg-Zuges sehr einheitlich, eine Regelung mit kristallographisch a parallel b des großtektonischen Baues ist unverkennbar. Sie wurde in der Kammzone des Felsberges statistisch untersucht (BARTH 1972).

Plagioklas: Granodiorit und Bt-Gneis weisen keinen einheitlichen Plagioklas auf. In den Bt-Gneisen herrscht der metamorphe Plagioklas (Andesin) der Amphibolite bis Q-Bt-Amphibolite vor (Abb. 2; Taf. 8 Fig. 11). Er wird in den flasrigen Bt-Gneisen und den Granodioriten allmählich verdrängt von Plagioklas-Großkristallen mit der üblichen polysynthetischen A-Zwillings-Lamellierung, gekoppelt mit einfachen C-Zwillingen. Ein Zonarbau war in den Plagioklasen entweder nicht sichtbar ausgebildet oder er ist ebenso wie die Zwillings-Lamellierung wegen der fortgeschrittenen Saussuritisierung verschwunden (Abb. 4 Fig. 31–33, 35–38). Die Saussuritisierung der Plagioklase ist auffällig gebunden an spätkristalline Bruchzonen und Deformations-Bahnen, die den Plagioklas durchziehen und von denen aus Quarz und Kalifeldspat in den Plagioklas eingedrungen sind. Optisch sind diese Mikrolithen nicht zu bestimmen, eventuell sind antiperthitische Entmischungen neben aggressiven Eindringlingen beteiligt. Sehr charakteristisch ist eine Felderteilung, durch die ein einziger Plagioklas-Großkristall optisch in mehrere Individuen aufgeteilt wird (Taf. 8 Fig. 8 und 9). Wahrscheinlich ist auch dies auf synkristalline Deformation zurückzuführen. Ein weiterer Plagioklas-Habitus charakterisiert alle granodioritischen Gesteine mit Quarz-Bahnen, insbesondere die plattigen Bt-Gneise. Hier tritt ein in Scherzonen extern rotierter Plagioklas auf wie er vereinzelt auch schon in den Hbl-Bt-Gneisen beobachtet wurde (Porphyroklasten; Taf. 8 Fig. 10). Die meist völlig saussuritisierten Plagioklase sind in der Matrix der Quarz-Bahnen abgerollt und werden von Biotit-Flasern umflossen (Abb. 4 Fig. 34, 40–42; Taf. 5 Fig. 5). Der Anorthit-Gehalt der Plagioklase wurde nach der Methode REINHARD (1931) bestimmt zu 16–24–38 (52 Messungen), wonach es sich um einen Oligoklas handelt.

Einige Besonderheiten zeigt der Plagioklas des Granodiorits von Hochstädten aus dem Steinbruch im Hochstädter Wald. Die großen und frischen Plagioklase lassen eine optische Bestimmung zu. 16 Messungen ergaben für $2 V_x$ ein Mittel von 83° . Der mittlere Anorthit-Gehalt wurde zu 18–23–28% bestimmt. Häufig ist der Plagioklas zonar gebaut mit 15–20–25 zonaren Rekurrenzen, das sind erheblich mehr als in den Plagioklasen der Gabbros, Diorite und Quarzdiorite gezählt werden konnten. Ein albit-reicher Saum ist deutlich vorhanden, während der anorthitreiche Kern schlecht abgegrenzt ist. Die Abnahme des Anorthit-Gehaltes geschieht oszillierend und ein abschließender größerer Rekurrenz-Sprung zum albit-reichen Hüll-Plagioklas war festzustellen: 36–29–34–12% Anorthit. Der Außensaum verhält sich stets aggressiv gegenüber dem erstkristallisierten Plagioklas. Die Zwillings-Lamellierung geht nicht durch ihn hindurch, während sich im Innern Zwillings-Lamellierung und Zonarbau ungestört gegenseitig durchsetzen. Der Plagioklas ist durch protoklastische Verbiegungen und Knicke der Zwillings-Lamellierung (Taf. 8 Fig. 1), durch anormale



Felderteilung, seltener durch kataklastische Bruchzonen gekennzeichnet. Die Brüche sind durch den albit-reichen Außensaum stets gut verheilt. Die Auskristallisierung des Plagioklases erfolgte nicht konzentrisch um einen zentral gelegenen Kristallisationskeim, sondern stets richtungsgebunden. Der „Kern“ des Zonarbaues liegt immer exzentrisch meist sogar ganz am Rande. Selbst an den zersetzten Plagioklassen ist dies noch zu erkennen: Nicht das Zentrum ist saussuritisiert, sondern die exzentrisch-peripher liegenden anorthit-reichen „inneren“ Zonen. Nicht selten sind am Rande eines Kristalles zwei verschiedene Kristallisationskeime vorhanden. Graphische Implikationen (Myrmekite) von Quarz sind nicht selten, blieben jedoch im albitreichen Außensaum klein und warzenförmig stecken. Die Plagioklase zeigen eine enge polysynthetische Zwillings-Lamellierung nach dem Albit-Gesetz ($11\times$) und Periklin-Aklin-Gesetz ($5\times$), oft kombiniert mit einfachen C-Zwillingen. Auch komplexe Albit-Karlsbader-Zwillinge kommen vor ($2\times$).

Biotit. Der Biotit der Bt-Gneise und Granodiorite ist ein braungrüner Lepidomelan mit kräftigem Intensitäts-Pleochroismus $x < y = z$, wie er ähnlich im Quarzdiorit und den quarz-führenden Dioriten auftritt. Umwandlung des Biotits in Chlorit (Pennin) unter Ausscheidung nadliger Eisenerze (Taf. 6 Fig. 10) sowie homoaxiale Verwachsungen Biotit:Chlorit // (001) sind nicht selten (Taf. 6 Fig. 6). Trotz der z.T. starken Deformation der Gesteine sind die Biotite nur selten verbogen, da sie syn- bis postkinematisch kristallisiert und deswegen nicht als dickere Pakete, sondern unmittelbar vor dem Rest-Quarz als feinfasrige, schmale Leisten entlang der Scherflächen auskristallisierten. Im Hochstädtener Granodiorit zeigt eine Verblassung der Farbe //z an Kornumgrenzung und Spaltrissen eine beginnende Umwandlung in Hydro-Biotit an. Auch ist hier die spindelig-fasrige Zersetzung der Biotite zu beobachten, wie sie an braunen Biotiten aus Gabbros des Bergzuges Zehnes—Knorz—Almen beschrieben wurde.

4. Quantitativer Mineralbestand

In der Zusammenstellung der Tab. 1 ist der quantitative Mineralbestand aller Gesteine angeführt, wie er sich aus den angefertigten Integrationsanalysen ergab. Der Vollständigkeit halber angeschlossen sind einige Analysen für den Auerbacher Marmor und für die Mischgesteine der tektonischen Zerrüttungszonen, die beide in

Abb. 4. Plagioklase aus Gesteinen des Felsberg-Zuges. — Halbschematische Zeichnungen u. d. M.

1—10:	Zonare Plagioklase (Bytownit-Labrador) aus Gabbro und Diorit;
11—14:	Blasto-kataklastische Plagioklase (kataklastischer, basischer Kern, blastischer, saurer Hüll-Plagioklas) aus Gabbro des Felsberges;
15—20:	Zonare Plagioklase (Andesin) aus Quarzdiorit;
21—25:	Porphyroklastische Relikt-Plagioklase (Labrador?) aus Amphibolit;
26—30:	Zonare Plagioklase (Andesin) aus Hbl-Bt-Gneis;
31—33, 35—38:	Metablastische Plagioklase (Oligoklas) aus Hbl-Bt-Gneis, Bt-Gneis, Granodiorit;
39:	Porphyroklastischer Plagioklas (Oligoklas) aus Q-Bt-Amphibolit;
34, 40—42:	Porphyroklastischer Plagioklase (Oligoklas) aus Hbl-Bt-Gneis, Bt-Gneis, Granodiorit.

vorstehender petrographischer Bearbeitung nicht mit erfaßt sind (vgl. BARTH 1971, 1972).

In einer Daten-Sammlung sind ferner alle bisher aus dem Felsberg bekanntgewordenen Integrationsanalysen zusammengetragen (Tab. 2).

Die Integrationsanalysen der chemisch analysierten Gesteine finden sich in Tab. 9.

Alle Analysen der Tab. 1, 2, 9 sind in Abb. 5 im Dreieck Q-FS-M dargestellt.

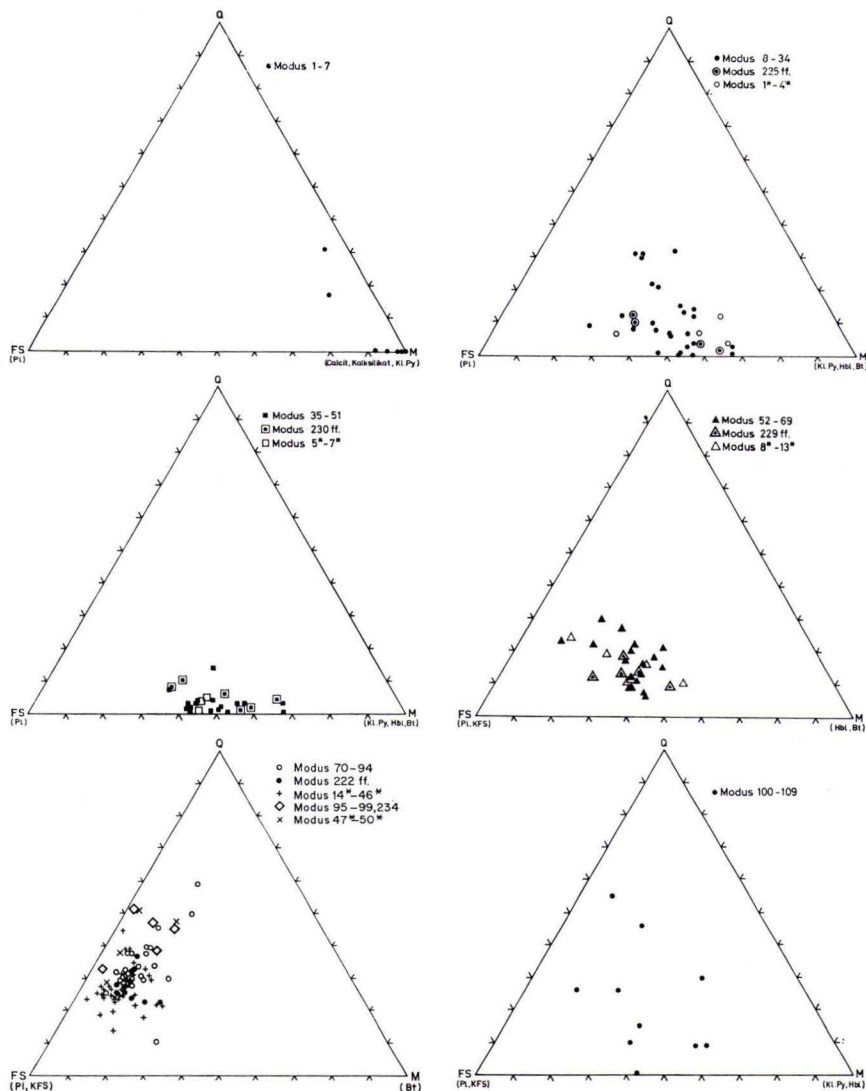


Abb. 5. Modalbestand der Gesteine des Felsberg-Zuges; Darstellung im Dreieck Quarz-Feldspat-Mafiten: links oben: Marmor, Kalksilikatfels; Mitte links: Gabbro, Diorit; unten links: Bt-Gneis, Granodiorit; rechts oben: Amphibolit, Q-Bt-Amphibolit; Mitte rechts: Quarzdiorit, Hbl-Bt-Gneis; unten rechts: Mischgesteine der tekton. Zerrüttungszonen.

5. Gesteinschemische Untersuchungen

Die Gesteinsproben für die chemischen Analysen wurden nach geologisch-petrographischen Gesichtspunkten entnommen: Mit den nachstehend aufgeführten 25 neuen Gesteins-Analysen sind sowohl die Hauptgesteine des Felsberg-Zuges (Amphibolit, Gabbro, Diorit, Quarzdiorit, Granodiorit) erfaßt als auch untergeordnet vorkommende Gesteine, die zur Klärung petrogenetischer Beziehungen wichtig erschienen (Bt-Amphibolit, Q-Bt-Amphibolit, Hbl-Bt-Gneis, Bt-Gneis). Eine Analyse (Nr. 457) wurde zu Vergleichszwecken vom Granodiorit des Melibokus-Massivs angefertigt.

Von jeder Probe wurden ca. 5 kg entnommen, die mit dem Backenbrecher auf ca. 5 mm Korngröße zerkleinert und auf ca. 500 g heruntergeviertelt wurden. Die reduzierten Proben wurden mit der Scheibenschwingmühle auf eine Korngröße von ca. 50 μ gemahlen.

Die Analysen wurden ausgeführt von M. WEIBL, ETH Zürich. Die Ergebnisse der Analysen sind in Tab. 3 zusammengestellt.

In einer Daten-Sammlung (Tab. 4) wurden 30 Analysen von Gesteinen des Felsberg-Zuges zwischen Bensheim-Auerbach im SW und Hoxhohl im NE zusammengestellt. Sie wurden (unter Ausnahme der Analyse I, Borstein-Quarz) für die gesteinschemischen Berechnungen berücksichtigt.

In einer weiteren Daten-Sammlung (Tab. 5) sind 16 einzeln ausgeführte SiO_2 -Bestimmungen aufgeführt. Sie wurden zusammen mit den SiO_2 -Bestimmungen der Gesteins-Analysen in einem Häufigkeits-Histogramm ausgewertet (Abb. 7).

Für fünf Proben (Granodiorit und Bt-Gneis) wurden die Rb- und Sr-Gehalte bestimmt (Tab. 6).

Eine erste Auswertung der Analysen bringt das $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis der Abb. 6, und sie zeigt die Gesteine des Felsberg-Zuges bereits in der für diese Arbeit maßgeblichen Gruppierung, nach steigendem Alkaligehalt:

- 1a) Gabbro + Diorit
- 1b) Amphibolit bis Q-Bt-Amphibolit)
- 2 Quarzdiorit + Hbl-Bt-Gneis
- 3a) Bt-Gneis + Granodiorit
- 3b) Granodioritaplit, Mu-Gneis,

wobei das $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis von anfangs 3:1 (1 a, b) über 2:1 (2) bis 1,5:1 (3 a, b) ab-, d. h. der relative K-Gehalt zunimmt.

Eine vergleichbare Gruppierung zeigt die Häufigkeitsverteilung der SiO_2 -Gehalte in Abb. 7. Es ergaben sich deutliche Häufigkeits-Maxima, eines (1) beim arithmetischen Mittel (51,0% SiO_2) der quarz-kalifeldspat-freien Paragenesen (Amphibolit, Gabbro), eines (3a) beim arithmetischen Mittel (68,2% SiO_2) der quarz-kalifeldspat-reichen Paragenesen (Bt-Gneis, Granodiorit). Die Paragenesen mit \pm Quarz, Kalifeldspat (Quarzdiorit, Hbl-Bt-Gneis) zeigen ein Mittel von 58,3% SiO_2 (2) und stellen sich als deutliches Bindeglied zwischen den Amphibolit-/Gabbro- und den Granodiorit-Paragenesen dar. Eine weitere an Quarz und Kalifeldspat sehr reiche Gesteinsgruppe (3b) schart sich um ein SiO_2 -Mittel von 74,5% (Granodiorit von Melibokus-Hochstädten, Gang-Aplit und Mu-Orthogneis).

Den Rb- und Sr-Gehalten der Tab. 6 ist für Bt-Gneis und Granodiorit folgende Aussage zu entnehmen: Bei breiter Streuung liegen die Mittel (107 ppm Rb, 459 ppm Sr) zwischen den von TUREKIAN u. WEDEPOHL (1961) gegebenen Durchschnittswerten für Ca-reichen Granit (110 ppm Rb, 440 ppm Sr) und den von VINOGRADOV (1962) gegebenen Durchschnittswerten für Diorit (100 ppm Rb, 800 ppm Sr). Das K/Rb-Verhältnis (Mittel 320,2), das nach SCHROLL u. GROHMANN (1965) als Maß für

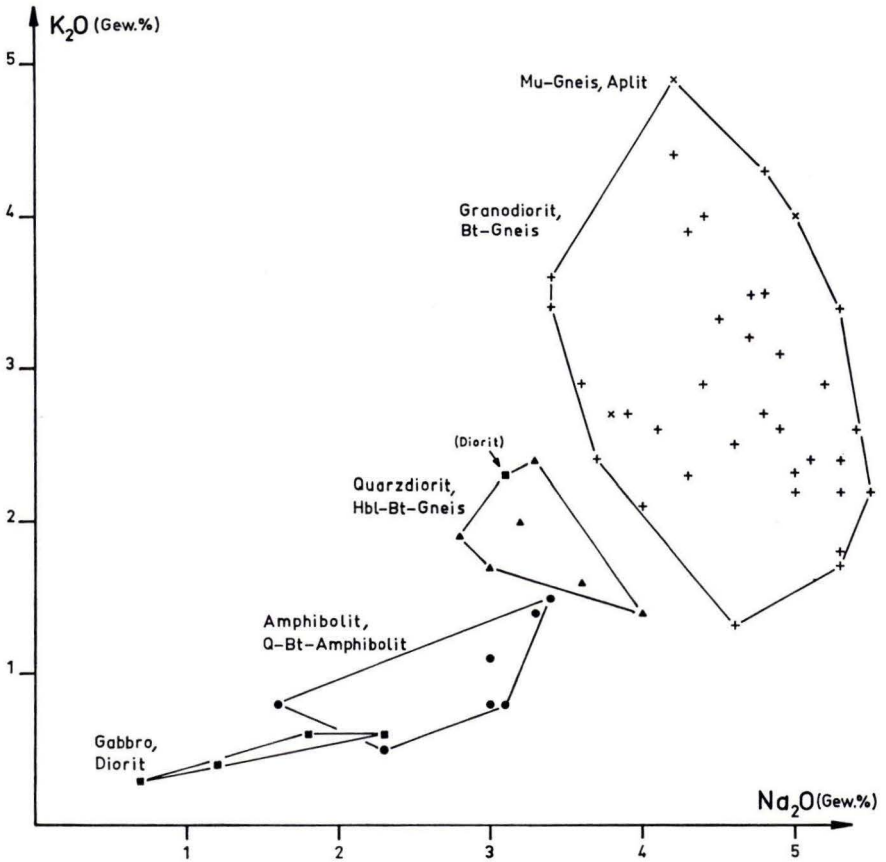


Abb. 6. Na₂O:K₂O-Verhältnis der Gesteine des Felsberg-Zuges.

das Intrusionsniveau zu werten ist, liegt noch über dem Wert für konkordante Granodiorite, der mit 150–250 angegeben wird, während das K/Rb-Verhältnis diskordanter Granite bei 100–150, das hochplutonischer Granite unter 100 liegt. OVCINNIKOV u. TRAJANOV (1963) verwendeten das K/Rb-Verhältnis zur direkten Altersaussage, wonach variscische Granite ein K/Rb-Verhältnis von 160, prä-variscische ein solches von 400 zeigen. Das Mittel des Ca/Sr-Verhältnisses liegt bei 65,5.

Die NIGGLI-Werte wurden nach der von BURRI (1959: 47–55) gegebenen Vorschrift aus den Gewichtsprozenten über die Molekularen Äquivalentzahlen (MÄZ) berechnet.

Die NIGGLI-Werte si , al , fm , c , alk ; ti , p , h , co_2 sowie die Zusatzbestimmungen k , mg , w , c/fm sind in Tab. 7 und 8 zusammengestellt. Die Häufigkeitsverteilung der NIGGLI-Werte ist den Abb. 8 und 9 zu entnehmen. Die Histogramme der NIGGLI-

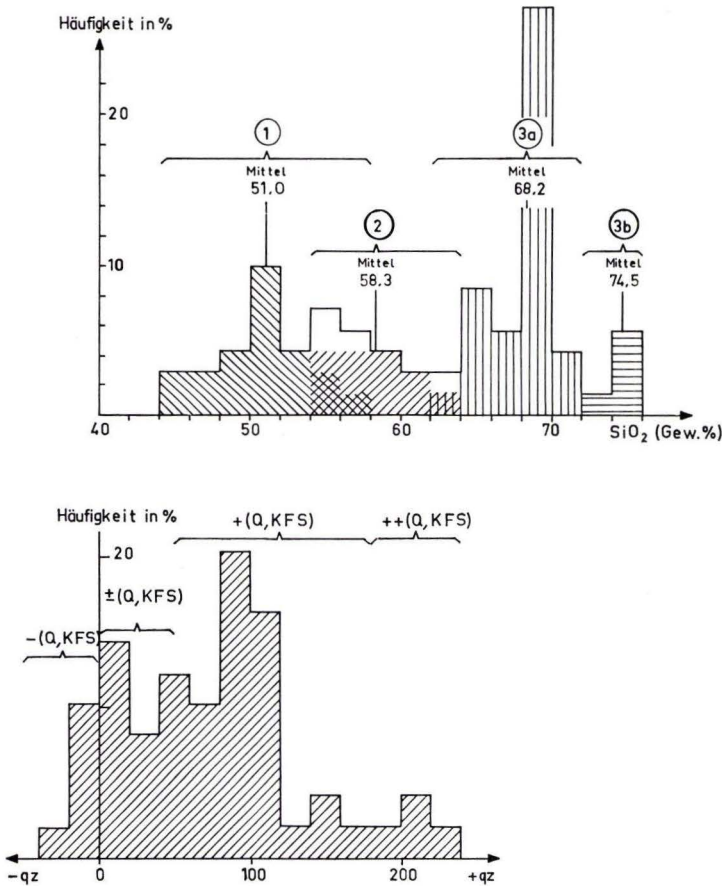


Abb. 7. Histogramm der Häufigkeitsverteilung des SiO₂-Gehaltes (oben); Histogramm der Häufigkeitsverteilung der Quarzzahl qz (unten).

WERTE zeigen mehrgipfelige, die Histogramme der Zusatzbestimmungen eingipfelige Verteilungskurven. Insbesondere fallen für alle Gesteine des Felsberg-Zuges die sehr konstanten Verhältnisse k , mg und c/fm auf: 27,3% K₂O ist das Mittel im Na₂O:K₂O-Verhältnis (vgl. Abb. 6), 51,5% MgO das Mittel im (Fe, Mn) O:MgO-Verhältnis, 65,8% CaO das Mittel im (Fe, Mg, Mn) O:CaO-Verhältnis.

Aus den NIGGLI-Werten wurde gemäß Vorschrift von BURRI (1959: 60–64) der

Tonerde-Überschuß berechnet. Der Überschuß an Tonerde T über die Alkalien ergibt sich zu

$$T = (\text{al} - \text{alk}),$$

der Überschuß an Tonerde t über die Kalkalkalien zu

$$t = \text{al} - (\text{alk} + c).$$

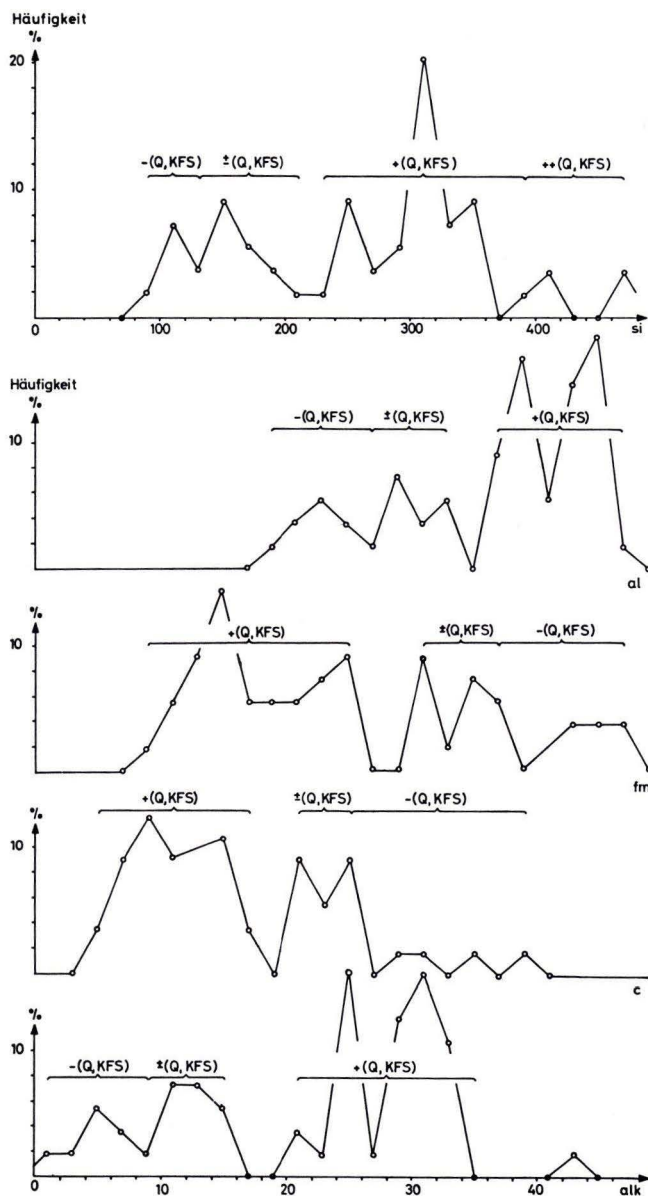


Abb. 8. Häufigkeitsverteilung der NIGGLI-Werte si, al, fm, c und alk.

Für alle Analysen des Felsberg-Zuges ist $T > 0$, d. h. $al > alk$. (Nur der Gangaplit, Analyse S, zeigt $al < alk$.) Doch teils ist $t \leq 0$, so daß kein Tonerde-Überschuß vorhanden ist:

$$al \leq alk + c \quad (a)$$

teils ist $t > 0$, so daß Tonerde-Überschuß vorhanden

$$\begin{aligned} al &> alk + c, \text{ aber zugleich} \\ al &< alk + 2c + 2fm \end{aligned} \quad (b)$$

ist.

Hierdurch ergibt sich eine Zweiteilung der Gesteine des Felsbergs-Zuges. Die Beziehung (a) erfüllten Amphibolit bis Q-Bt-Amphibolit (1a) sowie Gabbro und Diorit (1b), ferner Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis (2). Die Beziehung (b) erfüllen Bt-Gneis und Granodiorit (3a) sowie untergeordnet vorkommende Granodioritaplite und Mu-Gneise (3b).

Der Befund $t > 0$ bei den granodioritischen Gesteinen der Gruppe (3) ist für Eruptiva ungewöhnlich und bedarf der Erklärung. Er kann nur zum geringen Teil mit stärkerem Verwitterungsgrad bzw. mit stärkerer autometasomatischer Zersetzung erklärt werden, sondern weist in größerem Maße auf ein metamorphes Edukt des Granodiorits hin. Dies muß angenommen werden, weil in der Verwitterungskurve *w* der Abb. 8 (Häufigkeits-Histogramm des Oxydationsgrades des Fe) kein Zusammenhang der Plusvarianten mit den Werten $t > 0$ der Analysen erkennbar ist.

T ist zugleich ein Maß für die Menge des Anorthit-Gehaltes. Die Menge des Alkalifeldspates kann an der Größe $2alk$ abgeschätzt werden, wobei $k \cdot 2alk \underline{\underline{=}} KFS$, $(1 - k)2alk \underline{\underline{=}} NaFS$ ist. Hieraus ergibt sich

$$\begin{aligned} FS &= 2alk + (al - alk) \\ &= al + alk \end{aligned}$$

als Maß für die Menge des Feldspates, und es kann das Feldspat-Verhältnis angenähert durch die Beziehungen im Dreieck $k \cdot 2alk : (1 - k)(2alk : (al - alk))$ wiedergegeben werden, wofür hier jedoch die normativen Orthoklas-, Albit-, Anorthit-Gehalten verwendet wurden (Abb. 11).

Auch können die Feldspat-Werte zur Berechnung einer vereinfachten Äquivalentnorm herangezogen werden (BURRI 1959: 64–66):

$$\begin{aligned} Or &= 10 k \cdot alk \\ Ab &= 10 (1 - k)alk \\ An &= 5 T \\ M &= Wo + En + Hy \\ &= 2 (c - T) + 2 mg \cdot fm + 2 (1 - mg)fm \\ Q &= qz. \end{aligned}$$

Doch wurde die Äquivalentnorm hier dem Modus angepaßt und direkt aus den Gewichtsprozenten berechnet.

Eine weitere Interpretation kann versucht werden, wenn für alle Gesteinsgruppen die Quarzzahl qz als Ausdruck der SiO_2 -Sättigung bestimmt wird:

$$qz = si - si'$$

In dieser Beziehung ist si' diejenige Menge si , die zur Bildung der höchstsilifizierten Gemengteile benötigt wird. Im Fall der Beziehung (a) wird diese Bedingung durch Bildung höchstmöglicher Mengen Feldspat, Diopsid, Orthaugit erfüllt, im Fall der

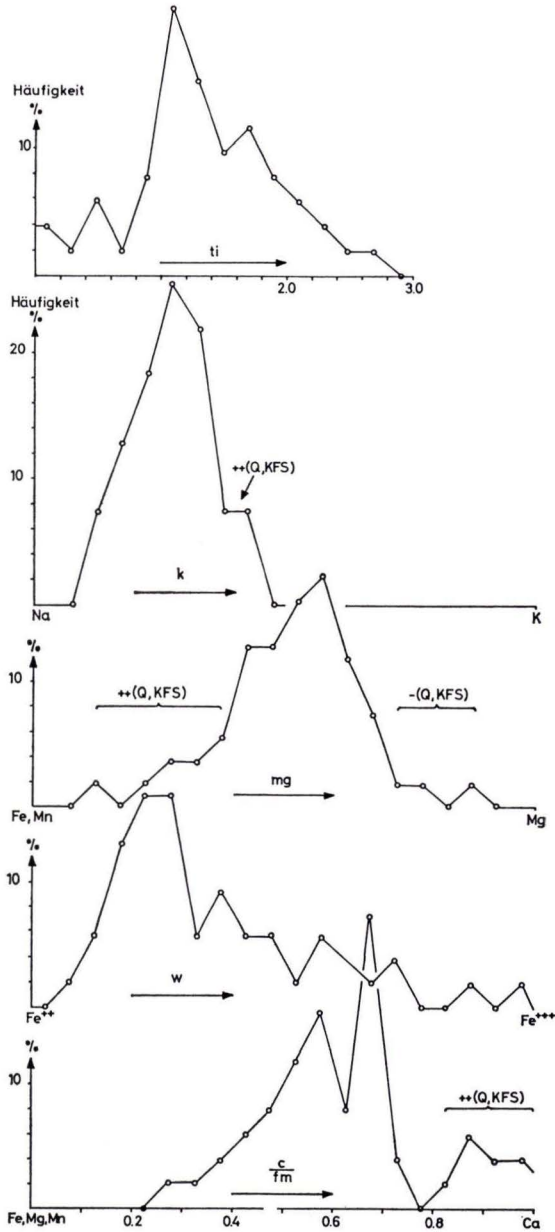


Abb. 9. Häufigkeitsverteilung des NIGGLI-Wertes ti und der Zusatzbestimmungen k , mg , w und c/fm .

Beziehung (b) durch Bildung höchstmöglicher Mengen Feldspat, Sillimanit, Orthaugit. Für beide Fälle (a), (b) ergibt sich

$$si' = 100 + 4alk.$$

Die Interpretation der Quarzzahl (Abb. 7) liefert eine weitere geochemische Begründung für oben angegebene Gruppierung der Felsberg-Gesteine. Die Gesteine der Gruppe (1) zeigen $qz \leq 0$, die Gesteine der Gruppe (2) $qz \cong 0$. Alle diese Gesteine mit $qz \pm 0$ haben eine ausgeglichene SiO_2 -Bilanz, d. h. Bildung hochsilifizierter Silikate war möglich, nicht aber Bildung von Quarz (1). Allenfalls ist in diesen Gesteinen wegen ihres Gehaltes an SiO_2 -armen, alkali-haltigen Silikaten (Hornblende, Biotit) ein sehr kleiner Quarz-Gehalt zu erwarten (2). Demgegenüber ist in der dritten Gesteinsgruppe wegen $qz > 0$ mit größeren Quarz-Gehalten zu rechnen, insbesondere bei der Untergruppe (3b) mit $qz \ll 0$ (Granodioritaplit, Mu-Gneis).

Die dieser Arbeit zugrundeliegende Gruppierung der Gesteine läßt sich somit auch in der Form schreiben (vgl. Abb. 7–9):

$$\begin{array}{l} 1a) \\ 1b) \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} - (Q, KFS) \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{genügen Beziehung (a),}$$

$$\begin{array}{l} 2) \\ 3a) \\ 3b) \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \begin{array}{l} \pm (Q, KFS) \\ + (Q, KFS) \\ ++ (Q, KFS) \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \text{genügen Beziehung (b).}$$

Nach der von BURI (1959: 198–200) gegebenen Vorschrift wurden die Basisgruppenwerte Q, L, M direkt aus den NIGGLI-Werten berechnet. Eine Kontrolle der auf diesem Wege gewonnenen Werte Q, L, M erfolgte anhand der direkt aus den Atomaren Äquivalentzahlen (AÄZ) berechneten NIGGLI-Basis-Komponenten (vgl. BURRI 1959: 181).

Die Werte Q, L, M sind in Abb. 10 (oben) graphisch aufgetragen. Die darstellenden Punkte von Amphibolit, Gabbro, Diorit liegen beidseitig der SiO_2 -Sättigungslinie, die Punkte von Granodiorit und Bt-Gneis auf der Q-L-Seite nahe dem Eutektikum Quarz-Feldspat. Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis vermitteln zwischen Amphibolit und Granodiorit.

Wegen der überaus guten Übereinstimmung aller Analysen von Granodiorit und Bt-Gneis (Scharung der darstellenden Punkte im QLM-Dreieck) wird fortfolgend auf weiterführende geochemische Umrechnungen der entsprechenden Analysen aus der Literatur (insbesondere der Analysen von KNAUER 1969) verzichtet. Basis und Äquivalentnorm wurden für die der Literatur entnommenen Analysen A–E berechnet.

Die NIGGLI-Basisverbindungen wurden nach der von BURRI (1959: 106–111) gegebenen Vorschrift aus den Gewichtsprozenten über die Atomaren Äquivalentzahlen (AÄZ) berechnet.

Mit Hilfe der NIGGLI-Basisverbindungen können die Angaben des QLM-Dreiecks ergänzt werden. Kp, Ne und Cal können, auf 100 bezogen, zu einem Dreieck kombiniert werden, das das K-Na-Ca-Verhältnis angibt (Abb. 10 Mitte). Dieses Verhältnis entspricht in erster Näherung dem Kalifeldspat-Albit-Anorthit-Verhältnis, da alle Gesteine des Felsberg-Zuges SiO_2 -Überschuß haben. Doch ist in dem K-Na-Ca-

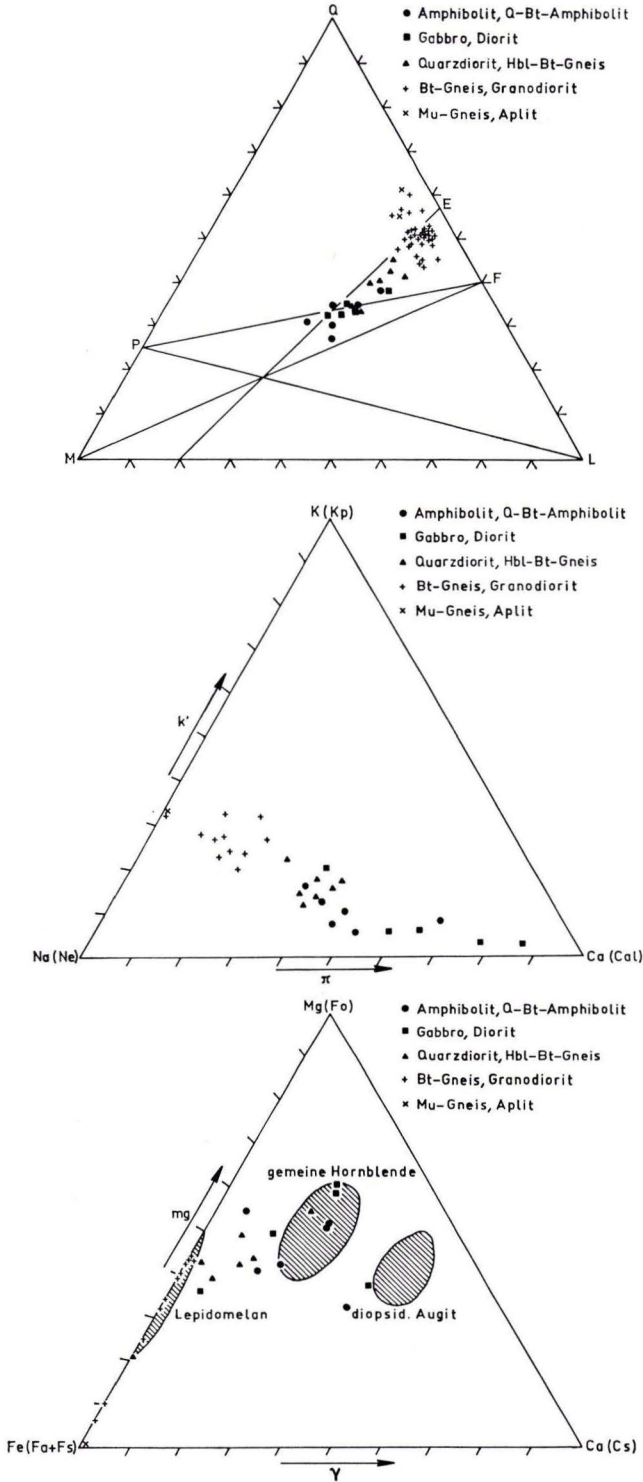


Abb.10. Gesteine des Felsberg-Zuges; oben: Darstellung der NIGGLI-Basisgruppenwerte im Dreieck Q-L-M; Mitte: Darstellung des K:Na:Ca-Verhältnisses im Dreieck der NIGGLI-Basisverbindungen Kp-Ne-Ca; unten: Darstellung des Mg:Fe:Ca-Verhältnisses im Dreieck der NIGGLI-Basisverbindungen Fo-(Fa+Fs)-Cs. E = Eutektikum Quarz-Feldspat, P-F = SiO₂-Sättigungslinie.

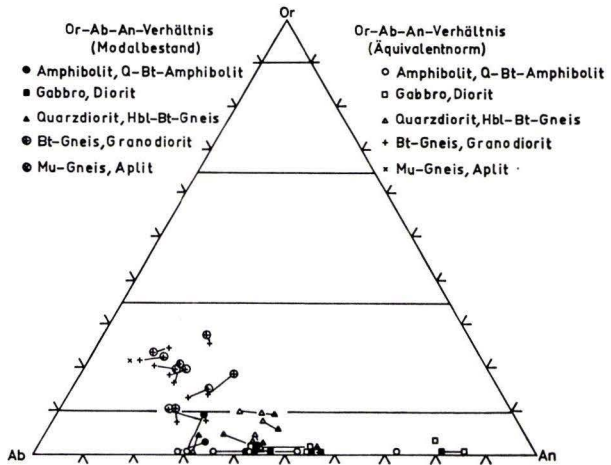
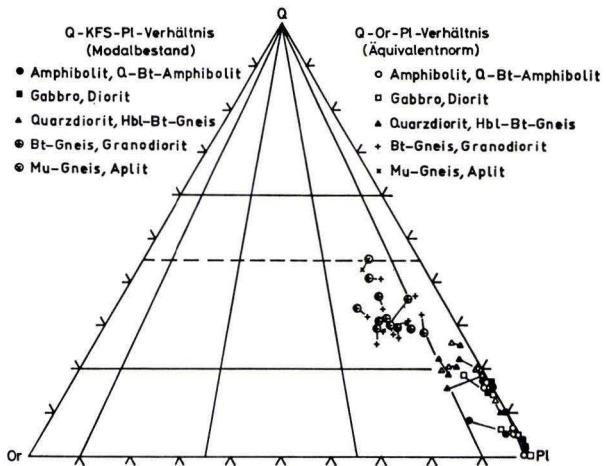
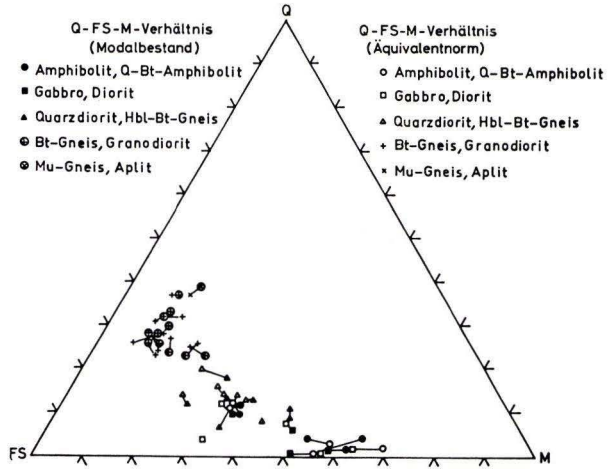


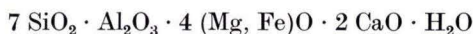
Abb. 11. Die Gesteine des Felsberg-Zuges; Klassifikation und Vergleich von Modalbestand und Äquivalentnorm im Dreieck Quarz-Feldspat-Mafiten (oben), Quarz-Orthoklas-Plagioklas (Mitte), Orthoklas-Albit-Anorthit (unten); Grenzen im Dreieck nach STRECKEISEN 1967.

Verhältnis des Kp-Ne-Cal-Dreieckes der in Biotit gebundene K-Gehalt und der in Hornblende gebundene Ca-Gehalt inbegriffen. Durch Vergleich des Kp-Ne-Cal-Dreieckes der Abb. 10 mit dem äquivalentnormativen Orthoklas-Albit-Anorthit-Dreieck der Abb. 11 (unten) können diese Mengen K und Ca abgeschätzt werden.

Ebenso können Fo, (Fa + Fs) und Cs, auf 100 bezogen, zu einem Dreieck kombiniert werden, das das Mg-Fe-Ca-Verhältnis angibt (Abb. 10, unten). Dieses Verhältnis entspricht in erster Näherung dem Enstatit-Hypersthen-Wollastonit-Verhältnis, d. h. aus dem Dreieck kann abgelesen werden, welche mafischen Minerale auftreten können. Gesteine, deren darstellende Punkte am Fe-Eck liegen (Granodiorit von Melibokus-Hochstädten, Mu-Gneis), führen Siderophyllit, Gesteine, deren darstellende Punkte auf der Fe-Mg-Seite liegen (Granodiorit, Bt-Gneis) Lepidomelan. Darstellende Punkte im Inneren des Dreiecks gehören Gesteinen an, die gemeine Hornblende (z. T. neben diopsidischem Augit) führen (Amphibolit, Gabbro). Das normative Mg-Fe-Ca-Verhältnis der Hornblende liegt bei 55,0%, Mg 22,5% Fe, 22,5% Ca. Demgegenüber liegen die darstellenden Punkte der Quarzdiorite auf einer Verbindungslinie zwischen dem Hornblende-Feld und dem Lepidomelan-Feld. Diese Gesteine führen beide Mineralien nebeneinander, was durch die Untersuchung u. d. M. bestätigt wird.

Die Berechnung einer Äquivalentnorm erfolgte in Anlehnung an BURRI (1959: 121—135). Die dort gegebene Empfehlung zur Ableitung einer Standard-Katanorm aus der Basis wurde dahingehend verlassen, daß unter Annahme reichlich vorhandenen Wassers eine Norm errechnet wurde, die dem tatsächlichen Mineralbestand der Gesteine des Felsberg-Zuges möglichst entspricht. Dies war durch gezielte Rechen-Manipulationen, aber nur auf zwei verschiedenen Wegen möglich (BARTH 1970: 93—95).

Große Unbekannte bei der Berechnung der Äquivalentnorm waren die Zusammensetzung der Hornblende, für die die idealisierte äquivalentnormative Zusammensetzung



verwendet wurde, sowie das Fe:Mg-Verhältnis im Biotit. Hierdurch verursachte Abweichungen vom Modus gleichen sich aber weitgehend innerhalb der mafischen Minerale aus.

6. Vergleich der Äquivalentnorm mit dem modalen Mineralbestand

In Tab. 9 sind die modalen Mineralbestände, wie sie durch die Integrations-Analysen gewonnen wurden, und die äquivalentnormativen Mineralbestände jeweils gleicher Proben zusammengestellt. Modale und normative Albit- und Anorthit-Gehalte (bezogen auf Gesamtgestein) sind der Tab. 10 zu entnehmen.

In Abb. 11 (M.) ist das Quarz-Orthoklas-Plagioklas-Verhältnis von Modus und Norm für alle Proben nebeneinander aufgetragen. Wie schon aus dem QLM-Dreieck zu erwarten, liegen die darstellenden Punkte für Granodiorit und Bt-Gneis zentral im Feld des Granodiorites. Eine Streuung in das Monzogranit-Feld läßt sich nicht

feststellen, auch nicht für die abweichenden Granodiorite von Melibokus-Hochstädten. Diese zeichnen sich lediglich, wie auch der Mu-Gneis, durch höhere Quarz-Gehalte aus. Gabbro und Diorit liegen in den entsprechenden Feldern auf der Quarz-Plagioklas-Seite zwischen 0 und 5% Quarz, Diorit z. T. auch als Q-Diorit mit 5–20% Quarz. Hierin besteht vollkommene Übereinstimmung mit STRECKEISEN (1967: 232), der 82 Modalbestände Odenwälder Diorite und Gabbros anführte. Die Amphibolite streuen, wie zu erwarten, über das Gabbro-/Q-Diorit-Feld. Die Quarzdiorite und Hbl-Bt-Gneise des Felsberg-SE-Hanges liegen ebenfalls auf der Quarz-Plagioklas-Seite. Sie variieren um 20% Quarz und führen zusätzlich bis zu 5% Orthoklas.

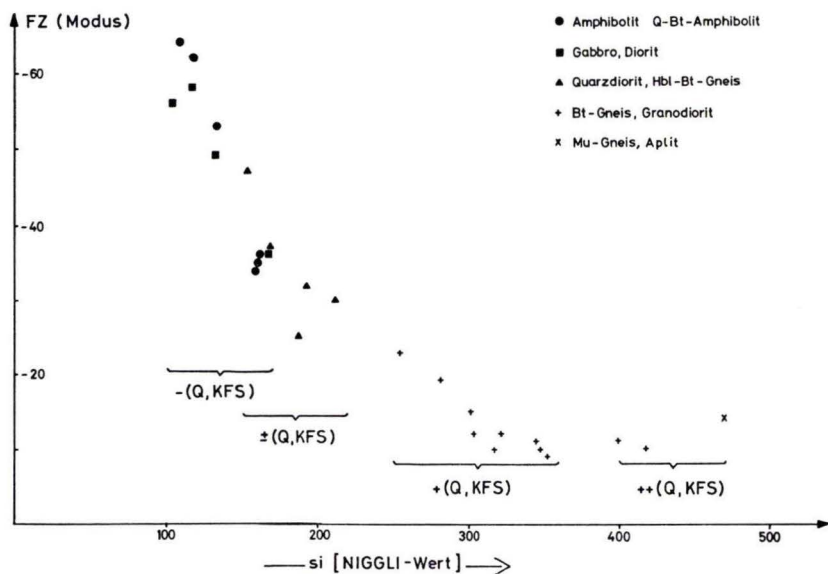


Abb. 12. Gesteine des Felsberg-Zuges; Farbzahl FZ aufgetragen in Abhängigkeit vom NIGGLI-Wert si.

Der Quarzdiorit liegt im Grenzbereich mehrerer Gesteins-Familien der konventionellen Nomenklatur. Ich folge STRECKEISEN (1967), wonach der Quarzdiorit im APQ-Dreieck ein enges Feld im Grenzbereich Quarzdiorit/Quarz-Diorit einnimmt und mit kalifeldspat-blastischen Randpartien ins Granodiorit/Monzodiorit-Feld streut. Quarzdiorite, die im „Quarzdiorit-Feld“ liegen, wurden nach STRECKEISEN (1967: 168) als Tonalite bezeichnet, wobei die Bedingung $Bt > Hbl$ nicht immer erfüllt ist. Das Biotit:Hornblende-Verhältnis entspricht eher dem von TRÖGER (1935: 67) gegebenen Modus des Original-Gesteins (S Tonale Paß, Adamello), das allerdings einen deutlich höheren Anorthit-Gehalt (63–41%) aufweist, was aber nach STRECKEISEN nicht maßgebend für die Namengebung sein soll.

Das Quarzdiorit-Übergangsfeld fehlt bei TABORSZKY (1968: 199), der 24 Integrations-Analysen Odenwälder Gesteine im Quarz-Orthoklas-Plagioklas-Dreieck darstellte.

Im Orthoklas-Albit-Anorthit-Dreieck (Abb. 11 unten) geben sich Granodiorit und Bt-Gneis mit einem mittleren Verhältnis von Orthoklas:Albit:Anorthit = 20:60:20 zu erkennen. Gabbros, Diorite und Amphibolite sind praktisch orthoklas-frei, wobei sich eine Häufung der Diorite und Amphibolite auf der Albit-Anorthit-Seite zwischen 30 und 55% Anorthit erkennen läßt. Der Eukritgabbro mit seinem extrem hohen Anorthit-Gehalt von 80–85% fällt aus dem Rahmen. Quarzdiorit und Hbl-Bt-Gneis vermitteln wiederum zwischen Amphibolit/Diorit einerseits und Granodiorit andererseits. In den Anorthit-Gehalten des Plagioklas stimmen sie mit Amphibolit/Diorit überein, in der Orthoklas-Führung ($\pm 5\%$) tendieren sie zum Granodiorit.

Das Verhältnis Quarz-Feldspat-mafische Minerale, das ist die Gesamtanalyse, ist in Abb. 11 (oben) aufgetragen. Die Granodiorite streuen zwischen 20 und 40% Quarz, ihre Farbzahl zwischen 5 und 25. Für Gabbro, Diorit und Amphibolit streut der Quarz-Gehalt zwischen 0 und 13%, die Farbzahl zwischen 32 und 70. Ein Maximum bei einer Farbzahl von 35 und einem Quarz-Gehalt von 12% haben Amphibolite und Quarzdiorit gemeinsam, wobei letztere zwischen 7 und 20% Quarz und Farbzahl 23 und 47 streuen.

Eine gleichsinnige Gruppierung der Gesteine des Felsberg-Zuges ist auch zu erkennen, wenn die Farbzahl FZ in Abhängigkeit vom NIGGLI-Wert si aufgetragen wird (Abb. 12).

7. Hinweise auf die Edukte der Metamorphite

Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Metamorphite können nur für unveränderten metamorphen Altbestand gesammelt werden. Mithin können aus dem Felsberg-Zug wegen der hier bestimmenden Überprägung durch den Granodiorit nur wenige Anhaltspunkte geliefert werden. Zu unterscheiden sind feldgeologische und gesteinschemische Hinweise auf das Ausgangsmaterial sowie Befunde u. d. M.

Für den Auerbacher Marmor steht die paragne Natur außer Zweifel. Die im wesentlichen von v. TCHIHATCHEFF (1888), HOFFMANN (1894) und HOPPE (1923) zusammengetragenen Hinweise auf das Edukt des Marmors geben jedoch keine konkreten Anhaltspunkte dafür, daß im Sinne oben angegebener Autoren ein devonischer Massenkalk (Riffkalk) als Edukt des Marmors anzusehen ist.

Die Annahme eines gebankten, unreinen Kalkes in primärer Fazies-Verzahnung mit Mergeln ist vorzuziehen (BARTH 1971). Eine weitergehende Differenzierung wagte TAUPITZ 1971. Doch scheint Verf. dessen Deduktion insoweit unvollkommen begründet, als er auch die Magmatite des Felsberg-Zuges als einfache metamorphe Produkte sedimentärer Grauwacken-Folgen ansieht und damit die komplexe Natur der Gesteine gerade im Bereich Hochstädten—Elmshausen übersieht.

Der feldgeologische Befund, daß die amphibolitischen Marmorbegleitschiefer ihre NE-Fortsetzung in den Amphiboliten des Felsberges finden, muß nicht zwangsläufig Hinweis auf paragenes Edukt des Amphibolites sein. Auch die Faltenbilder, die der Amphibolit gelegentlich aufweist, sind nicht einwandfrei zu deuten. Neben echten Falten, die orogen-tektonisch sein, aber auch als metamorphe Fließfalten gedeutet werden können, treten (besonders in den Lesesteinen der tektonischen Zerrüttungs-

zonen) Bruchstücke von Amphiboliten auf mit U-förmigem Verlauf von Kristallisationsschieferung und Leukosom (+ granodioritischem Injekt). Es kann sich bei diesen Bildern sowohl um fragmentarische Falten handeln als auch um Anschnitte ellipsoidisch-schaliger Absonderungskörper (Pillow-Strukturen? orthogener Edukte¹). Pillow-ähnliches Makro-Gefüge weisen gelegentlich auch die Amphibolite des Heizenwaldes auf, in denen Leukosome auftreten, die ellipsoid-förmige Gesteinspartien netzartig umschließen.

Als geologischer Hinweis auf das Ausgangsmaterial der Metamorphite sind schließlich Mu-Bt-Gneise zu werten, die untergeordnet am Felsberg-NW-Hang auftreten und sich stofflich nicht ganz in den beherrschenden Umwandlungsprozeß „amphibolitischer Altbestand + Alkali-Metasomatose → Bt-Gneis/Granodiorit“ eingliedern lassen. Die Mu-Bt-Gneise wie auch das gelegentliche Auftreten von sicher paragenen Metamorphiten (Mu-Gneise Roßbach, Bt-Mu-Gneise Hochstädter Wald, Bt-Gneise Hahlwald, Hämatit-Schiefer W Beedenkirchen) weisen darauf hin, daß sich zur Umgebung des Felsberg-Zuges hin ein allmählicher Wechsel in den Edukten der Metamorphite vollzog. Ich möchte daher für die Amphibolite paragenes Edukt nicht ausschließen.

Diese Annahme wird durch seltene Befunde u. d. M. gestützt, wie z. B. durch das gelegentliche Auftreten von Diopsid-Amphibolit (klarer Diopsid wie im Marmor, nicht aber blaßbrauner diopsidischer Augit wie sonst vorherrschend!). Andere Befunde u. d. M. weisen einwandfrei auf orthogenes Edukt hin, insbesondere die von SCHUBERT (1966: 109) gesammelten Merkmale (ophitische Strukturelikte, Plagioklas-Porphyroklasten). Die reliktsichen Plagioklas-Porphyroklasten, wie sie im Felsberg-Gebiet in den Bt-Amphiboliten des Hahlwaldes auftreten, scheinen mir ein besonders gutes Indiz für orthogenes Edukt zu sein. (Eine Verwechslung mit „Plagioklas-Metablasten“ kann ausgeschlossen werden.)

Eine Vielzahl geochemischer Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Amphibolite hat SCHUBERT (1966: 89–105) für die Odenwald-Amphibolite ausgewertet. Die von SCHUBERT angeführten Kriterien sprechen zumeist für orthogenes Edukt und die gewählten Darstellungen (z. B. Konzentrations-Dreieck MgO-CaO-FeO-Diagramm der NIGGLI-Parameter fm:mg) lassen dies deutlich erkennen. Insbesondere weist der von LAPADU-HARGUES 1953 begründete kritische Grenzwert von 0,8% TiO₂ (höherer TiO₂-Gehalt spricht für orthogenes, niedrigerer für paragenes Edukt) auf orthogenes Edukt der Odenwald-Amphibolite hin [Mittelwert aus 19 Analysen von SCHUBERT (1966) = 1,26% TiO₂]. Das Mittel der Amphibolit-Analysen aus dem Felsberg-Zug (Proben 225, 227, 236, 232, A) liegt mit 0,97% TiO₂ niedriger, aber auch deutlich über dem von NIGGLI (1952) gegebenen Wert für Mergel, Dolomitmergel, Kalkdolomitmergel (0,57% TiO₂).

¹) Ich danke den Herren M. MAGGETTI und J. v. RAUMER, Fribourg/Schweiz, an dieser Stelle für fördernde Diskussionen anlässlich gemeinsamer Exkursionen (Gronau—Märkerwald—Seidenbuch). M. MAGGETTI hat als erster in seinem Arbeitsgebiet derartige ellipsoid-förmige Strukturen in Amphiboliten aufgefunden, als reliktsiche Pillow-Strukturen gedeutet und damit als Hinweis auf orthogene Edukte gewertet. Auch die Anregung, nach reliktsichen Plagioklas-Porphyroklasten (Hinweis auf Diabas-Porphyrte) zu suchen, verdanke ich der Diskussion mit M. MAGGETTI und J. v. RAUMER.

Dennoch gilt es, mit WALKER et al. (1960) festzuhalten, daß das Feld der Para-Amphibolite (z. B. im ACF-Diagramm) sehr weit streut und sich mit dem Feld der meist dicht gescharten Ortho-Amphibolite überschneidet. Auch SCHUBERT (1966: 98) räumt mit der Darstellung im $fm:c$ -Diagramm ein, daß die Odenwald-Amphibolite eine verschieden interpretierbare Zwischenstellung zwischen Ortho- und Para-Amphiboliten einnehmen. Nach Auswertung aller Kriterien glaubt SCHUBERT (1966: 111) orthogene Edukte (basische Vulkanite wie doleritische Diabase und deren Tuffe) für alle Odenwald-Amphibolite annehmen zu können.

Das Verbreitungsgebiet der Felsberg-Amphibolite ist klein, und es liegen nur vier neue Analysen vor. Deswegen läßt sich die Frage nach dem Edukt der Amphibolite

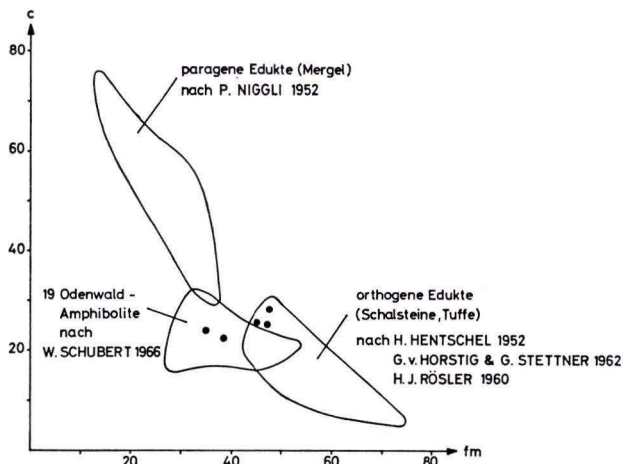
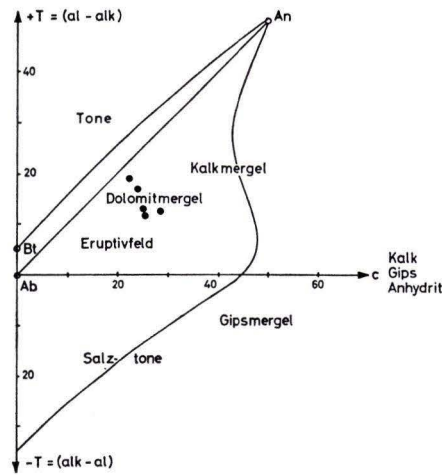


Abb. 13. Amphibolite bis Q-Bt-Amphibolite; oben: Lage der darstellenden Punkte im Feld Dolomitmergel/Eruptivgesteine des T-c-Diagrammes nach BURRI 1959 (S. 82); unten: Lage der darstellenden Punkte im Diagramm der NIGGLI-Parameter $c:fm$.

noch nicht klar beantworten und die Möglichkeit muß offengelassen werden, daß paragene und orthogene Edukte gleichermaßen zu Amphibolit umgewandelt wurden. In diesem Sinne ist die Aussage der Abb. 13 zu werten, in denen die Amphibolite des Felsberg-Zuges im $fm:c$ -Diagramm bzw. im $T-c$ -Diagramm eingetragen sind, und aus denen ein eindeutiges Edukt nicht abgelesen werden kann.

In Abb. 14 sind alle Gesteine des Felsberg-Zuges im $al-(fm+c)-alk$ Doppel-tetraeder dargestellt. Aus der Darstellung ist abzulesen, daß Gabbro, Quarzdiorit und

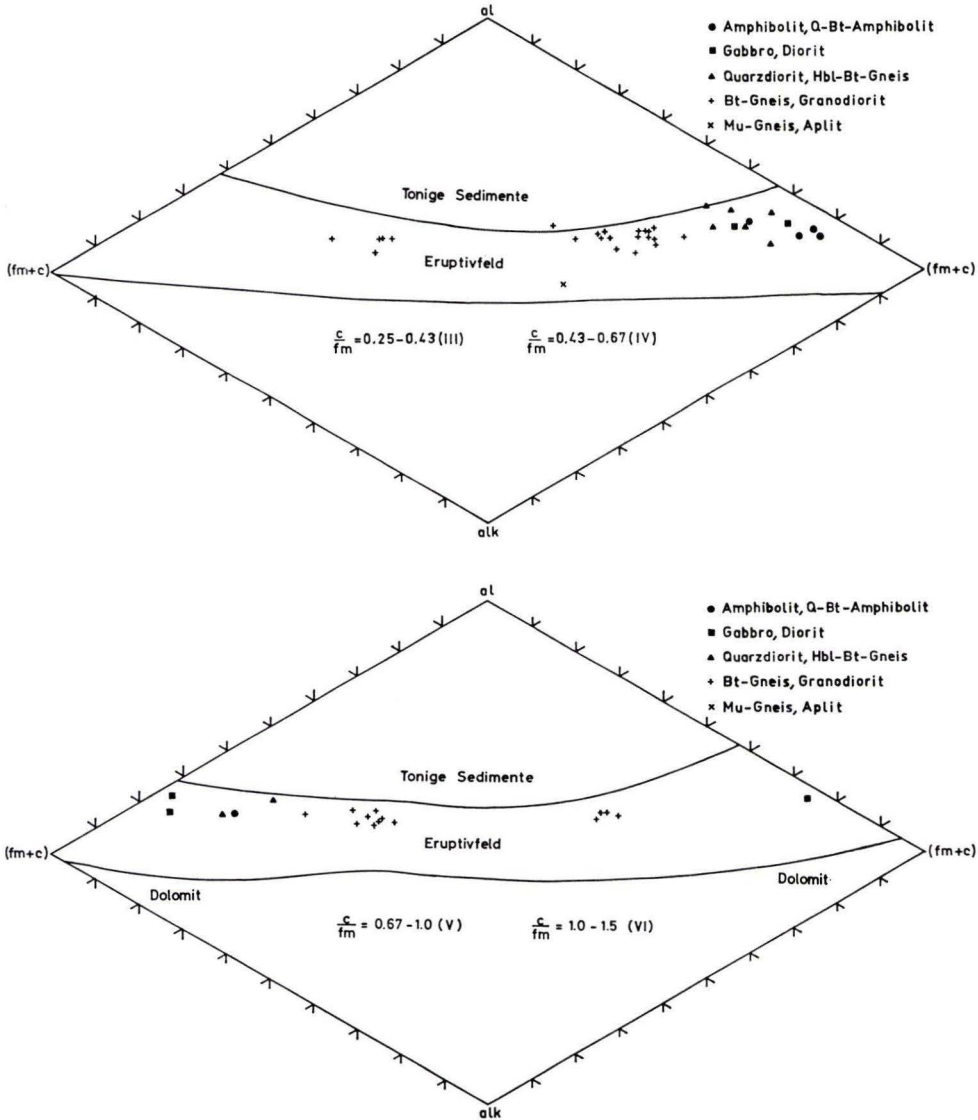


Abb. 14. Die Gesteine des Felsberg-Zuges; Lage der darstellenden Punkte im Eruptivfeld des $al-(fm+c)-alk$ -Doppeltetraeders nach BURRI (1959: 78).

Granodiorit im Eruptivfeld liegen, ebenso Amphibolit (Hinweis auf orthogenes Edukt). Vor allem aber liegen alle anderen Gesteine mit metamorphen Paragenesen (Hbl-Bt-Gneise, Bt-Gneise) ebenfalls im Eruptivfeld, deutliches Anzeichen dafür, daß diese Gesteine des Felsberg-Zuges dem Einflußbereich des Granodiorits unterlagen bzw. ihre Entstehung verdanken (Mischgneise).

8. Metamorphe Mineralfazies der Amphibolite

Untersuchungen über die metamorphe Mineralfazies der Amphibolite wurden durchgeführt für die Analysen 225, 227, 236, 232. Gewählt wurde eine Darstellung der Paragenesen im ACF-Diagramm (Abb. 15). Der darstellende „Punkt“ für Hornblende liegt als Streufeld in der Ebene dieses Diagramms, nicht aber der für Biotit. Anstatt im ACF-Diagramm eine Korrektur für Biotit vorzunehmen, wurde als Zusatz-Diagramm das A'FK-Diagramm berechnet, in dessen Ebene Biotit als Streufeld liegt, nicht aber Andesin, Diopsid und Hornblende.

Die Berechnung der ACF- und A'FK-Werte erfolgte nach WINKLER (1965: 39–46). Die notwendigen Korrekturen am $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt (für das ACF-Diagramm) sowie am CaO-Gehalt (für das A'FK-Diagramm) wurden vor Umrechnung der Gewichtsprozent in die Molekularen Äquivalentzahlen (MÄZ) berücksichtigt (BARTH 1970: 104–106).

Wie ein Vergleich mit WINKLER (1965: 48) zeigt, liegen die darstellenden Punkte der Amphibolite in beiden Diagrammen im Feld der basaltoiden Gesteine. Zum Vergleich wurde ferner eine gemittelte Marmor-Analyse eingetragen, die im ACF-Diagramm nahe der Ca-Ecke im Koexistenzfeld Calcit-Grossular-Diopsid liegt.

Die Amphibolite zeigen folgende Paragenesen, auf denen die mineral-fazielle Zuordnung beruhen muß:

1. Amphibolit: a) Hornblende, Plagioklas, (Quarz)
 b) Hornblende, Plagioklas, Diopsid
 c) Hornblende, Plagioklas, (Diopsid, Biotit, Quarz, Kalifeldspat)
2. Bt-Amphibolit: Plagioklas, Hornblende, Biotit, (Diopsid, Quarz)
3. Q-Bt-Amphibolit: Plagioklas, Hornblende, Biotit, Quarz.

Streng genommen können aber nur die Amphibolit-Paragenesen (1) berücksichtigt werden, da für die Bt- und Q-Bt-Amphibolite nachträgliche thermo-aquatische Überprägung bis kontaktmetasomatische Beeinflussung wahrscheinlich sind, denn die Bt- und Q-Bt-Amphibolite sind in besonderem Maße durch das Auftreten von Magnetit, aktinolithischer Hornblende, Chlorit und Epidot gekennzeichnet.

U. d. M. ist zu erkennen, daß es sich hierbei in erster Linie um Sekundär-Mineralien handelt, die bei einer regressiv-metamorphen Umwandlung gebildet wurden. Allein für Epidot, der mit seiner gerundeten Kornform frei von Verwachsungen ist, scheint stellenweise auch progressiv-metamorphe Entstehung vorzuliegen (im Steinbruch Mandelberg, Hoxhohl sicher sekundär!). Jedenfalls muß das sporadische Auftreten von Epidot in den Amphibolit-Paragenesen vorsichtig beurteilt werden. Größere Epidot-Gehalte müssen progressiv metamorpher Entstehung sein (z. B. Modus 30)

und weisen wie Diopsid auf eine geochemische Verwandtschaft zu den Kalksilikatfelsen von Auerbach-Hochstädten hin.

SCHUBERT (1966: 106–108) hat die Amphibolite des Odenwaldes der Almandin-Amphibolit-Fazies i. S. FYFE u. TURNER u. VERHOGEN 1958 (Staurolith-Quarz-Subfazies) zugeordnet. Das entspricht der Staurolith-Almandin-Subfazies (Barrow-Typ B. 2, 1) WINKLERS (1965: 87–91). Nun fehlen den Amphiboliten ihres Chemismus' wegen leider fazies-kritische Mineralien (hier: Staurolith neben Disthen) völlig, weswegen SCHUBERT auf die geologische Vergesellschaftung der Amphibolite mit (almandin-führenden) Bt- und Mu-Schiefen hinwies, um die von ihm getroffene Zuordnung zu begründen.

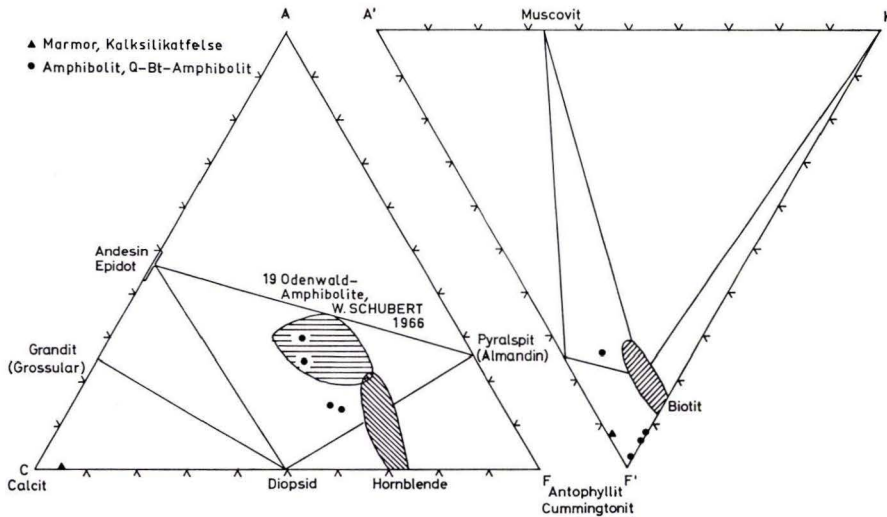


Abb. 15. Die Metamorphite des Felsberg-Zuges; Lage der darstellenden Punkte im ACF- und A'FK-Dreieck der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies.

Die von SCHUBERT (1966) begründete Einstufung wird hier beibehalten. Der Plagioklas (Andesin) weist zunächst nur auf „Amphibolit-Fazies“ hin. Sein Streubereich ist jedoch recht groß und überschreitet den unteren Grenzwert des Andesin. Der relativ Ca-arme metamorphe Andesin und seine Koexistenz mit Diopsid, Epidot und gemeiner grüner Hornblende sind wichtigste Anhaltspunkte für die Zuordnung in die Almandin-Amphibolit-Fazies. In der der Staurolith-Almandin-Subfazies temperaturmäßig entsprechenden Andalusit-Cordierit-Muscovit-Subfazies der Cordierit-Amphibolit-Fazies, die unter vergleichsweise niedrigen Drucken entstand, treten in Amphiboliten ebenfalls keine fazies-kritischen Mineralien auf. Außerdem fehlt dort die Koexistenz Epidot mit Andesin, und es tritt anstatt dessen ein Ca-reicherer Plagioklas (Andesin-Labrador) auf.

Granate treten im Amphibolit des Felsberges nur sehr selten auf. (Die aufgrund der Fazies-Zuordnung zu erwartenden almandin-betonten Pyralispite sind im Granodiorit

häufiger als im Amphibolit!). Bei der geologischen Kartierung wurde die tektonische Einheit der Amphibolit-Serie des Felsberges mit der Marmor-Kalksilikatfels-Serie von Auerbach—Hochstädten festgestellt, weswegen hier die Annahme einer einheitlichen Mineralfazies beider Metamorphit-Serien vertreten wird. Die Auerbacher Granate sind im einzelnen nicht untersucht. Bei RAMDOHR (1954: 538) wird der für Marmore typische Grossular aus Auerbach angegeben. TABORSZKY (1954: 35) führt Grossular-Andradit, Grossular-Almandin und Grossular-Spessartin an. Alle vorliegenden Angaben beruhen meines Wissens auf denselben alten Analysen (vgl. BARTH 1971). Die analysierten Granate sind als grossular-betonter Grandit bzw. Grossular mit $\pm 10\%$ Pyralspit zu bezeichnen. Der Auerbacher Granat zeigt damit (und insbesondere in Verbindung mit der Granat-Epidot-Diopsid-Quarz-Paragenese der Kalksilikatfelse) sicher Amphibolit-Fazies an, aber doch ohne Hinweis auf die p-Bedingungen. Vielleicht kann der Auerbacher Skapolith als zusätzlicher Hinweis auf die Staurolith-Almandin-Subfazies gewertet werden (WINKLER 1965: 89—90).

Eine Deutung der Metamorphose des Amphibolits als Kontakt-Metamorphose i. S. KLEMMs wäre gleichbedeutend mit der Annahme variscischen (sudetischen) Alters der Metamorphose. Zu dieser Zeit (Platznahme der Magmatite des Odenwaldes gemäß K-Ar-Uhr, KREUZER et al. 1967, 1969) muß der geothermische Gradient orogen steil gewesen sein, und mithin müßte die Amphibolit-Paragenese in Amphibolit-Fazies vom Abukuma-Typ vorliegen (vgl. die völlige Identität der Subfazies A. 2, 1 mit der Hornblende-Hornfels-Fazies, WINKLER 1965: 104—106). Demgegenüber bedeutet die hier vertretene Annahme einer Amphibolit-Fazies vom Barrow-Typ zeitliche Trennung von Regional-Metamorphose (flacher, nicht orogener geothermischer Gradient, das ist prä- oder frühvariscisches Alter der Metamorphose) und magmatischer Tätigkeit zu sudetischer Zeit. Das bestätigt die hier vertretene Auffassung SCHUBERTS (1966) von einer Almandin-Amphibolit-Fazies. Die Annahme einer vor-sudetischen Regional-Metamorphose vom Abukuma-Typ (BARTH 1968) wird damit verlassen.

Die regressiv-metamorphen Prozesse, die örtlich zur koaxialen Verwachsung Hornblende-Biotit und zur randlichen Pseudomorphosierung diopsidischer Augit-Hornblende-Chlorit führten, erfahren bei Annahme zeitlicher Trennung von Regional-Metamorphose und Granitisierung bzw. granodioritischem Magmenaufstieg eine befriedigende Erklärung. Durch die zwischenzeitliche Heraushebung des Gebirges lag zu sudetischer Zeit ein metastabile Amphibolit-Paragenese vor, die an den Kontakten instabil wurde, sobald nur die Schollen klein genug, die Tektonik intensiv genug und reichlich Wasser vorhanden waren.

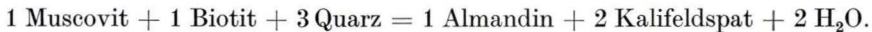
Eine Temperatur-Diskrepanz zwischen den Maximaltemperaturen der Regional-Metamorphose (ca. 620° C) und der maximalen Liquidus-Temperatur des Granodiorit-Magmas (ca. 765° C) wird durch oben angeführte Ausführungen offenbar. In erster Linie ist die ermittelte Magmen-Temperatur zu hoch angesetzt und geht auf die über größere Bereiche integrierende Probenentnahme zurück, d. h. auf die Erfassung tatsächlich liquider, saurer Bereiche und basisch-metamorpher Relikte. In zweiter Linie kann diese Diskrepanz mit dem für synorogenen Magmatismus typischen „Kulissenbau“ erklärt werden, der für den gesamten Odenwald charakteristisch ist (NICKEL 1965: 47) und der das Nebeneinander von migmatischen Granitisierungs-

herden und unverändert regional-metamorphen Gesteinen sowie die geringe Reichweite metasomatischer Prozesse erklärt.

Kontakt-metamorphe Überprägung des regional-metamorphen Altbestandes war nur möglich am Widerlager zu kompakten Metamorphit-Zügen mit entsprechend starkem Temperatur-Gefälle des Granodiorites zu seinem Intrusionsrahmen, das zur randlichen Abkühlung des Granodiorit-Magmas führte. Sobald der metamorphe Gesteinsverband schollenförmig aufgelöst war, bewirkte das Temperatur-Gefälle nicht mehr Abkühlung des Granodiorites, sondern Aufheizung der Schollen, wobei es unter Durchbewegung zum geochemischen Ausgleich durch Metasomatose im Zentimeter-Dezimeter-Bereich kam (Granitisierung).

9. Die pT-Bedingungen der Metamorphose und die Liquidus-Temperaturen der Magmen

Für die Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies fehlen kritische Reaktionen, deren pT-Bedingungen untersucht sind. Allein für die hochgradige Almandin-Amphibolit-Fazies sind zwei Reaktionen untersucht. Reaktion 1 zeigt mit dem völligen Verschwinden des Muscovit den Beginn der höchst temperierten Amphibolit-Fazies an:



Bei 4000 Bar müssen 680–690° C erreicht werden, damit Muscovit völlig verschwindet (WINKLER 1965: 92). Reaktion 2 gibt die obere Stabilitätsgrenze von Epidot an, die im Gegensatz zur oberen Stabilitätsgrenze von Muscovit weitgehend p-unabhängig ist und bei 680° C liegt (WINKLER 1965: 94):



Die Übereinstimmung der T-Bedingungen beider Reaktionen ist vollkommen, die Grenze Disthen-Almandin-Muscovit-Subfazies zu Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies mit 680, höchstens 700° C festgelegt.

Die Untergrenze der Staurolith-Almandin-Subfazies, das ist der Beginn der Amphibolit-Fazies, ist durch die Bildung von Staurolith aus Chloritoid und Pyrophyllit bei $550 \pm 10^\circ \text{C}$ und 4000 Bar festgelegt (WINKLER 1965: 158). Anhand dieser Reaktion und durch Extrapolation auf höhere p-Bedingungen aus der bei 1000 Bar untersuchten Diopsid-Bildung nimmt WINKLER (1965: 158) den Beginn der Almandin-Amphibolit-Fazies bei 540–560° C und Drucken von 4000–8000 Bar an.

Die Obergrenze der Staurolith-Almandin-Subfazies kann vorerst nur durch Interpolation zwischen oben angegebenen beiden Grenzwerten (540–560 bzw. 680 bis 700° C) abgeschätzt werden. Sie dürfte bei $620 \pm 30^\circ \text{C}$ liegen, eben noch unterhalb des pseudogranitischen Schmelzminimums im System Quarz-Albit-Orthoklas-(H₂O) (675° C bei 2000 Bar, 655° C bei 4000 Bar), sicher unterhalb des Schmelzminimums im System Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas-(H₂O) (700° C bei 2000 Bar, 670° C bei 4000 Bar).

Hiernach reichten im angeschnittenen Niveau die Temperaturen der progressiven Regional-Metamorphose nicht aus zur Bildung nennenswerter Mengen von anatektischer Schmelze.

KNAUER (1969: 321) hat die Bt-Gneise (hier: Granodiorit bzw. Bt-Gneis) des Steinbruches am Mandelberg SE Hoxhohl im Konzentrations-Tetraeder des pseudo-granitischen Vierstoffsystems Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas untersucht und die Lage der darstellenden Punkte durch Projektion auf die Basis des Teilsystems Quarz-Albit-Orthoklas wiedergegeben. Dabei zeigte sich, daß die Gesteine eine Zusammensetzung aufweisen, die von einer eutektischen Schmelze durch zu hohen Plagioklas (Albit)-Anteil abweicht. Diesen Befund zog KNAUER neben mikroskopischen Untersuchungen über Korngefüge bzw. Kornbindung zum Nachweis einer nicht-magmatischen, d. h. nicht-intrusiven Entstehung der Mandelberg-Gesteine heran, und er sah die Bt-Gneise als Produkte einer Anatexis (Metablastesis/Metatexis) paragenen Eduktes an.

In gleicher Weise sind in Abb. 16 Quarzdiorit (und Hbl-Bt-Gneis) sowie Granodiorit (und Bt-Gneis) des Felsberg-Zuges ebenfalls im Vierstoffsystem Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas (Projektion auf die Basis Quarz-Albit-Orthoklas) dargestellt. Für Granodiorit (und Bt-Gneis) zeigt sich gleichartige Verteilung wie für die Bt-Gneise von KNAUER 1969. Für Quarzdiorit (und Hbl-Bt-Gneis) zeigt sich eine Verschiebung zur Quarz-Albit-Seite in Richtung auf die Plagioklas (Albit)-Ecke. Für beide Gesteinsgruppen ist eine deutliche Trennung zwischen den darstellenden Punkten des Gesteins und den graphisch ermittelten Punkten der „eutektischen Erstschnmelzen“ festzustellen. Meines Erachtens ist hieraus keine Aussage über die Herkunft der Magmen abzuleiten, da auch intrusive Magmen durchaus nicht-eutektische Zusammensetzung aufweisen können. Vielmehr läßt sich die Entstehung der Magmen durch Aufheizung (Anatexite) bzw. Abkühlung (Intrusiva) in dieser Darstellung nur rechnerisch durchspielen, wobei aus der Zusammensetzung des Gesteins auf Zusammensetzung und Liquidus-Temperatur der „Erstschnmelze“ bzw. des „Restmagmas“ geschlossen werden kann.

Das ternäre Minimum im System Quarz-Albit-Orthoklas ist mit 675° C von TUTTLE u. BOWEN (1958) und SHAW (1963) bestimmt worden. Das Minimum im quaternären System Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas und den Verlauf der kotektischen Linie zwischen den Teilsystemen Quarz-Orthoklas und Quarz-Plagioklas in ihrer Abhängigkeit vom Albit/Anorthit-Verhältnis untersuchte v. PLATEN (1965): Bei der Verlagerung des kotektischen Minimums mit steigendem Anorthit-Gehalt verändert sich die Lage des binären Eutektikums des Teilsystems Quarz-Orthoklas nur wenig, seine Temperatur bleibt mit 770° C annähernd konstant. Veränderungen dagegen erfährt die Temperatur des binären Eutektikums des Teilsystems Quarz-Plagioklas. Es liegt im System Quarz-Albit (Albit/Anorthit = ∞) bei 745° C und steigt mit zunehmendem Anorthit-Gehalt an (WINKLER 1965: 184). Durch Extrapolation kann auf eine Temperatur von etwa 830° C für das Eutektikum des Teilsystems Quarz-Plagioklas bei Albit/Anorthit = 1,5 geschlossen werden. Die Liquidusfläche des Systems Quarz-Albit-Orthoklas ist von TUTTLE u. BOWEN (1958: 56–69) untersucht, ihre Isothermen auf die Basis projiziert worden (WINKLER 1965: 181). Mithin läßt sich die Liquidus-Temperatur beliebiger Schmelzen des Systems Quarz-

Albit-Orthoklas, näherungsweise (unter Annahme oben angegebener eutektischer Temperatur von 830°C) auch die Liquidus-Temperatur von Schmelzen des Systems Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas bestimmen. Für den Granodiorit kann danach eine Liquidus-Temperatur von $765 \pm 20^{\circ}\text{C}$, für den Quarzdiorit eine Liquidus-Temperatur von $810 \pm 10^{\circ}\text{C}$ als wahrscheinlich gelten (vgl. 790°C für Quarzdiorit des Schwarzwaldes, BÜSCH 1970).

Aus Abb. 16 läßt sich für den Granodiorit weiterhin ablesen: Eutektische Erstschnmelze bzw. Restmagma hatten eine Temperatur von $680\text{--}700^{\circ}\text{C}$ und eine Zusammensetzung von 39 Quarz:38 Albit:23 Orthoklas (Albit/Anorthit = 7,8) bis 44 Quarz:18 Albit:38 Orthoklas (Albit/Anorthit = 1,8). Die Änderungen der Zusammensetzung der Schmelze bei Temperatur-Abnahme bzw. -Zunahme sind durch Schmelzbahnen bezeichnet. Der Quarzdiorit hatte nach Abb. 16 eine eutektische Erstschnmelze bzw. ein Restmagma mit einer Temperatur von $> 705^{\circ}\text{C}$ (vgl. 710°C für Quarzdiorit des Schwarzwaldes, BÜSCH 1970) und einer Zusammensetzung 45 Quarz:14 Albit:41 Orthoklas (Albit/Anorthit = 1,6). Schmelzbahnen geben wiederum die Änderungen der Zusammensetzung der Schmelze bei Temperatur-Änderung an. Die ermittelten wahrscheinlichen Liquidus-Temperaturen von 765°C für Granodiorit bzw. 810°C für Quarzdiorit sind Größen, die unabhängig von jedweder Deutung zur Entstehung dieser Magmen gelten.

Die darstellenden Punkte für Amphibolit bis Q-Bt-Amphibolit streuen in Abb. 16 vom Plagioklas-Eck ins Quarzdiorit-Feld. Eine selektive Anatexis (Palingenese) amphibolitischer Gesteine müßte deswegen zwangsläufig zu Quarzdiorit führen. Der Quarzdiorit des Felsberges kann daher in tieferem Niveau aus Amphiboliten anatektisch ausgeschmolzen worden sein, um im angeschnittenen Niveau als Diatexit Platz zu nehmen.

Die Differenz zwischen der Temperatur der eutektischen Erstschnmelze bzw. des Restmagmas und der Liquidus-Temperatur des Magmas ist zugleich ein Maß für die Menge des zu dieser Zeit schmelzflüssigen Anteils, mithin für die Fähigkeit des Magmas zur Intrusion. So kann nach WINKLER (1965: 200) allein mit über 60% anatektischen Schmelzanteils gerechnet werden, wenn nach Bildung einer Erstschnmelze bei $680\text{--}700^{\circ}\text{C}$ eine weitere Temperatur-Erhöhung auf 765°C stattfand (wobei metasomatische und ichoretische Zufuhren noch unberücksichtigt sind). Mithin ist das schlierige, von basischen Schollen und Xenolithen durchsetzte paralleltexturierte Gefüge des Granodiorits als magmatisches Durchbewegungs-Gefüge erklärt und seine Fähigkeit zur Intrusion kann als sicher gelten.

10. Geochemische Stoffbilanz und die Herkunft der Magmen

Die Metamorphite des Felsberges zeigen eine geochemische Differenzierung in auffälliger Abhängigkeit von ihrer regionalgeologischen Verbreitung: Amphibolite in den kompakten metamorphen Serien, Bt-Amphibolite als Schollen im Quarzdiorit, Q-Bt-Amphibolite als Schollen im Granodiorit.

Viele kleine Areale bzw. Schollen metamorpher Gesteine sind makroskopisch sichtbar durch den Granodiorit bzw. durch granodiorit-aplitische Injektionen überprägt.

In den Bt-Gneisen des Felsberges und den Hbl-Granodioriten von Schönberg-Ludwigshöhe ist blastischer Kalifeldspat mit bloßem Auge, in den Hbl-Bt-Gneisen, imbibierter Kalifeldspat u. d. M. zu erkennen. Die Annahme lag nahe, K-metasomatische Prozesse auch dort zu vermuten, wo sie makroskopisch nicht sichtbar wurden.

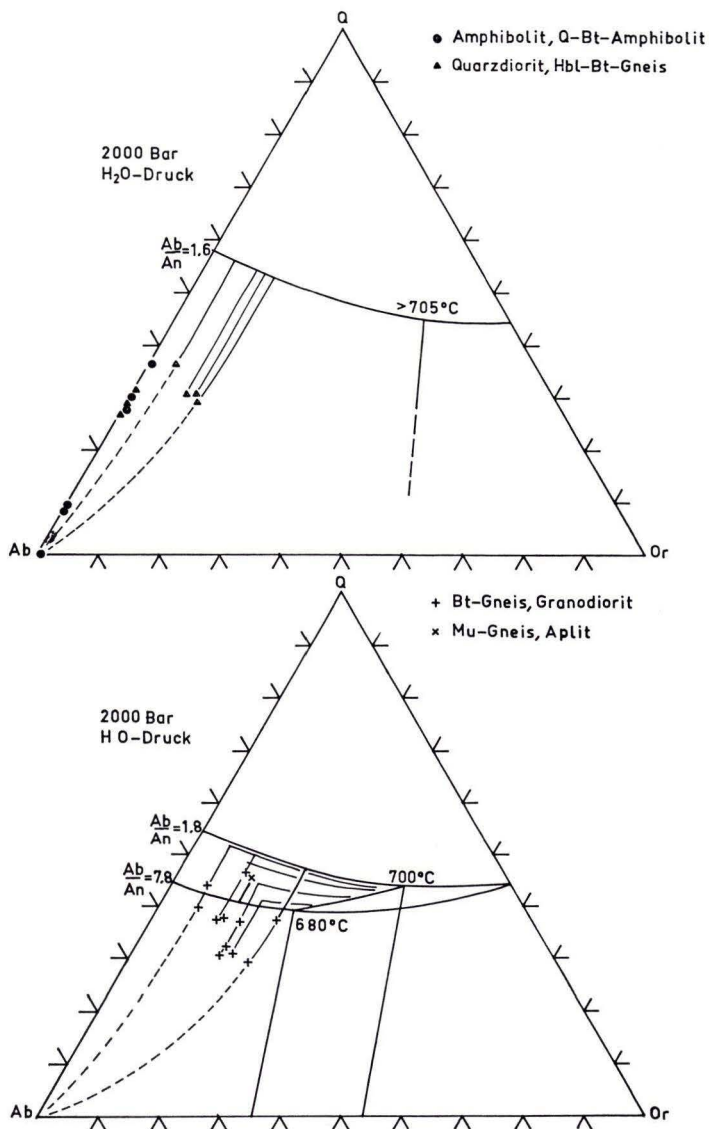


Abb. 16. Vierstoffsystem Quarz-Albit-Anorthit-Orthoklas (Projektion auf die Basis Quarz-Albit-Orthoklas); nach: v. PLATEN (1965), TUTTLE & BOWEN (1958), SHAW (1963). — Eutektikum und kotektische Linien für Quarzdiorit (oben) und Granodiorit (unten).

Die geologischen und petrographischen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Petrologie des Felsberges weniger von isochemen (anatektischen) als von allochemen (metasomatischen) Prozessen beherrscht wurde: Einhergehend der Intrusion granodioritischer Magmen (Granodiorite von Bensheim und Hochstädten) fand eine in-situ-Granitisation des Intrusionsrahmens statt.

Andere Autoren sind den Weg des geringsten Widerstandes gegangen und sahen den autochthonen Granit (Granodiorit vom Felsberg) nur als Produkt einer isochemen Granitisation an, d. h. sie postulierten wie KNAUER 1969 (paragene) Edukte von bereits granitähnlicher Zusammensetzung:

Mergeliger Ton → Bt-Schiefer → Granodiorit

Bt-Schiefer als metamorphe Produkte eines mergeligen Tones gibt es am Felsberg praktisch nicht, und auch die Bt-Gneise sind nicht derartiger Entstehung, wie es in dieser Untersuchung und bei BARTH (1972) dargelegt wird (siehe insbesondere den eingefrorenen Umwandlungsprozeß: Hornblende → Biotit). Ich habe versucht nachzuweisen, daß die Edukte des autochthonen Granodiorites in denjenigen Gesteinen zu finden sind, die auch heute noch am Felsberg auftreten, und daß die progressive Entwicklung der petrologischen Prozesse am Felsberg allochem ist und summarisch lauten muß:

Amphibolite → Hbl-Bt-Gneise → Bt-Gneise/Granodiorit.

Die Erkenntnis, daß zu oben angeführtem Prozeß enorme geochemische Umsetzungen erforderlich wurden, wird in ihrer erschreckenden Konsequenz nur wenig gemildert durch den geologischen Befund, daß am Felsberg alle Anzeichen vorhanden sind, die für Wasserreichtum und intensive Durchbewegung während der Granitisation sprechen.

Um die Summe aller allochemen metamorphen Prozesse (Metasomatose + Kalifeldspat-Imbibition + Injektion) quantitativ erfassen zu können, wurde die Standardzelle nach T. F. W. BARTH (1948) berechnet.

T. F. W. BARTH (1948) konnte beweisen, daß in allen Gesteinen das Verhältnis

$$\frac{\text{Kationen}}{(\text{O} + \text{OH})\text{-Ionen}} \cong \frac{100}{160}$$

ist, und daß dieses Verhältnis durch die Oxydations- und Reduktionsprozesse im Gebirge nur unwesentlich gestört wird. Dadurch lassen sich metasomatische Prozesse quantitativ erfassen, wenn man zugrunde legt, daß diese ohne Volumenänderung verliefen. Man rechnet hierzu die Gewichtsprozent der Analyse in Kationen-Prozente um und bezieht diese auf 160 (O + OH)-Ionen.

Die Stoffwanderungen zwischen zwei Gesteinen lassen sich dann ermitteln durch Bildung der Differenz des Kationen-Gehaltes beider Gesteine. Ionen-Zufuhr und -Wegfuhr werden dadurch quantitativ erfaßt, wobei ausgeglichene Stoffbilanz herrschen muß, was nachzuprüfen ist durch Bilanz-Bildung der Valenzen der zu- und weggeführten Ionen.

Die Berechnung der Standardzelle erfolgte nach der von BURRI (1959: 265–268) gegebenen Vorschrift (H. BARTH 1970: 113–114).

Für die Gesteine des Felsberg-Zuges sind die Standardzellen nach T. F. W. BARTH in Tab. 11 zusammengestellt.

Nachfolgend soll anhand von Tab. 11 für einige petrologisch wichtige Umsetzungsprozesse, die teils geologisch-petrographisch nachgewiesen, teils bis jetzt nur postuliert sind, geochemisch Bilanz gezogen werden. (Eine ausführliche Diskussion anhand von Geländeschnitten, in denen die Standardzellen und die modalen Mineralbestände der Gesteine eingetragen sind, wurde von BARTH (1970: 112–126) gegeben.

Herausgegriffen sei eine geochemische Entwicklungsreihe, die durch die Proben 225 (Amphibolit)—236 (Bt-Amphibolit)—235 (Quarzdiorit) gekennzeichnet ist. Setzen wir eine Volumenänderung in Betracht, so ergibt ein Vergleich der Standardzellen, daß der Amphibolit unter relativer Zunahme von Si, Al, Na, K, das ist durch Alkali-Metasomatose transformierbar sein muß in Bt-Amphibolit und daß zu der (nachgewiesenen) Überführung des Bt-Amphibolites in Quarzdiorit kein wesentlicher Stofftransport mehr erforderlich ist.

Volumenkonstanz vorausgesetzt, ist für die (postulierte) Entwicklung 225—236 die Zufuhr von 2,8 Si⁴⁺, 3,4 Al³⁺, 1,8 Na⁺, 1,0 K⁺ gleichbedeutend mit einer Verminderung des Klinopyroxen-Gehaltes um 1%, des Hornblende-Gehaltes um 29% und mit einer Zunahme des Biotit-Gehaltes um 7%, des Quarz-Gehaltes um 8%. Dies bedeutet: Zugeführtes K⁺ wird restlos in Biotit eingebaut, Na⁺ in Albit. Das aus der Hornblende frei werdende Ca²⁺ wird in Sekundär-Mineralen (Calcit, Epidot) eingebaut. Si⁴⁺-Überschuß wird zu Quarz, Al³⁺ ist bei allen Umsetzungen beteiligt. Kalifeldspat als Neubildung fehlt. Er wird offensichtlich erst dann gebildet, wenn die Biotit-Neubildung abgeschlossen ist.

Die relativ geringen geochemischen Umsetzungen sind mit erheblichen mineralogischen Umformungen verbunden gewesen, die — zwar jede für sich und z. T. an anderer Stelle — allesamt am Felsberg nachzuweisen sind.

Ob derartige metasomatische Prozesse, deren fortgeschrittene Stadien an Schollenkontakten des Hahlwaldes im Handstücks-Bereich beobachtet werden konnten, auch für die Entstehung des Quarzdiorites als geologischem Körper verantwortlich sind, sei nachstehend erörtert:

Das lineare Paralleltexur-Gefüge und die Homogenität des Quarzdiorit-Komplexes sprechen für intrusionsfähigen, liquiden Zustand vor der Erstarrung. Die zweigleisige Mineral-Paragenese (Bt-Amphibolit/Quarzdiorit) der Gesteine des Felsberg-SE-Hanges kann weitere Auskunft über die Petrogenese geben.

Die vieldiskutierte Frage, ob der Quarzdiorit des Felsberg-SE-Hanges nun kalifeldspat-führend (Hbl-Granit, CHELIUS 1901, KLEMM 1918) oder praktisch kalifeldspat-frei (Quarzdiorit, TRÖGER 1955) ist, kann inzwischen anhand von 13 Integrations-Analysen des Hauptgesteins (Tab. 2, Nr. 8*—13*; Tab. 9, Nr. 231, 235; Tab. 1, 52—55, 61) und von vier Integrations-Analysen der Xenolithen aus Bt-Amphibolit (Tab. 9, Nr. 236; Tab. 1, Nr. 11—13) beantwortet werden. Aus oben angegebenen 17 Integrations-Analysen ergibt sich folgendes Mittel für den Quarzdiorit des Felsberg-SE-Hanges:

11% Quarz, 49% Plagioklas_{An43}, 1% Kalifeldspat, 1% Klinopyroxen, 22% Hornblende, 15% Biotit, 1% (Erzminerale + Akzessorien).

Niemals jedoch treten Kalifeldspat und Klinopyroxen zusammen auf. Vielmehr stehen im Quarzdiorit die Paragenese des Bt-Amphibolites (a) und die eigentliche Paragenese des Quarzdiorites (b) in Wechselbeziehung zueinander:

- 3% Quarz + 50% Plagioklas_{An44} + 4% Klinopyroxen + 24% Hornblende (a)
 + 18% Biotit + 1% (Erzminerale + Akzessorien)
 13% Quarz + 48% Plagioklas_{An43} + 2% Kalifeldspat + 22% Hornblende (b)
 + 14% Biotit + 1% (Erzminerale + Akzessorien).

Hierbei handelt es sich um ein eingefrorenes metamorphes Ungleichgewicht, das weitgehend zugunsten der Quarzdiorit-Paragenese verschoben ist und das einer Gleichgewichts-Beziehung sehr nahe kommen dürfte. (Bezüglich des K-Haushaltes spricht die relative Biotit-Abnahme bei gleichzeitiger Kalifeldspat-Zunahme hierfür. Die Abnahme von Klinopyroxen und Hornblende muß mit Zunahme Ca-reicher Sekundär-Mineralien verbunden sein, was in oben angeführter Beziehung nicht zum Ausdruck kommt.)

Nun entspricht der Reaktionsverlauf oben angegebener Beziehung keineswegs dem vergleichbaren anatektischen Schmelzprozeß

Biotit + Plagioklas_{And} + Quarz → Hornblende + Plagioklas_{Olg} + Kalifeldspat, wie er von MEHNERT (1940, 1968) empirisch gefunden, von NICKEL (1948: 448) im Odenwald und von BÜSCH (1970) im Schwarzwald nachgewiesen und von KNABE (1966) experimentell untersucht wurde. Hierbei ist Hornblende die jüngere Bildung gegenüber Biotit. (Metamorphe Differentiations-Reihe in situ; bei Intrusion und Auskristallisation der anatektischen Schmelze Umkehr in magmatische Differentiations-Reihe Hornblende-Biotit, wie im Quarzdiorit.) Die Gefüge-Entwicklung Bt-Amphibolit-Quarzdiorit ist ein metamorpher Prozeß. Dennoch tritt Biotit als blastische Neuspaltung auf und ist die jüngere Bildung gegenüber Hornblende. Es handelt sich danach um eine örtliche Erscheinung am Kontakt eines intrusiven, quarzdioritischen Gesteins zu den metamorphen Schollen, bei der der Amphibolit unter SiO₂- und Alkali-Metasomatose im Zentimeter-Dezimeter-Bereich ein quarzdioritisches Angleichgefüge entwickelte (Kontakt-Metasomatose siehe oben). Eine derartige kontaktmetasomatische Granitisierung darf nicht mit weitgespannten Granitisierungs-Prozessen verwechselt werden (AMSTUTZ 1957: 4).

Da im Gebiet des Felsberg-Zuges unter den Metamorphiten Amphibolite (und Q-Bt-Amphibolite) bei weitem vorherrschen, können wir von der Annahme ausgehen, daß als Edukte des Quarzdiorites allenfalls vergleichbare Gesteine zur Verfügung standen. Eine Entstehung des quarzdioritischen Magmas wäre dann denkbar

- a) isochem, durch selektive anatektische Ausschmelzung aus Gesteinen von dioritisch-gabbroidem Chemismus, wie Amphiboliten (vgl. Abb. 16),
- b) isochem, durch totale anatektische Aufschmelzung von Gesteinen mit quarzdioritischem Chemismus, wie Q-Bt-Amphiboliten,
- c) allochem, durch Granitisierung, das ist Anatexis + Alkali-Metasomatose icho- + retische Durchtränkung,

wobei die Möglichkeiten b) und c) ausgeschlossen werden: b), weil die Q-Bt-Amphibolite meines Erachtens nicht Produkt der Metamorphose, sondern der Kontakt-

Metasomatose durch den Granodiorit und damit jünger als der Quarzdiorit sind, e), weil nicht der Quarzdiorit, sondern der Granodiorit intrusionsfähiges Endprodukt regional ausgedehnter Granitisierungs-Prozesse im Odenwald ist.

Der Quarzdiorit wird in diesem Sinne als parautochthoner Intrusivkörper angesehen, der weitgehend isochem durch Anatexis (Diatexis) aus basischen Gesteinen hervorging, die den Amphiboliten der msh-Serie des angeschnittenen Niveaus vergleichbar sind:



Das SW-Ende des Quarzdiorit-Gebietes ist aus geochemischer Sicht ebenfalls von besonderem Interesse. Die geologische Kartenaufnahme hat gezeigt, daß der Quarzdiorit zwischen Eremitage und Ludwigshöhe endet und im SW durch den Granodiorit von Bensheim ersetzt wird. Dabei entstand zwischen den metamorphen Einschaltungen der Amalienhöhe und dem Granodiorit ein kartierbarer Granodiorit-Kontakt mit eindrucksvollen Kalifeldspat-Blastiten und Injektionsgneisen (Hbl-Bt-Gneisen); zwischen dem Quarzdiorit und dem Granodiorit existiert dagegen ein stetiger Übergang von Hbl-Granit (BARTH 1972:274).

Die geochemischen und mineralogischen Umsetzungen in diesem Gebiet seien nachstehend erörtert: Zwischen dem Granodiorit von Bensheim (Probe 320) und dem Quarzdiorit des Felsberg-SE-Hanges (Probe 235) besteht ein Ionen-Gefälle von 7,0 Si⁴⁺, 0,8 Na⁺, 1,6 K⁺, 2,8 OH, was durch Ionen-Gefälle von Al³⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ in umgekehrter Richtung ausgeglichen wird. Diesen geochemischen Veränderungen entspricht eine Abnahme des Modalbestandes um 17% Quarz, 13% Kalifeldspat, 3,6% Albit beim Übergang vom Granodiorit zum Quarzdiorit, bzw. eine Abnahme um 8,6% Anorthit, 34% Hornblende, 4% Biotit, 2% (Erzminerale + Akzessorien) in umgekehrter Richtung. Zwischen beiden Proben liegt als Übergangsgestein der Hbl-Granodiorit von Brunnenstuben N Schönberg (Probe 315). Dieses seltene Kontakt-Gestein unterscheidet sich geochemisch nur geringfügig vom Granodiorit von Bensheim. Der Modalbestand zeigt aber 6% weniger Quarz, 5,4% weniger Albit, 7% weniger Kalifeldspat, 4,6% mehr Anorthit, 2% mehr Hornblende. Obwohl der Hbl-Granodiorit von Brunnenstuben N Schönberg bereits granodioritischen Charakter hat, läßt er nach Mineralbestand und Mikrogefüge seine Verwandtschaft mit dem Quarzdiorit erkennen.

Eine vom Granodiorit von Bensheim ausgehende Kalifeldspat-Imbibition wird weiter nördlich noch besser erkennbar. Vom Waldhaus im SE aus dem Granodiorit kommend gelangt man (dem Höhenweg nach NE folgend) in die Kalifeldspat-Blastite der Höhe 278,0 m NN und schließlich in die Hbl-Bt-Gneise der Ludwigshöhe. Die Entwicklung vom Granodiorit zum Kalifeldspat-Blastit (und weiter zum Hbl-Bt-Gneis) wird durch die Proben 320-298-299 repräsentiert: Zwischen dem Granodiorit und dem Hbl-Bt-Gneis besteht ein geochemisches Gefälle von 4,1 Si⁴⁺, 2,0 K⁺, 3,0 OH, was durch Ionen-Gefälle von Al³⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Na⁺ in umgekehrter Richtung ausgeglichen wird. Den geochemischen Veränderungen entspricht eine Abnahme des Modalbestandes um 12% Quarz, 2,2% Albit, 15% Kalifeldspat beim Übergang von Granodiorit zu Hbl-Bt-Gneis bzw. eine Abnahme um 11,2% Anorthit, 9% Hornblende, 8% Biotit, 1% (Erzminerale + Akzessorien) in umgekehrter Rich-

tung. Bei integrierender Betrachtung entspricht die Analyse des Hbl-Bt-Gneises den Quarzdiorit-Analysen, obwohl die dunklen Lagen und Bänder von Amphibolit wesentlich basischer sind, d. h. die hellen Lagen sind an SiO_2 und Alkalien angereichert (Injektionsgneis). Zwischen dem Granodiorit und dem Hbl-Bt-Gneis liegt der Kalifeldspat-Blastit, Probe 298. Er unterscheidet sich geochemisch nur unwesentlich vom Granodiorit (Al-Fe-Mg-Ca-Na-reicher, um 1,6 Si^{4+} - 0,4 K^+ - 2,4 OH-ärmer), ist gegenüber Hbl-Bt-Gneis um 2,5 Si^{4+} - 1,6 K^+ - 0,6 OH-reicher und Al^{3+} - Fe^{2+} - Mg, Ca-Na-ärmer und weist wegen seines inhomogenen Charakters (Zentimetergroße Kalifeldspat-Blasten in einer Matrix, reich an dunklen Gemengteilen) deutliche Unterschiede im Modalbestand zu beiden ihm benachbarten Gesteinen auf. Probe 298 hat 7% weniger Quarz als Probe 320, 2,5% weniger Albit, 6% weniger Kalifeldspat, 4,5% mehr Anorthit, 6% mehr Hornblende, 3% mehr Biotit, 2% mehr (Erzminerale + Akzessorien) als Probe 320. Der Kalifeldspat-Blastit der Höhe 278,0 m NN ist nach dem Mineralbestand ein Granodiorit, nach dem Gefüge ein inhomogenes Mischgestein, das durch kontakt-metasomatische Zufuhr von SiO_2 und Alkalien (das ist Kalifeldspat-Imbibition) aus dem Hbl-Bt-Gneis hervorging. Der Hbl-Bt-Gneis ist durch gleichartige und, entsprechend der größeren Entfernung vom Kontakt, abgeschwächte, metasomatische Prozesse aus metamorphen basischen Edukten hervorgegangen. Aufgrund naheliegender regionaler Vergleichsmöglichkeiten mit den Hbl-Bt-Gneisen des Felsberg-W-Hanges (Hochstädter Wald) und dem Hasenberg (Gipfel 360,3 m NN und NE-Hang) kommen nur die Amphibolite des Felsberg-Zuges als Edukte der Injektionsgneise in Frage (vgl. den Übergang Amphibolit 225— Hbl-Bt-Gneis 229).

Die maximale Reichweite der megaskopisch auffallenden Kalifeldspat-Imbibition liegt bei 250 m horizontaler Entfernung. Die metasomatische Zufuhr in die Injektionsgneise reicht noch ca. 500 m weiter. Zu dem im Kartenbild erkennbaren keilförmigen Vorstoß des Granodiorits von SW gegen ac des großtektonischen Baues (vgl. auch Granodiorit von Hochstädten) ist jedoch mit Sicherheit eine Infiltration von unten gegen bc zu addieren. Senkrecht ab des großtektonischen Gefüges ist die Wegsamkeit für metasomatische Prozesse gleich Null.

Die Entstehung des Hbl-Bt-Gneises durch metasomatische SiO_2 - und Alkali-Zufuhr ist am Felsberg-W-Hang (Hochstädter Wald) vielfach zu beobachten. Die Umwandlungsprozesse können etwa durch die zur Überführung der Probe 225 (Amphibolit) in die Probe 229 (Hbl-Bt-Gneis) erforderlichen Umsetzungen erfaßt werden: Der Amphibolit wurde durch Zufuhr von 6,5 Si^{4+} , 2,2 Al^{3+} , 2,2 Na^+ , 1,2 K^+ und durch Wegfuhr von Fe, Mg, Ca in Hbl-Bt-Gneis überführt. Der metasomatischen Umwandlung entsprechen folgende Änderungen im Modalbestand: Zunahme um 16% Quarz, 14% Biotit, Abnahme um 3% Klinopyroxen, 42% Hornblende (+ unklarer Umsetzungen im Plagioklas-Gehalt und Albit/Anorthit-Verhältnis). Mit Sicherheit ist auch hier festzustellen, daß K^+ -Zufuhr zunächst zur Umwandlung Hornblende in Biotit führte, ohne daß gleich Kalifeldspat gebildet wurde.

Von den vielfältigen, geochemisch oft unklaren Zusammenhängen, die sich am Felsberg-NW-Hang zwischen den Schollen des metamorphen Altbestandes und dem Granodiorit erkennen bzw. nicht erkennen lassen, seien einige Probleme herausgegriffen:

Leider ist die Umsetzung Amphibolit/Q-Bt-Amphibolit nicht eindeutig nachzuweisen, obwohl gerade hier die Umwandlung Hornblende-Biotit am sichersten erkannt wurde. Dennoch ist es nicht auszuschließen, daß am Felsberg-NW-Hang eine primäre Fazies-Differenzierung in den Edukten vorlag (etwa mergelige Tone neben Dolomitmergeln) als deren metamorphe Produkte Q-Bt-Amphibolite und Amphibolit nebeneinander entstanden und bis zur Granodioritphase auch bestanden.

Ebenso ist es verfrüht, Bilanz zu ziehen für eine Entwicklung Hbl-Bt-Gneis—Bt-Gneis. Beide Gesteine sind überall räumlich getrennt; die postulierte Entwicklung ist nicht schlüssig zu beweisen.

Klar wird erst wieder die Umwandlung des Bt-Gneises in Granodiorit, die nur noch mit geringen Umsetzungen verbunden ist (228—222): 0,3 Si⁴⁺, 0,6 Al³⁺, 1,2 Na⁺, 0,8 K⁺ werden gegen entsprechende Mengen Fe, Mg, Ca, OH ausgetauscht. Blastische Gefüge-Entwicklung tritt an die Stelle nennenswerter metasomatischer Umsetzungen, ganz im Sinne KNAUERS (1969).

Wider Erwarten einfach zu belegen ist ein direkter Übergang von Amphibolit in dunkle, schlierige Bt-Gneise von bereits echt granodioritischer Zusammensetzung, wie es in der Kammzone des Felsberges auch geologisch-petrographisch bewiesen werden kann:

Bei der Überführung des Amphibolits (225) in Bt-Gneis (239) werden 11,2 Si⁴⁺, 1,2 Al³⁺, 3,8 Na⁺, 3,0 K⁺ gegen 1,0 Fe³⁺, 4,4 Fe²⁺, 11,3 Mg²⁺, 0,1 Mn²⁺, 9,8 Ca²⁺, 0,4 Ti⁴⁺, 0,2 OH-Ionen ausgetauscht (Verschiebung von 55,2 Valenzen). Die Überführung 225—239 ist mit folgender Verschiebung im modalen Mineralbestand verbunden. Es ist eine Zunahme um 24% Quarz, 16,7% Albit, 10% Kalifeldspat, 5% Biotit und eine Abnahme um 0,7% Anorthit, 3% Klinopyroxen, 51% Hornblende, 1% (Erzminerale + Akzessorien) zu verzeichnen.

Wenn auch die sukzessiv vollzogenen Teilschritte metasomatischer Umwandlung der Amphibolit-Schollen in Granodiorit schwer zu verfolgen sind, so ist der Gesamt-ablauf jederzeit klar. Die geochemischen Umsetzungen und Verschiebungen der Paragenese, wie sie in oben angeführtem Beispiel der Umsetzung Amphibolit-Bt-Gneis gegeben wurden, entsprechen dem Gesamt-ablauf für das stärkste geochemische Gefälle.

Die Höhe der erforderlichen metasomatischen Umsetzungen ist enorm (vgl. T. F. W. BARTH 1952, BURRI 1959, LIST 1969). Sie sind aber unter Zufuhr von SiO₂, Alkalien und Wasser tatsächlich vollzogen, mögen diese Umsetzungen nun als Granitisierungs- oder als Assimilationsprozeß (Resorption vom Amphibolit-Schollen durch Granodiorit-Magma) aufgefaßt werden. Raum für geologische Interpretation bleibt nach beiden Richtungen. Aus der Höhe des geochemischen Gefälles erklärt sich die Unvollkommenheit des Ablaufs aller petrologischen Prozesse, d. h. der inhomophan-schlierige, schollenreiche Gesteinsaufbau und die Beschränkung homophaner Bereiche auf Zonen intensiver Durchbewegung.

In diesem Sinne teile ich nicht die Auffassung KNAUERS (1969) von einer rein anatektischen, das ist isochem-metamorphen Entstehung des Granodiorits der G₂-Gebiete KLEMMs (1929).

Die petrologischen Untersuchungen haben ergeben, daß der Granodiorit von Bensheim einen Kontakthof mit Kalifeldspat-Imbibition besitzt und deswegen als synorogener Magmenkörper anzusprechen ist, der ins angeschnittene Niveau we-

nigstens parautochthon aufgestiegen ist. Der vergleichbare Granodiorit von Hochstädten zeigt zudem auffällige Anzeichen aktiven Eindringens: Zerstückelung des amphibolitischen Intrusionsrahmens, Ausbildung einer sauren Randfazies mit endogenen, spät-kristallinen Deformations-Erscheinungen, Kontakte mit raschem thermischem Gefälle zum Nebengestein.

Die am Felsberg erkennbaren Umwandlungen von amphibolitischen in granodioritische Gesteine konnten nicht allein von wäßrigen Lösungen getragen werden. Ichoretische Durchtränkung des Altbestandes durch granodioritische bis monzogranitaplitische, H_2O -reiche Magmenschübe komplizieren das Bild eines autochthonen Granitisierungsheredes. Die ichoretische Durchtränkung ist in zeitlichem und räumlichem Zusammenhang mit den parautochthonen Granodioriten von Bensheim bzw. Melibokus-Hochstädten zu sehen und ist gemeinsam mit diesen als Produkt des synorogen-sialischen Magmatismus zu werten.

Damit wird in dieser Arbeit die Auffassung einer in-situ-Granitisierung in den G_2 -Gebieten bestätigt, doch zugleich die Vorstellung eines spät-orogenen Hochplutons mit dachnaher Tektonik und Platznahme durch „Über-sich-Brechen“ und Assimilation (BARTH 1966, 1968) revidiert.

Tab. 1. Integrationsanalysen Felsberg-Zug

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Ca	Wo	Ep	Gr	Erz	Akz	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	
1	+	8	-	18	-	71	+	3	+	-	+	1	gefalt. Di-Marmor (65)	Bangertshöhe E Hochstädten (7573-0866)
2	17	12	-	8	-	60	-	1	2	+	+	2	Di-Marmor (247)	Marmorbruch Über Hauptlager S Hochstädten (7485-0790)
3	+	+	-	10	1	8	-	14	65	1	1	3	Di-Ep-Gr-Fels (248)	Marmorbruch Über Hauptlager S Hochstädten (7485-0790)
4	-	2	-	+	-	55	35	+	8	-	+	4	Gr-Wo-Marmor (249)	Marmorbruch Über Hauptlager S Hochstädten (7485-0790)
5	31	6	-	42	-	2	-	18	-	-	1	5	Ep-Di-Fels (250)	Bangertshöhe E Hochstädten (7557-0840)
6	+	1	-	6	1	73	-	4	4	8	3	6	erzföhr. Di-Marmor (300)	Ludwigslinde / Waldhaus S Fürstenlager (7411-0699)
7	-	5	-	-	-	95	-	+	-	-	+	7	Marmor (342 e.p.)	Marmorbruch Über Hauptlager S Hochstädten (7485-0790)

Marmor,
Kalksilikatfelse

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Chl	Ep	Erz	Akz	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	
8	1	32	-	21	38	-	-	-	7	1	8	Di-Amphibolit (6)	Felsberg, Kammlage (7760-1062)
9	+	43	-	+	56	-	-	-	1	+	9	Amphibolit (80)	Felsberg, Kammlage (7649-0987)
10	7	41	-	-	51	-	-	1	+	+	10	Q-Amphibolit (40)	Adamsgrund NE Hochstädten (7554-0925)
11	1	46	-	5	24	20	3	-	1	+	11	Bt-Amphibolit (189)	Felsberg-SE-Hang, Hahlwald (7723-0966)
12	1	52	-	4	21	19	2	-	1	+	12	Bt-Amphibolit (197)	Felsberg-SE-Hang, Hahlwald (7729-0973)
13	+	47	-	4	24	22	+	+	3	+	13	Bt-Amphibolit (180)	Felsberg-SE-Hang, Felsbachweg (7787-0937)
14	10	49	-	-	19	17	2	+	3	+	14	Q-Bt-Amphibolit (125)	Hohlweg am Wbh. W Beedenkirchen (7842-1104)
15	9	54	-	-	22	13	+	-	2	+	15	Q-Bt-Amphibolit (270)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
16	30	42	+	-	9	17	1.5	-	0.5	+	16	Q-Bt-Amphibolit (271)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
17	9	66	-	-	9	-	12	-	4	+	17	Q-Chl-Amphibolit (272)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
18	12	56	-	-	18	9	+	-	5	+	18	Q-Bt-Amphibolit (273)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
19	22	43	+	-	14	18	+	-	2.5	0.5	19	Q-Bt-Amphibolit (274)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
20	31	43	+	-	3	18	2	-	2	1	20	Q-Bt-Amphibolit (275)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
21	31	41	+	-	25	2	-	1	+	+	21	Q-Bt-Amphibolit (276)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
22	6	46	-	-	25	17	-	-	6	+	22	Q-Bt-Amphibolit (85)	Felsberg, NW-Hang (7713-1045)
23	21	42	-	-	5	31	-	-	1	+	23	Hbl-Q-Bt-Pl-Schiefer Felsberg (89)	Felsberg, NW-Hang (7706-1040)
24	13	39	-	-	21	26	-	-	1	+	24	Q-Bt-Amphibolit (90)	Felsberg, NW-Hang (7716-1049)
25	15	39	-	-	24	16	-	-	6	+	25	Pl-Hbl-Schiefer (109)	Felsberg, NW-Hang (7642-1026)
26	3	43	-	-	45	+	-	-	9	+	26	Q-Bt-Amphibolit (114)	Felsberg, NW-Hang (7677-1052)
27	14	36	-	-	23	21	-	1	5	+	27	Q-Bt-Amphibolit (116)	Felsberg, NW-Hang (7672-1042)
28	12	37	-	-	24	19	-	-	7	1	28	Bt-Amphibolit (119)	Felsberg, NW-Hang (7668-1041)
29	3	31	-	-	52	13	-	-	1	+	29	Ep-Amphibolit (123)	Felsberg, NW-Hang (7662-1034)
30	4	41	-	-	47	+	-	7	1	+	30	Q-Bt-Amphibolit (143)	Felsberg, NW-Hang (7690-1074)
31	8	49	-	-	13	28	-	-	1	1	31	Q-Bt-Amphibolit (147)	Felsberg, NW-Hang (7720-1063)
32	7	46	-	-	22	18	-	-	7	+	32	Q-Bt-Amphibolit (342 e.p.)	Marmorbruch Über Hauptlager S Hochstädten (7485-0790)
33	32	32	-	+	22	13	-	1	+	+	33	Amphibolit-Xenolith im Hbl-Poikilit- Gabbro (66-132 e.p.)	Felsberg, W-Hang (7625-1010)
34	8	55	-	3	31	1	-	-	1	1	34		

Amphibolit bis
Q-Bt-Amphibolit

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Chl	Erz	Akz	$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	FZ
35	4	53	-	-	42	-	-	+	1	100	43
36	+	32	-	2	56	-	-	1	9	100	68
37	3	41	-	52	-	-	-	1	3	100	56
38	3	56	-	-	39	-	-	1	1	100	41
39	1	49	-	+	48	-	-	1	1	100	50
40	1	51	-	3	43	-	-	1	1	100	48
41	2	48	-	2	44	-	-	3	1	100	50
42	-	47	-	18	34	-	-	1	+	100	53
43	-	57	-	6	28	4	4	1	+	100	43
44	2	56	-	+	36	5	+	1	+	100	42
45	14	44	-	3	11	26	-	2	+	100	42
46	+	57	-	+	40	+	+	3	+	100	43
47	3	54	-	+	23	19	+	1	+	100	43
48	3	43	-	6	25	20	3	+	+	100	48
49	4	31	-	+	35	26	-	3	1	100	65
50	4	49	-	-	24	21	1	1	+	100	47
51	8	58	-	-	20	14	-	+	+	100	34

Gabbro,
Diorit

	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)
35	Hbl-Diorit (49)	Felsberg, W-Hang (7608-0993)
36	Hbl-Poikilit-Diorit (57)	Felsberg, W-Hang (7633-1008)
37	Hbl-Poikilit-Diorit (58)	Felsberg, W-Hang (7630-1008)
38	Hbl-Poikilit-Diorit (59)	Felsberg, W-Hang (7626-1007)
39	Hbl-Poikilit-Diorit (74)	Felsberg, W-Hang (7646-1020)
40	Hbl-Poikilit-Gabbro (104)	Felsberg, W-Hang (7642-1025)
41	Hbl-Poikilit-Gabbro (66-132 e.p.)	Felsberg, W-Hang (7625-1010)
42	Py-Hbl-Poikilit- Gabbro (292)	Stbr. Almen SE Beedenkirchen (7990-1060)
43	Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (166)	Knorz, NW-Hang (7917-1009)
44	Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (167)	Knorz, NW-Hang (7917-1009)
45	Q-Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (294)	Knorz, Stbr. am Gipfel (7963-1003)
46	Hbl-Poikilit-Gabbro (173)	Zehnes, N-Hang (7858-0980)
47	Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (337)	Zehnes, Stbr. W-Hang (7843-0942)
48	Py-Bt-Hbl-Gabbro (201)	Röden N Reichenbach (7782-0911)
49	Bt-Hbl-Diorit (314)	Schönberg, Ludwigsrast (7499-0650)
50	Bt-Hbl-Diorit (321)	Schönberg, Wegböschung (7472-0649)
51	Q-Bt-Hbl-Diorit (323)	Schönberg, Seeberg (7449-0599)

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Ep	Erz	Akz	$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	FZ
52	16	48	+	-	18	17	-	1	100	36	
53	11	52	+	-	21	15	-	1	100	37	
54	12	53	+	-	22	12	-	1	100	35	
55	9	54	+	-	24	12	-	1	100	37	
56	15	43	+	-	22	19	-	1	100	42	
57	23	54	12	-	7	3	-	1	82	11	
58	7	52	+	-	22	17	-	1	100	41	
59	9	55	+	-	16	19	-	1	100	36	
60	17	52	-	2	18	10	-	1	100	29	
61	13	50	+	-	15	21	-	1	100	37	
62	6	51	1	-	20	21	-	1	98	42	
63	27	45	3	-	11	8	4.5	1.5	+	94	25
64	22	47	+	-	19	11	+	1	100	31	
65	20	48	1	-	11	18	1	1	98	31	
66	21	40	+	-	27	11	+	1	+	100	39
67	18	43	1	-	20	16	1	1	98	38	
68	22	58	+	-	8	11	-	1	100	12	
69	30	36	16	-	9	5	4	+	+	69	18

Quarzdiorit,
Hbl-Bt-Gneis

	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)
52	Bt-Hbl-Quarzdiorit (Tonalit), (3)	Felsberg, SE-Hang (7785-1056)
53	Bt-Hbl-Q-Diorit (4)	Felsberg, SE-Hang (7785-1056)
54	Bt-Hbl-Q-Diorit (66-74)	Felsberg, SE-Hang(Altarstein) (7778-1024)
55	Bt-Hbl-Q-Diorit (77)	Felsberg, SE-Hang (Hahlwald) (7707-0994)
56	Bt-Hbl-Quarzdiorit (Tonalit), (66-651)	Felsberg, SE-Hang (Hahlwald) (7633-0932)
57	Hbl-Granodiorit (44)	Felsberg, W-Hang (7589-0966)
58	Bt-Hbl-Q-Diorit (48)	Felsberg, W-Hang (7610-0989)
59	Hbl-Bt-Q-Diorit (54)	Felsberg, W-Hang (7622-1001)
60	Bt-Hbl-Quarzdiorit (Tonalit), (60)	Felsberg, W-Hang (7626-1007)
61	Hbl-Bt-Quarzdiorit (Tonalit), (76)	Felsberg, W-Hang (7608-0989)
62	Hbl-Bt-Q-Diorit (263)	Amalienhöhe NW Elmshausen (7577-0820)
63	Bt-Hbl-Gneis (343)	Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl (8040-1250)
64	Bt-Hbl-Gneis (52)	Felsberg, W-Hang (7607-0990)
65	Hbl-Bt-Gneis (53)	Felsberg, W-Hang (7617-1006)
66	Bt-Hbl-Gneis (55)	Felsberg, W-Hang (7627-1001)
67	Bt-Hbl-Gneis (56)	Felsberg, W-Hang (7640-1008)
68	Hbl-Bt-Gneis (66-647)	Felsberg, W-Hang (7607-0990)
69	Bt-Hbl-Gneis (137)	Felsberg, NW-Hang (7690-1074)

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Ep	Erz	Akz	$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	FZ
70	28	56	3	-	-	12	+	1		95	13
71	31	52	3	-	-	13	+	+	1	95	14
72	30	43	5	-	1.5	19	+	+	1.5	89	22
73	34	41	9	-	-	16	+	+	+	82	16
74	59	23	3	-	-	14	+		1	88	15
75	34	49	5	-	-	12	+	+	+	91	12
76	26	46	21	-	-	7	+	+	+	69	7
77	38	39	16	-	-	7	+	+	+	71	7
78	32	48	9	-	1	9	+	1	+	84	11
79	30	51	4	-	-	14	+	+	1	93	15
80	40	42	6	-	-	12	+	+	+	87	12
81	29	54	5	-	-	12	+	+	+	92	12
82	46	30	8	-	-	15	+	+	1	79	16
83	38	40	10	-	-	11	+		1	80	12

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Mu	Erz	Akz	$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	FZ
84	33	49	9	-	+	8	-	1		84	9
85	31	46	13	-	1	8	-	1		78	10
86	31	39	18	-	2	8	-	1	1	68	12
87	31	43	16	-	-	9	-		1	73	10
88	29	47	14	-	-	9	-	1		77	10
89	38	47	7	-	+	7	-	1		87	8
90	32	50	11	-	-	6	-	1		82	7
91	29	44	17	-	-	9	-	1		72	10
92	50	30	2	2	10	2	1	2	1	94	18
93	40	38	11	-	5	3	-	1	2	78	11
94	11	54	7	-	+	28	-	+	+	89	28
95	38	42	15	-	-	1	3	1		74	5
96	33	29	35	-	-	2	1	-	-	45	3
97	51	21	26	-	-	2	-	+	+	45	2
98	47	37	7	-	-	3	5	1		84	9
99	46	29	10	-	-	5	9	1		74	15

Bt-Gneis,
Granodiorit

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Ep	Chl	Erz	Akz
100	9	37	-	4	46	-	+	+	2	2
101	30	25	-	-	29	1	12	+	1	2
102	46	30	3	-	17	2	+	+	1	1
103	26	23	26	+	25	-	+	+	-	+
104	15	39	10	+	35	-	+	+	-	1
105	10	49	5	19	12	-	3	+	1	1
106	26	50	10	-	6	+	7	+		1
107	9	32	2	11	35	+	7	+	3	1
108	+	57	-	-	30	-	13	+	-	+
109	55	32	4	-	2	2	+	5	+	-

Gesteine
der tektonischen
Zerrüttungszonen

	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)
70	Bt-Gneis (98)	Felsberg, NW-Hang (7690-1026)
71	Bt-Gneis (112)	Felsberg, NW-Hang (7724-1085)
72	Bt-Gneis (139)	Felsberg, NW-Hang (7690-1074)
73	Bt-Gneis (140)	Felsberg, NW-Hang (7690-1074)
74	Bt-Gneis (66-123 e.p.)	Felsberg, NW-Hang (7688-1072)
75	Bt-Gneis (96)	Felsberg, NW-Hang (7661-1070)
76	Bt-Gneis (16)	Felsberg, NW-Hang (7759-1066)
77	Bt-Gneis (34)	Felsberg, NW-Hang (7744-1056)
78	Bt-Gneis (81)	Felsberg, NW-Hang (7646-0999)
79	Bt-Gneis (87)	Felsberg, NW-Hang (7715-1050)
80	Bt-Gneis (88)	Felsberg, NW-Hang (7717-1049)
81	Bt-Gneis (91)	Felsberg, NW-Hang (7702-1037)
82	Bt-Gneis (66-123 e.p.)	Felsberg, NW-Hang (7688-1072)
83	Bt-Gneis (66-377)	Felsberg, NW-Hang (7668-1042)
84	Bt-Granodiorit (281)	Hasenberg, W-Hang S Allertshofen (7953-1193)
85	Bt-Granodiorit (5)	Felsberg, NW-Hang (7730-1058)
86	Bt-Granodiorit (35)	Felsberg, NW-Hang (7744-1056)
87	Bt-Granodiorit (36)	Felsberg, NW-Hang (7726-1054)
88	Bt-Granodiorit (67)	Felsberg, NW-Hang (7699-1040)
89	Bt-Granodiorit (84)	Felsberg, NW-Hang (7670-1013)
90	Bt-Granodiorit (123)	Felsberg, NW-Hang (7661-1033)
91	Bt-Granodiorit (150)	Felsberg, NW-Hang (7721-1063)
92	Hbl-Q-Granodiorit (47)	Felsberg, SW-Hang (Hochstädt Wald) (7614-0964)
93	Bt-Hbl-Granodiorit (71, 72)	Felsberg, SW-Hang (Hochstädt Wald) (7629-0970)
94	Bt-Granodiorit (179)	Parkplatz Felsenmeer N Reichenbach (7806-0944)
95	Granodiorit-Aplit (284)	Lochmühle, Hoxhohl (7988-1257)
96	Leuko-Monzogranit-Pegmatit (243)	Felsberg, Kammlage (7677-1014)
97	Leuko-Monzogranit-Aplit (245)	Felsberg, Kammlage (7677-1014)
98	Mu-Gneis (240)	Schöllrain S Balkhausen (7562-1038)
99	Bt-Mu-Gneis (246)	Schöllrain S Balkhausen (7562-1038)

	Bezeichnung (Nummer des Dünnschliffs)	Entnahmepunkt (Koordinaten)
100	Hbl-Poikilit-Fels (133)	Hohlweg, Wb. W Beedenkirchen (7849-1098)
101	Ep-Hbl-Gneis, gefaltet (134)	Hohlweg, Wb. W Beedenkirchen (7849-1098)
102	Hbl-Gneis, gefaltet (135)	Hohlweg, Wb. W Beedenkirchen (7849-1098)
103	Hbl-Gneis, phlebit. (9)	Felsberg, Kammlage (7760-1062)
104	Hbl-Poikilit-Fels (10)	Felsberg, Kammlage (7760-1062)
105	Hbl-Di-Gneis, stromatitisch (17)	Felsberg, Kammlage (7760-1062)
106	Hbl-Ep-Gneis (30)	Felsberg, Kammlage (7738-1046)
107	Ep-Di-Hbl-Gneis, stromatitisch (33)	Felsberg, Kammlage (7738-1046)
108	Chl-Hbl-Fels (341)	Adamsgrund NE Hochstädt (7575-0952)
109	Chl-Gneis (316)	Auerbach, Kirchberg (7315-0749)

Tab. 2. Gesteine des Felsberg-Zuges; Integrations-Analysen verschiedener Autoren
(Daten-Sammlung)

	Q	Pl	KFS	Kl.Py	Hbl	Bt	Ep	Mu	Erz	Akz	An%	$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	FZ
1*	4.2	32.0	-	-	62.0	+	-	-	-	1.8	-	100	64.
2*	7.0	38.0	-	-	31.0	-	22.0	-	2.0	-	-	100	55
3*	12.0	40.0	-	-	38.0	2.0	17.0	-	1.0	-	-	100	58
4*	7.0	59.0	-	-	10.0	20.0	-	-	4.0	4.0	55	100	34
5*	-	55.0	-	9.0 Olivin	32.0	-	-	-	4.0	+	70-95	100	45
6*	4.1	52.1	-	-	33.5	7.8	-	-	2.4	0.1	38-57	100	44
7*	4.7	49.9	-	0.8	35.4	6.6	-	-	2.2	0.4	36-58	100	45
8*	11.0	54.0	-	-	20.0	14.0	-	-	1.0	-	35-45-80	100	35
9*	10.0	40.0	-	-	35.0	12.0	-	-	+	3.0	35-45-80	100	50
10*	16.0	47.0	-	-	25.0	11.0	-	-	1.0	-	46	100	37
11*	17.0	43.0	4.0	-	18.0	17.0	-	-	1.0	-	38	91	36
12*	24.0	61.0	2.0	-	+	13.0	-	-	+	+	21-40	97	13
13*	19.0	46.0	10.0	-	14.0	10.0	-	-	1.0	-	38	82	25
14*	26.0	52.0	16.0	-	0.5	6.0	-	-	+	+	18-22-28	76	7
15*	26.0	42.0	27.0	-	-	5.0	-	-	+	+	18-22-28	61	5
16*	28.0	59.0	8.0	-	-	5.0	-	+	+	+	18-22-28	88	5
17*	20.0	57.0	10.0	-	-	12.0	-	+	+	+	18-22-28	92	12
18*	27.0	39.0	26.0	-	0.5	5.0	-	-	+	+	18-22-28	60	6
19*	23.0	45.0	22.0	-	0.5	10.0	-	-	+	+	18-22-28	67	11
20*	24.0	58.0	15.0	-	-	3.0	-	-	+	+	26-28	80	3
21*	27.0	52.0	10.0	-	-	10.0	-	-	1.0	+	18-22-28	84	11
22*	28.0	50.0	15.0	-	0.5	6.0	-	-	+	+	18-22-28	75	7
23*	25.0	50.0	15.0	-	-	9.0	-	-	+	+	26-28	75	9
24*	33.0	32.5	20.0	-	0.5	13.5	-	-	+	+	26-28	62	14
25*	25.0	41.0	23.0	-	+	11.0	-	-	+	+	26-28	64	11
26*	14.0	51.0	20.0	-	-	14.0	-	-	1	+	18-22-28	72	15
27*	19.0	42.0	29.0	-	-	9.0	-	+	+	+	18-22-28	59	9
28*	30.0	45.0	16.0	-	0.5	8.0	-	+	+	+	18-22-28	74	9
29*	25.0	46.0	17.0	-	0.5	10.0	-	+	+	+	18-22-28	73	11
30*	25.0	62.5	4.5	-	-	7.0	-	-	+	+	26-28	93	7
31*	23.0	64.0	2.0	-	0.5	10.0	-	0.5	+	+	26-28	97	11
32*	22.0	53.0	8.0	-	2.0	13.0	1.5	-	+	+	26-28	87	17
33*	22.0	46.0	8.0	-	2.0	21.0	+	+	+	+	26-28	85	23
34*	18.0	50.0	10.0	-	-	21.0	-	-	+	+	26-28	83	21
35*	22.0	49.0	5.0	-	0.5	19.0	2.0	-	1.0	1.0	26-28	91	24
36*	25.0	48.0	11.0	-	+	15.0	-	-	+	+	28-30	81	15
37*	30.0	46.0	7.0	-	0.5	15.0	1.0	-	+	+	28-30	87	17
38*	30.0	52.0	1.0	-	1.0	15.0	1.0	-	+	+	28-30	98	17
39*	29.0	59.0	+	-	3.0	8.0	-	-	+	+	28-30	100	11
40*	29.0	40.0	24.0	-	0.5	6.0	-	-	+	+	28-30	63	11
41*	39.0	34.0	20.0	-	-	6.0	-	-	1.0	-	17	63	7
42*	39.0	38.0	17.0	-	+	5.0	-	+	1.0	-	20-32	69	6
43*	45.2	36.4	9.9	-	+	6.8	-	-	1.7	-	-	98	2
44*	31.0	48.0	11.0	-	-	9.6	-	-	0.4	-	5-40	81	10
45*	27.0	55.0	10.0	-	-	7.0	-	-	1.0	-	25	85	8
46*	35.0	41.0	16.0	-	+	8.5	-	-	1.5	-	20-30	73	10
47*	9.3	41.6	34.2	-	9.4	5.4	-	-	-	-	5	55	15
48*	35.0	50.8	11.2	-	-	-	-	-	3.0	-	-	82	3
49*	29.0	36.0	29.0	-	+	5.0	-	1.0	+	+	-	55	6
50*	25.0	57.0	6.0	-	1.0	9.0	-	1.0	+	+	-	83	11

Tab. 2. (Fortsetzung): Gesteine des Felsberg-Zuges; Integrations-Analysen verschiedener Autoren (Daten-Sammlung); Proben-Nummern und Entnahmepunkte mit Koordinaten

Bezeichnung in dieser Arbeit	Bezeichnung ref. Autor (Analysen-Nr.)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	Literatur- Hinweis
Amphibolit (1*)	Amphibolit (A2)	Johannesberg E Hoxhohl (8123-1283)	W. SCHUBERT 1966 S. 16,37
Q-Ep-Amphibolit (2*)	Ep-führender Q-Amphibolit (A4)	alter Stbr. 400 m E Hoxhohl (8040-1244)	W. SCHUBERT 1966 S. 22
Q-Ep-Amphibolit (3*)	Ep-führender Q-Amphibolit (A4)	alter Stbr. 400 m E Hoxhohl (8040-1244)	W. SCHUBERT 1966 S. 22
Q-Bt-Amphibolit (4*)	Hornfels (19)	Stbr. Mandelberg, SE Hoxhohl (8039-1250)	P. HORN 1965 S. 85
Hbl-Eukritgabbro (5*)	Gabbrodiorit	Felsberg, W-Hang	G. FRIEDRICH 1954 S. 16
Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (6*)	Bt-Hbl-Quarz- gabbrodiorit	Knorz, SE Beeden- kirchen	E. LEHMKE 1940 S. 128 O.H.ERDMANNNS- DÖRFFER 1949 S. 55
Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (7*)	Bt-Hbl-Quarz- diorit	Zehnes, NE Reichen- bach	E. LEHMKE 1940 S. 128 O.H.ERDMANNNS- DÖRFFER 1949 S. 55 E. TRÜGER 1955 S. 11
Bt-Hbl-Q-Diorit (8*)	Quarzdiorit	E des Hochstädter Tales zw. Hochstädten u. Elmshausen	G. FRIEDRICH 1954 S. 14
Bt-Hbl-Q-Diorit (9*)	Quarzdiorit	E des Hochstädter Tales zw. Hochstädten u. Elmshausen	G. FRIEDRICH 1954 S. 14
Bt-Hbl-Quarz- diorit (Tonalit) (10*)	Mela-Quarzdiorit (54)	Felsberg, Heinzenwald	E. TRÜGER 1955 S. 11
Bt-Hbl-Quarz- diorit (Tonalit) (11*)	Mela-Quarzdiorit (55)	Felsberg, Riesensäule	E. TRÜGER 1955 S. 11
Bt-Quarzdiorit (12*)	Leuko-Quarzdiorit (92)	Mandelberg, S Hoxhohl	E. TRÜGER 1955 S. 13
Bt-Hbl-Quarz- diorit (Tonalit) (13*)	Granodiorit (4a)	Felsberg, SE-Hang (7788-1004)	F.TABORSZKY 1968 S. 200
Bt-Granodiorit (14*)	Bt-Gneis, Typ II (141 e.p.)	Felsbergstraße (7714-1046)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Monzogranit (15*)	Bt-Gneis, Typ II (141 e.p.)	Felsbergstraße (7714-1046)	E. KNAUER 1969 S. 296

Tab. 2. (Fortsetzung)

Bezeichnung in dieser Arbeit	Bezeichnung ref. Autor (Analysen-Nr.)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	Literatur- Hinweis
Bt-Granodiorit (16*)	Bt-Gneis, Typ II (142 e.p.)	Felsbergstraße (7645-1010)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (17*)	Bt-Gneis, Typ II (142 e.p.)	Felsbergstraße (7645-1010)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Monzogranit (18*)	Bt-Gneis, Typ II (136)	Felsberg, W Ohlyturm (7712-1038)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (19*)	Bt-Gneis, Typ II (140)	Felsberg, W Ohlyturm (7712-1038)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (20*)	Bt-Gneis, Typ III (142 e.p.)	Felsbergstraße (7645-1010)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (21*)	Bt-Gneis, Typ II (135)	Allertshofen, W Ortsausgang (7954-1197)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (22*)	Bt-Gneis, Typ II (184)	Mandelberg, Straßen-Aufschluß (8049-1238)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (23*)	Bt-Gneis, Typ II (11)	Hoxhohl, Friedhof (8021-1271)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Monzogranit (24*)	Bt-Gneis, Typ III (16)	Hoxhohl, Weg zum Friedhof (8023-1267)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Monzogranit (25*)	Bt-Gneis, Typ III (47)	Hoxhohl, Hasenberg-N-Hang (8024-1245)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (26*)	Bt-Gneis, Typ II (153)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (27*)	Bt-Gneis, Typ II (154)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (28*)	Bt-Gneis, Typ II (162)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (29*)	Bt-Gneis, Typ II (163)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 296
Bt-Granodiorit (30*)	Bt-Gneis, Typ III (5)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (31*)	Bt-Gneis, Typ III (6)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (32*)	Bt-Gneis, Typ III (147)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (33*)	Bt-Gneis, Typ III (150)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299

Tab. 2. (Fortsetzung)

Bezeichnung in dieser Arbeit	Bezeichnung ref. Autor (Analysen-Nr.)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	Literatur- Hinweis
Bt-Granodiorit (34*)	Bt-Gneis, Typ III (152)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Granodiorit (35*)	Bt-Gneis, Typ III (167)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 299
Bt-Gneis (36*)	Bt-Gneis, Typ I (157)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 293
Bt-Gneis (37*)	Bt-Gneis, Typ I (165)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 293
Bt-Gneis (38*)	Bt-Gneis, Typ I (168)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 293
Bt-Gneis (39*)	Bt-Gneis, Typ I (172)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 293
Bt-Gneis (40*)	Bt-Gneis, Typ I (186)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 293
Bt-Monzogranit (41*)	Leukogranodiorit (78)	Hochstädten, Marmor- werk Fa. Link	E. TRÖGER 1955 S. 13
Bt-Granodiorit (42*)	Leukogranodiorit (80)	Hahlwald E Hoch- städten	E. TRÖGER 1955 S. 13
Bt-Granodiorit (43*)	Q-reicher Ortho-Gneis	Hochstädten	D. KLEMM (1960)
Bt-Granodiorit (44*)	Bt-Granit	Melibokus	G. FRIEDRICH 1954 S. 36
Bt-Granodiorit (45*)	Granodiorit (3b)	Malschen, Alsbacher Gemeinde-Stbr. (7372-1024)	F. TABORSZKY 1968 S. 200
Bt-Granodiorit (46*)	Bt-Granit	Melibokus	D. KLEMM (1960)
?Bt-Hbl-Monzonit- aplit (47*)	Quarzdiorit (10)	300 m SE Tagebau d. Fa. Link	F. TABORSZKY 1954 S. 33
Granodiorit- Aplit (48*)	Granit-Aplit	Melibokus	D. KLEMM (1960)
Granodiorit- Aplit (49*)	Aplitgranit (160)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 304
Monzogranit- Aplit (50*)	Aplitgranit (177)	Hoxhohl, Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 304

Tab. 3. Gesteins-Analysen Felsberg-Zug; Analytiker: M. WEIBEL 1967/68, ETH Zürich

	225	227	236	232	230	226	237	277	229	233	231	235	267
SiO ₂	52.0	53.5	56.5	55.5	47.5	51.5	52.5	55.6	62.0	59.0	60.0	57.5	56.2
Al ₂ O ₃	13.6	14.8	17.1	17.2	19.9	16.5	16.7	17.2	16.3	18.2	16.6	16.8	14.1
Fe ₂ O ₃	1.8	1.2	1.9	3.8	1.5	0.9	2.0	1.9	1.6	1.4	1.3	1.3	1.5
FeO	7.0	6.2	5.6	5.7	3.6	4.9	7.0	7.0	4.9	5.2	5.2	6.0	4.9
MgO	9.1	8.4	3.9	3.6	8.7	9.4	6.7	3.1	2.6	2.9	3.2	4.1	7.3
MnO	0.18	0.16	0.13	0.18	0.09	0.15	0.16	0.15	0.13	0.13	0.11	0.12	0.16
CaO	11.5	9.9	7.7	7.3	15.0	12.4	9.5	6.3	5.6	6.0	6.4	7.5	7.0
Na ₂ O	2.3	3.1	3.4	3.0	0.7	1.8	2.3	3.1	3.6	4.0	3.2	2.8	3.3
K ₂ O	0.5	0.8	1.5	1.1	0.3	0.6	0.6	2.3	1.6	1.4	2.0	1.9	2.4
TiO ₂	0.9	0.6	0.9	1.1	0.2	0.2	0.8	1.2	0.8	0.7	0.8	0.9	0.8
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.17	0.19	0.03	0.02	0.13	0.35	0.16	0.2	0.18	0.17	0.26
H ₂ O+	0.7	1.1	1.0	1.1	1.8	1.6	1.2	1.4	0.7	0.9	0.9	0.7	1.7
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.5	0.2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1
Σ	99.70	99.84	99.80	99.77	99.82	100.17	99.59	99.60	99.99	100.03	99.89	99.79	99.72

	222	223	228	238	239	269	224	298	315	320	457	234
SiO ₂	71.0	69.0	71.5	71.0	69.5	67.0	74.5	65.4	68.8	67.6	73.2	75.5
Al ₂ O ₃	15.4	16.1	15.0	15.1	15.9	15.7	13.3	14.8	15.5	14.1	14.4	14.0
Fe ₂ O ₃	0.5	0.2	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	1.7	1.0	2.1	0.5	0.6
FeO	1.1	1.5	1.4	1.6	1.5	2.8	1.6	4.2	2.5	2.6	1.0	0.4
MgO	0.8	1.2	1.3	0.8	1.2	2.1	0.5	2.2	1.3	1.2	0.5	0.4
MnO	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04	0.09	0.05	0.10	0.07	0.14	0.03	0.02
CaO	2.4	2.0	2.8	1.4	2.1	2.8	2.2	3.2	2.9	2.7	1.7	0.9
Na ₂ O	4.8	4.4	4.0	4.8	4.7	3.9	3.7	3.6	4.1	3.4	4.4	3.8
K ₂ O	2.7	4.0	2.1	3.5	3.2	2.7	2.4	2.9	2.6	3.4	2.9	2.7
TiO ₂	0.3	0.5	0.3	0.3	0.5	0.6	0.3	0.8	0.5	0.6	0.4	0.15
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.12	0.08	0.14	0.27	0.07	0.21	0.12	0.18	0.06	0.06
H ₂ O+	0.6	0.8	1.0	0.8	0.7	1.1	0.7	0.8	0.8	1.2	0.90	1.2
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.15	0.00	0.35	0.00	0.00
Σ	99.76	99.87	100.06	99.80	99.98	99.86	99.92	100.06	100.19	99.57	99.99	99.73

Tab. 3. (Fortsetzung)

Analysen- Nummer	Entnahmepunkt	Koordinaten
225	Amphibolit, Felsberg, SW-Sporn (Heinzenwald)	7629-0935
227	Amphibolit, Felsberg, Kammlage	7710-1018
236	Q-Bt-Amphibolit, Felsberg, SE-Hang (Hahlwald)	7726-0965
232	Q-Bt-Amphibolit, Felsberg, NW-Hang	7706-1040
230	Hbl-Py-Eukritgabbro, Felsberg, W-Hang	7621-1015
226	Hbl-Poikilit-Gabbro, Felsberg, W-Hang	7646-1020
237	Bt-Hbl-Poikilit-Gabbro, Knorz S Beedenkirchen	7920-1008
277	Q-Hbl-Bt-Diorit, Schönberg, Stbr. E-Hang Kapellenberg	7499-0650
229	Hbl-Bt-Gneis, Felsberg, W-Hang	7617-1006
233	Bt-Hbl-Q-Diorit, Felsberg, W-Hang	7622-1001
231	Bt-Hbl-Q-Diorit, Felsberg, SE-Hang, Stbr. am Sarg	7788-1012
235	Bt-Hbl-Quarzdiorit (Tonalit), Felsberg, SE-Hang, Stbr. NW Rödchen	7709-0940
267	Bt-Hbl-Q-Diorit, Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl	8040-1250
222	Bt-Granodiorit, Felsberg, NW-Hang	7726-1054
223	Bt-Granodiorit, Felsberg, NW-Hang	7671-1015
228	Bt-Gneis, Felsberg, NW-Hang	7715-1050
238	Bt-Gneis, Felsberg, NW-Hang	7724-1085
239	Bt-Granodiorit, Felsberg, Kammlage	7692-1018
269	Bt-Quarzdiorit, Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl	8040-1250
224	Bt-Granodiorit, Felsberg, W-Hang, Stbr. Hochstädter Wald	7625-0948
298	Hbl-Bt-Granodiorit, Ludwigshöhe NW Elmshausen	7514-0758
315	Hbl-Bt-Granodiorit, Stbr. Brunnenstube, N Schönberg	7492-0705
320	Bt-Granodiorit, Stbr. Wbh. N Schönberg	7483-0683
457	Bt-Granodiorit, Melibokus (Bayernhöhe), Stbr. Straße zw. Jugenheim u. Balkhausen	7487-1223
234	Mu-Gneis, Schöllrain S Balkhausen	7593-1023

Tab. 4. Felsberg-Zug; Gesteins-Analysen verschiedener Autoren (Daten-Sammlung). — Analytiker: HORN 1964 (E), KNAUER 1969 (F, G, H 1–11, I, M, N, O 1–2, P, Q, R, S), KREUTZ 1925 (D), MARZAHN 1893 (L), ROST-HOFFMANN 1923 (K), THIELICKE 1965 (A), N. N. 1901 (B, C), N. N. 1936 (T)

	A	B	C	D	E	F	G	H1	H2	I
SiO ₂	47.63	44.23	55.58	54.87	55.08	69.00	68.10	70.00	64.60	65.50
Al ₂ O ₃	15.50	19.01	16.58	17.37	22.60	16.40	15.80	13.40	16.20	15.90
Fe ₂ O ₃	5.30	3.47	5.02	2.50	4.82	0.20	0.90	0.89	1.08	1.38
FeO	6.75	1.65	2.72	5.94	2.51	0.90	1.62	1.52	1.98	1.91
MgO	7.12	8.09	4.56	4.97	3.55	1.07	2.02	1.90	2.53	2.30
MnO	0.22	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	10.10	16.91	8.16	8.23	5.83	1.95	2.82	2.39	3.72	4.24
Na ₂ O	2.97	1.22	3.02	1.55	3.26	4.22	4.55	4.90	5.30	4.55
K ₂ O	0.75	0.35	1.66	0.83	1.43	4.42	2.51	2.57	2.42	1.33
TiO ₂	1.33	0.05	0.18	0.09	0.60	0.20	0.42	0.38	0.52	0.62
P ₂ O ₅	0.19	1.61	1.43	0.56	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	1.44	2.65	0.69	1.36	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O-	0.11	0.37	0.18	0.05	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.04	0.00	0.00	0.04	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.06	0.35	0.33	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	99.54	99.96	100.11	98.70	100.81	98.36	98.74	97.95	98.35	97.73
	K	L	M	N	O1	H3	H4	H5	P	H6
SiO ₂	74.25	69.73	68.70	69.80	68.50	65.60	68.10	69.00	69.50	68.40
Al ₂ O ₃	11.94	15.97	16.10	15.10	16.50	17.40	16.10	15.80	15.60	16.70
Fe ₂ O ₃	0.00	1.27	1.06	0.64	0.79	1.00	0.44	0.45	0.28	1.12
FeO	3.12	1.32	0.73	0.90	0.71	2.00	1.30	1.52	1.91	0.88
MgO	0.64	0.68	1.41	0.95	1.01	0.96	1.55	1.60	1.12	1.29
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.51	3.28	2.21	2.26	2.56	3.49	1.35	1.22	0.96	1.90
Na ₂ O	3.40	5.30	4.70	4.30	5.05	5.29	4.75	4.45	4.25	5.35
K ₂ O	3.58	1.76	3.52	2.34	2.40	3.36	4.27	3.34	3.89	2.60
TiO ₂	0.26	0.00	0.22	0.25	0.29	0.43	0.31	0.34	0.19	0.33
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	0.42	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O-	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	99.80	99.96	98.65	96.54	97.81	99.53	98.17	97.72	97.70	98.57
	H7	Q	R	O2	H8	H9	H10	H11	S	T
SiO ₂	66.80	68.30	67.90	68.80	64.80	63.30	64.40	69.00	75.97	96.97
Al ₂ O ₃	16.70	16.60	16.00	16.40	17.10	17.60	17.30	15.50	10.84	0.98
Fe ₂ O ₃	0.97	0.99	2.01	1.42	1.18	0.87	0.29	0.64	2.03	0.40
FeO	1.41	0.99	0.95	0.41	1.44	2.22	2.64	1.31		0.00
MgO	1.67	1.18	2.65	0.84	2.91	2.38	2.72	1.67	0.16	0.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.10	2.16	2.22	2.90	3.13	3.52	2.62	1.57	1.01	0.20
Na ₂ O	4.92	5.20	4.99	5.26	5.50	5.26	5.02	5.00	4.23	0.11
K ₂ O	3.03	2.87	2.28	1.71	2.10	2.22	2.21	3.98	4.91	0.14
TiO ₂	0.52	0.31	0.29	0.15	0.38	0.49	0.51	0.32	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60
H ₂ O+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.50
H ₂ O-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	98.12	98.60	99.29	97.89	98.54	97.86	97.71	98.99	99.64	100.00

Tab. 4. (Fortsetzung): Felsberg-Zug; Gesteins-Analysen verschiedener Autoren (Daten-Sammlung). — Proben-Nummern und Entnahmepunkte mit Koordinaten

Bezeichnung in dieser Arbeit (Analysen-Nr.)	Bezeichnung ref. Autor (Analysen-Nr.)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	Literatur-Hinweis	Bezeichnung in dieser Arbeit (Analysen-Nr.)	Bezeichnung ref. Autor (Analysen-Nr.)	Entnahmepunkt (Koordinaten)	Literatur-Hinweis
Amphibolit (A)	Amphibolit Typ A1 (8)	Johannesberg E Hoxhohl (8123-1283)	W. SCHUBERT 1966 S. 90/91	Granodiorit (O1)	Bt-Gneis Typ II (142a)	Felsbergstraße unterhalb der großen Kehre (7645-1010)	E. KNAUER 1969 S. 314
Gabbro (B)	Diorit (Dr-4)	Felsberg, NW-Ecke Höhenweg	C. CHELIUS 1901 S. 19 G. KLEMM 1925 S. 123-125	Granodiorit (H3)	Bt-Gneis Typ II (153)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Quarzdiorit (C)	Hbl-Granit (G _h -2)	Felsberg, Felsenmeer	C. CHELIUS 1901 S. 16 G. KLEMM 1925 S. 126-128	Granodiorit (H4)	Bt-Gneis Typ II (154)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
?Bt-Amphibolit (D)	Hbl-Granit (G _h -1)	Teufelsberg	G. KLEMM 1925 S. 126-128	Granodiorit (H5)	Bt-Gneis Typ II (162)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Q-Bt-Amphibolit (E)	Hornfels (19)	Stbr. a.d. Straße Hoxhohl - Brandau (8039-1250)	P. HORN 1965 S. 85	Granodiorit (P)	Bt-Gneis Typ II (184)	Hoxhohl, Mandelberg, Straßen-Aufschluß (8049-1238)	E. KNAUER 1969 S. 314
Bt-Gneis (F)	Bt-Gneis Typ I (1)	Hoxhohl, Weg zum Hasenberg (8040-1231)	E. KNAUER 1969 S. 315	Granodiorit (H6)	Bt-Gneis Typ III (5)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 315
Bt-Gneis (G)	Bt-Gneis Typ I (2)	Hoxhohl, Hasenberg (7998-1221)	E. KNAUER 1969 S. 315	Granodiorit (H7)	Bt-Gneis Typ III (6)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Bt-Gneis (H1)	Bt-Gneis Typ I (157)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8038-1250)	E. KNAUER 1969 S. 315	Granodiorit (Q)	Bt-Gneis Typ III (16)	Hoxhohl, Weg zum Friedhof (8023-1267)	E. KNAUER 1969 S. 314
Bt-Gneis (H2)	Bt-Gneis Typ I (168)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 315	Granodiorit (R)	Bt-Gneis Typ III (47)	Hoxhohl, Hasenberg N-Hang (8024-1245)	E. KNAUER 1969 S. 314
Bt-Gneis (I)	Bt-Gneis Typ I (180)	Hoxhohl, Weg zum Hasenberg (8047-1250)	E. KNAUER 1969 S. 315	Granodiorit (O2)	Bt-Gneis Typ III (142b1)	Felsbergstraße unterhalb der großen Kehre (7645-1010)	E. KNAUER 1969 S. 314
Granodiorit (K)	Älterer Bt-Granit, schwach flaserig (G-11)	Marmorwerk Auerbach, Stollen an der Untermühle	G. KLEMM 1923 S. 15 G. KLEMM 1925 S. 30	Granodiorit (H8)	Bt-Gneis Typ III (147)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Granodiorit (L)	Jüngerer Bt-Granit (G ₂ -1)	Melibokus, Alsbacher Gemeinde-Stbr.	C. CHELIUS 1893 S. 2 G. KLEMM 1925 S. 132	Granodiorit (H9)	Bt-Gneis Typ III (150)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Granodiorit (M)	Bt-Gneis Typ II (136)	Felsberg, 200 m W Ohlyturm (7712-1038)	E. KNAUER 1969 S. 314	Granodiorit (H10)	Bt-Gneis Typ III (152)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 314
Granodiorit (N)	Bt-Gneis Typ II (141b)	Felsbergstraße, 400 m vom Forsthaus (7714-1046)	E. KNAUER 1969 S. 314	Granodioritaplit (H11)	Aplitgranit (177)	Hoxhohl, Stbr. Mandelberg (8040-1250)	E. KNAUER 1969 S. 315
				Gang-Aplit (S)	Aplit (2)	Melibokus, E-Hang	C. CHELIUS 1896 S. 42-43 G. KLEMM 1925 S. 151-152
				Borstein-Quarz (T)	Quarzfels (-)	Borstein, W Reichenbach	H. JÖNGST 1936 S. 47-48

Tab. 5. Felsberg-Zug; SiO₂-Einzelbestimmungen verschiedener Autoren
(Daten-Sammlung)

Bezeichnung in dieser Arbeit	Bezeichnung ref. Autor	Entnahmepunkt	Literatur- Hinweis	SiO ₂ Gew. %
Amphibolit (a)	Diorit vom Hahlwald	Felsberg, SW-Sporn	C. CHELIUS 1901 S. 18	48.23
Bt-Amphibolit im Granodiorit (b)	Diabas im Granit des Felsberges	Felsberg, NW-Hang	C. CHELIUS 1901 S. 26	51.18
Bt-Amphibolit im Quarzdiorit (c)	Diorit im Hbl-Granit des Felsberges	Felsberg, Hahlwald	C. CHELIUS 1901 S. 16	53.35
Bt-Amphibolit im Quarzdiorit (d)	Diorit im Hbl-Granit des Felsberges	Felsberg, Hahlwald	C. CHELIUS 1901 S. 16	51.10
Bt-Amphibolit im Quarzdiorit (e)	Diorit im Hbl-Granit des Felsberges	Felsberg, Hahlwald	C. CHELIUS 1901 S. 16	49.53
?Bt-Amphibolit im Quarzdiorit (f)	Hbl-Granit vom Teufelsberg	Teufelsberg, W Reichenbach	C. CHELIUS 1901 S. 16	51.07
Bt-Amphibolit im Quarzdiorit (g)	Diorit im Hbl-Granit von Beedenkirchen	Beedenkirchen	C. CHELIUS 1901 S. 16	51.59
Py-Hbl-Gabbro (h)	Diorit von Beedenkirchen	Almen SE Beeden- kirchen	C. CHELIUS 1901 S. 16	47.41
Bt-Hbl-Poikilit- Gabbro (i)	Diorit vom Zehnes	Zehnes, NE Reichenbach	C. CHELIUS 1901 S. 18	49.03
?Bt-Hbl-Diorit (k)	Hbl-Granit Amalienhöhe Hochstädten	Amalienhöhe, SE Hochstädten	G. KLEMM 1925 S. 127	51.80
Quarzsdiorit (l)	Hbl-Granit Beedenkirchen G _h -13b	Beedenkirchen	C. CHELIUS 1901 S. 16 G. KLEMM 1925 S. 127	62.00 ¹⁾
Quarzsdiorit (m)	Hbl-Granit Beedenkirchen	Beedenkirchen	C. CHELIUS 1896 S. 42	58.55
Quarzsdiorit (n)	Hbl-Granit Beedenkirchen	Beedenkirchen	C. CHELIUS 1901 S. 16	62.18
?Quarzsdiorit (o)	Diorit vom Alten Roth am Felsberg	Im alten Rod, W Reichenbach	C. CHELIUS 1901 S. 16	56.40
Granodiorit bzw. Bt-Gneis (p)	porphyrischer Granit mit star- ker Parallel- struktur vom Kamm d. Felsberges	Felsberg, Kammlage	C. CHELIUS 1901 S. 10	68.71
Granodiorit (q)	porphyrischer Granit vom N-Hang des Felsberges gegen Kreuzhof	Felsberg, NW-Hang	C. CHELIUS 1901 S. 10	68.89

¹⁾ Analyse 1 ist eine unvollständige Gesteinsanalyse

Tab. 6. Rb- und Sr-Gehalte von Bt-Gneis und Granodiorit; Analytiker: HORN (1968), Geochronolog. Lab. Univ. Heidelberg.

Proben-Nr.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	K/Rb	Ca/Sr
222	222	168	122	143,0
223	88	854	454	23,5
228	74	585	284	47,8
239	89	894	360	23,6
224	63	246	381	89,4

Tab. 7. Gesteine des Felsberg-Zuges; NIGGLI-Werte und Zusatzbestimmungen

	225	227	236	232	230	226	237	277	229	233	231	235	267
si	119.0	127.0	163.5	160.0	104.0	117.0	131.8	167.0	211.5	185.6	193.0	168.5	153.3
al	18.3	20.7	29.2	29.3	25.6	22.1	24.6	30.4	32.7	33.8	31.4	29.1	22.6
fm	47.8	44.6	34.8	37.9	37.5	43.0	43.6	36.0	31.4	30.9	32.4	35.8	44.1
c	28.2	25.2	23.8	22.5	35.1	30.2	25.3	20.2	20.5	20.2	22.0	23.6	20.5
alk	5.8	9.6	12.3	10.4	1.8	4.8	6.5	13.3	15.4	15.1	14.2	11.5	12.8
ti	1.52	1.14	1.92	2.43	0.39	0.41	1.50	2.70	2.05	1.70	1.93	1.94	1.64
p	0.14	0.11	0.17	0.17	0.04	0.03	0.15	0.45	0.21	0.19	0.19	0.18	0.26
h	5.36	8.70	9.73	10.60	13.20	12.30	1.01	14.00	7.98	9.45	9.65	6.88	15.40
co ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
k	0.119	0.254	0.214	0.200	0.214	0.172	0.139	0.325	0.227	0.188	0.288	0.308	0.320
mg	0.651	0.665	0.485	0.407	0.758	0.740	0.571	0.385	0.417	0.441	0.482	0.497	0.672
w	0.185	0.170	0.238	0.378	0.265	0.150	0.212	0.198	0.228	0.200	0.182	0.160	0.209
c/fm	0.590	0.565	0.684	0.594	0.936	0.703	0.580	0.561	0.653	0.654	0.679	0.660	0.465
T	+12.5	+11.2	+16.9	+18.9	+23.8	+17.3	+18.1	+17.1	+17.3	+18.7	+17.2	+17.6	+9.8
t	-25.7	-14.1	-6.9	-3.6	-11.3	-12.9	-7.2	-3.1	-3.2	-1.5	-4.8	-6.0	-10.7
qz	-4.2	-11.3	+14.2	+18.3	-3.2	-2.2	+5.8	+13.8	+49.9	+25.2	+36.2	+22.5	+2.1

	222	223	228	238	239	269	224	298	315	320	457	234
si	346.5	318.5	349.0	353.0	321.0	282.0	418.0	255.0	301.9	303.5	400.0	470.0
al	44.3	43.9	43.1	44.2	43.3	38.9	43.8	34.0	40.3	37.2	46.2	51.3
fm	12.1	14.9	16.8	14.4	15.9	25.2	14.7	31.8	21.2	25.3	10.6	9.1
c	12.6	10.0	14.6	7.5	10.3	12.6	13.2	13.3	13.8	12.9	9.8	6.0
alk	31.0	31.3	25.5	34.0	30.6	23.2	28.7	20.8	24.9	24.6	33.4	33.7
ti	1.17	1.67	1.17	1.19	1.67	2.02	1.35	2.34	1.59	2.16	1.64	0.75
p	0.29	0.28	0.29	0.24	0.28	0.43	0.24	0.26	0.27	0.27	0.20	0.23
h	9.66	9.15	16.40	13.30	10.80	15.40	13.30	10.30	11.70	18.10	16.40	25.10
co ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.26	0.00	0.82	0.00	2.16	0.00	0.00
k	0.274	0.372	0.253	0.325	0.309	0.315	0.294	0.348	0.298	0.396	0.304	0.322
mg	0.482	0.561	0.558	0.415	0.523	0.520	0.282	0.405	0.402	0.320	0.372	0.414
w	0.286	0.870	0.240	0.214	0.222	0.170	0.278	0.275	0.256	0.420	0.300	0.572
c/fm	1.04	0.673	0.869	0.520	0.648	0.500	0.898	0.418	0.651	0.510	0.925	0.660
T	+13.3	+12.6	+17.6	+10.2	+12.7	+15.7	+15.1	+13.2	+15.4	+12.6	+12.8	+17.6
t	+0.7	+2.6	+3.0	+2.7	+2.4	+3.1	+1.9	-0.1	+1.6	-0.3	+3.0	+11.6
qz	+122.5	+93.9	+147.0	+116.9	+98.5	+89.2	+202.8	+71.8	+102.3	+105.1	+166.4	+235.1

Tab. 8. Gesteine des Felsberg-Zuges; NIGGLI-Werte und Zusatzbestimmungen (Daten-Sammlung A—T)

	A	B	C	D	E	F	G	H1	H2	I
si	109.0	94.7	157.0	154.5	159.0	326.0	290.0	323.0	244.0	260.5
al	20.9	23.9	27.5	28.9	38.5	45.6	39.6	36.4	36.2	37.1
fm	46.7	34.3	36.5	40.6	31.8	11.7	21.7	22.2	23.6	23.9
c	24.8	38.7	24.5	24.6	17.9	9.9	12.9	11.9	15.1	18.0
alk	7.6	3.0	11.5	5.7	11.8	32.7	25.8	29.6	25.2	20.9
ti	2.28	0.06	0.44	0.15	1.38	0.85	1.33	1.33	1.46	1.95
p	0.14	1.43	1.75	0.68	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
h	9.70	18.90	6.53	12.80	3.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
co ₂	0.10	0.00	0.00	0.14	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
k	0.14	0.15	0.27	0.26	0.22	0.41	0.27	0.26	0.23	0.16
mg	0.52	0.90	0.53	0.52	0.48	0.64	0.60	0.59	0.61	0.57
w	0.41	0.65	0.59	0.28	0.63	0.13	0.35	0.36	0.33	0.44
c/fm	0.53	1.13	0.68	0.61	0.56	0.85	0.60	0.54	0.64	0.75
T	+13.3	+20.9	+16.0	+23.2	+26.7	+12.9	+13.8	+6.8	+11.0	+16.2
t	-11.5	-17.8	-8.5	-1.6	+8.8	+3.0	+0.9	-5.1	-4.1	-1.8
qz	-21.4	-17.3	+11.0	+31.7	+51.8	+95.2	+86.8	+104.6	+43.2	+76.9
	K	L	M	N	O1	H3	H4	H5	P	H6
si	416.0	313.0	310.0	357.0	318.0	262.0	318.0	328.0	343.0	306.0
al	39.5	42.5	42.8	45.4	45.0	41.0	44.4	44.2	45.4	44.2
fm	20.1	13.5	15.9	13.6	12.6	15.3	17.5	19.2	17.0	15.9
c	9.2	16.0	10.6	12.3	12.7	14.8	6.7	6.1	5.1	9.2
alk	31.3	28.0	30.7	28.6	29.6	28.9	31.5	30.7	32.5	30.7
ti	1.21	0.00	0.87	1.07	1.09	1.27	1.15	1.25	0.83	1.16
p	0.34	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
h	7.80	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
co ₂	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
k	0.41	0.18	0.33	0.26	0.24	0.30	0.41	0.33	0.37	0.24
mg	0.26	0.34	0.60	0.53	0.56	0.37	0.62	0.60	0.48	0.54
w	0.75	0.47	0.56	0.38	0.49	0.30	0.25	0.22	0.12	0.53
c/fm	0.46	1.20	0.67	0.90	1.01	0.97	0.38	0.32	0.30	0.58
T	+8.2	+14.5	+12.1	+16.8	+15.4	+12.1	+12.9	+13.5	+12.9	+13.5
t	-1.0	-1.5	+11.5	+4.5	+2.7	-2.7	+6.2	+7.4	+7.8	+4.3
qz	+190.7	+101.0	+87.2	+142.6	+99.6	+46.4	+92.0	+105.2	+113.0	+83.2
	H7	Q	R	O2	H8	H9	H10	H11	S	T
si	290.0	306.0	279.0	318.0	248.0	236.0	250.0	311.0	464.0	6450.0
al	42.5	43.9	38.7	44.7	38.0	38.8	39.7	41.2	38.5	38.7
fm	18.9	15.0	25.9	12.5	24.3	23.0	25.2	18.3	10.5	31.6
c	9.6	10.3	9.7	14.4	12.6	14.0	10.8	7.7	7.0	15.8
alk	29.0	30.8	25.7	28.5	25.1	24.2	24.2	32.9	44.0	13.8
ti	1.66	1.10	0.96	0.56	1.09	1.32	1.45	1.14	0.00	0.00
p	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.80
h	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	110.50
co ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
k	0.29	0.27	0.23	0.18	0.20	0.22	0.22	0.34	0.43	0.40
mg	0.57	0.53	0.62	0.46	0.67	0.58	0.62	0.61	0.14	0.25
w	0.39	0.46	0.66	0.75	0.44	0.27	0.09	0.31	0.00	1.00
c/fm	0.51	0.69	0.37	1.15	0.52	0.61	0.43	0.42	0.67	0.50
T	+13.5	+12.1	+13.0	+16.2	+12.9	+14.6	+15.5	+8.3	-5.5	+24.9
t	+3.9	+2.8	+3.3	+1.8	+0.3	+0.6	+4.7	+0.6	-12.5	+9.1
qz	+74.0	+82.8	+76.2	+104.0	+43.6	+39.2	+54.2	+79.4	+204.5	+6295.0

Tab. 9. Gesteine des Felsberg-Zuges; Vergleich von integriertem Modus (oben) und berechneter Norm (unten)

	225	227	236	232	230	226	237	277	229	233	231	235	267	A	B	C	D	E
Q	2	4	10	12	1	2	6	10	18	12	13	13	9	4	-	-	-	7
Pl	35	39	54	53	43	40	45	54	51	60	50	47	42	32	-	-	-	59
KFS	1	4	-	-	-	-	-	-	1	3	5	3	2	-	-	-	-	-
Kl.Py	3	-	2	-	32	8	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hbl	53	49	8	17	21	48	31	13	12	13	18	22	37	62	-	-	-	10
Bt	3	3	10	11	-	+	5	22	17	11	13	13	10	+	-	-	-	20
Sekd	1	+	15	1	-	-	2	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Erz	1			6	2	1	1	1				1	-	-	-	-	-	-
Akz	1	1	1	+	1	1	+	+	1	1	1	1	+	2	-	-	-	4
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	-	-	-	100
An%	27-41	26-39	38-49	42-54	72-90	55-72	48-62	32-62	42-48	35-40	41-43	38-49	26-38	32-52	-	-	-	55
$\frac{Pl}{KFS+Pl}$	97	91	100	100	100	100	100	100	98	95	91	94	96	100	-	-	-	100
FZ	62	53	36	35	56	58	49	36	30	25	32	37	47	64	-	-	-	34

	225	227	236	232	230	226	237	277	229	233	231	235	267	A	B	C	D	E
Q	2.0	2.6	12.0	11.3	0.4	2.0	7.8	13.1	20.3	14.4	15.8	13.3	11.1	-	4.1	13.9	7.9	13.6
Pl	29.1	39.5	54.2	54.9	43.2	35.7	45.4	52.3	53.6	63.2	49.6	46.6	42.9	44.0	61.3	50.0	50.3	52.7
Or	-	-	-	-	-	-	-	3.0	2.5	-	5.5	4.0	-	-	2.2	5.4	0.2	-
Kl.Py	8.9	11.9	2.1	-	9.6	8.1	-	-	-	-	-	-	8.4	5.8	25.2	-	30.9	-
Hbl	51.5	28.6	14.2	3.0	42.2	47.4	30.0	11.0	9.7	4.0	16.8	21.8	11.7	33.1	-	15.0	-	5.3
Bt	4.5	14.9	13.6	10.4	2.7	5.3	5.3	17.3	11.5	13.6	10.1	11.7	22.7	7.4	-	7.4	6.9	4.0
Sekd	-	-	-	13.6	-	-	7.3	-	-	2.6	-	-	-	0.8	-	-	-	17.7
Erz	1.8	1.3	2.0	3.9	1.5	1.0	2.2	2.1	1.7	1.5	1.3	1.4	0.8	5.7	3.9	5.3	2.6	5.0
Akz	2.1	1.4	2.1	2.7	0.7	0.7	2.1	1.4	0.9	0.8	1.1	1.4	2.1	3.3	3.3	3.1	1.1	1.7
Σ	99.9	100.2	100.2	99.8	100.3	100.2	100.1	100.2	100.2	100.1	100.2	100.2	99.7	100.1	100.0	100.1	99.9	100.0
An%	28.5	30.4	42.4	52.3	85.6	54.6	53.8	45.2	38.6	40.6	40.1	45.2	30.4	34.3	80.8	45.0	73.2	44.6
$\frac{Pl}{Or+Pl}$	100	100	100	100	100	100	100	95	96	100	90	92	100	100	97	90	100	100
FZ	69	58	34	34	57	63	47	32	24	23	29	36	46	56	32	31	42	34

Tab. 9. (Fortsetzung)

	222	223	228	238	239	269	224	298	315	320	457	234
Q	28	26	32	28	26	23	37	23	24	30	33	39
Pl	49	49	50	49	51	52	42	44	52	42	45	38
KFS	12	15	6	14	11	6	11	10	9	16	11	9
Kl.Py	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hbl	-	-	2	-	3	+	-	8	5	3	1	-
Bt	10	8	7	8	8	18	9	12	8	9	5	4
Sekd	-	-	2.5	-	-	1	-	1	1	-	3	9
Erz	-	1.5	0.5	-	-	+	-	1	+	+	1	-
Akz	1	0.5	+	1	1	+	1	1	1	+	1	1
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
An% Pl	21-29	17-25	19-32	16-21	18-26	20-28	18-28	28-46	25-38	24-32	16-29	-
$\frac{KFS+Pl}{FZ}$	80	77	89	78	82	90	79	81	85	73	80	81
FZ	11	10	10	9	12	19	10	23	15	12	11	14

	222	223	228	238	239	269	224	298	315	320	457	234
Q	26.2	22.7	32.2	25.5	23.9	26.3	37.2	25.1	26.9	28.0	30.8	37.4
Pl	54.5	48.9	50.1	49.5	52.0	48.9	44.7	48.7	51.4	45.0	48.0	38.8
Or	12.2	15.5	4.2	13.8	11.2	4.1	8.9	7.7	7.8	15.4	12.3	10.7
Kl.Py	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bt	4.8	7.5	7.4	5.8	7.3	13.1	4.7	15.7	9.3	8.6	3.5	8.4
Sekd	1.6	4.7	5.1	4.7	4.7	5.8	3.3	0.2	2.9	0.2	4.2	3.8
Erz	0.5	0.2	0.5	0.5	0.5	0.7	0.7	1.9	1.0	2.2	0.5	0.5
Akz	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.8	0.4	0.7	0.4	0.6	0.4	0.3
Σ	100.3	100.0	100.0	100.2	100.2	99.7	99.9	100.0	99.7	100.0	99.7	99.9
An% Pl	21.1	18.8	26.8	12.7	18.3	27.2	23.5	32.2	27.7	29.6	16.7	10.3
$\frac{Or+Pl}{FZ}$	82	76	92	78	82	92	83	86	87	75	80	78
FZ	7	13	14	11	13	20	9	19	14	12	9	13

Tab. 10. Gesteine des Felsberg-Zuges; normative und modale Albit- und Anorthit-Gehalte, bezogen auf Gesamtgestein

	Norm			Modus (aus mittleren An% errechnet)		
	Ab	An	Ab/An	Ab	An	Ab/An
225	20.8	8.3	2.5	23.1	11.9	1.9
227	27.5	12.0	2.3	26.3	12.7	2.1
236	31.2	23.0	1.4	30.5	23.5	1.3
232	26.2	28.7	0.9	29.8	23.2	1.3
230	6.2	37.0	0.2	8.2	34.8	0.2
226	16.2	19.5	0.8	17.4	22.6	0.8
237	21.0	24.4	0.9	20.2	24.8	0.7
277	28.7	23.6	1.2	28.6	25.4	1.1
229	32.9	20.7	1.6	28.0	23.0	1.2
233	36.5	26.7	1.4	37.5	22.5	1.7
231	29.7	19.9	1.5	29.0	21.0	1.4
235	25.5	21.1	1.2	26.6	20.4	1.3
267	29.9	13.0	2.3	28.6	13.4	2.1
A	27.5	15.1	1.8	18.6	13.4	1.4
B	11.8	49.5	0.2	-	-	-
C	27.5	22.5	1.2	-	-	-
D	13.5	36.8	0.3	-	-	-
E	29.2	23.5	1.2	26.6	32.4	0.8
222	43.0	11.5	3.7	36.7	12.3	3.0
223	39.7	9.2	4.3	38.4	10.6	3.6
228	36.7	13.4	2.7	37.3	12.7	2.9
238	43.2	6.3	6.9	39.9	9.1	4.5
239	42.5	9.5	4.5	39.8	11.2	3.6
269	35.6	13.3	2.7	39.5	12.5	3.2
224	34.2	10.5	3.3	32.3	9.7	3.3
298	33.0	15.7	2.1	27.7	16.3	1.7
315	37.2	14.2	2.6	35.6	16.4	2.2
320	31.7	13.3	2.4	30.2	11.8	2.6
457	40.0	8.0	5.0	34.9	10.1	3.5
234	34.8	4.0	8.7	-	-	-

Tab. 11. Gesteine des Felsberg-Zuges; Standardzellen nach T. F. W. BARTH zur Berechnung der geochemischen Bilanz

	225	227	236	232	230	226	237	277	229	233	231	235	267	A	B	C	D	E
Si ⁴⁺	49.5	49.8	52.3	51.3	44.4	47.8	49.0	51.5	56.0	53.6	54.7	53.1	51.9	45.7	41.4	51.3	50.9	50.0
Al ³⁺	15.2	16.3	18.6	18.8	21.8	18.1	18.6	18.9	17.4	19.5	17.9	18.3	15.3	17.6	20.9	18.1	19.1	24.3
Fe ³⁺	1.3	0.9	1.3	2.7	1.0	0.7	1.5	1.3	1.1	1.0	0.9	0.9	1.0	3.8	2.5	3.5	1.8	3.3
Fe ²⁺	5.5	4.8	4.3	4.4	2.8	3.8	5.4	5.4	3.7	3.9	3.9	4.7	3.8	5.4	1.3	2.1	4.6	1.9
Mg ²⁺	12.9	11.6	5.4	4.9	12.0	13.0	9.3	4.3	3.5	3.9	4.3	5.7	10.0	10.2	11.3	6.3	6.9	4.8
Mn ²⁺	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	-	-	0.1	-
Ca ²⁺	11.7	9.9	7.6	7.2	14.9	12.3	9.5	6.2	5.4	5.9	6.2	7.4	6.9	10.4	16.9	8.0	8.2	5.6
Na ⁺	4.2	5.6	6.0	5.4	1.2	3.2	4.2	5.6	6.4	7.0	5.6	5.0	5.8	5.6	2.2	5.4	2.8	5.8
K ⁺	0.6	1.8	1.6	1.4	0.4	0.6	0.6	2.6	1.8	1.6	2.4	2.2	2.8	1.0	0.4	2.0	1.0	1.6
Ti ⁴⁺	0.7	0.5	0.6	0.8	0.2	0.1	0.6	0.9	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	1.0	0.1	0.2	0.1	0.5
P ⁵⁺	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.0	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	1.2	1.0	0.4	0.2
O	155.6	153.2	153.8	153.2	148.8	150.0	152.4	151.2	155.8	154.6	154.6	155.6	149.6	150.8	143.4	155.8	151.6	157.4
OH	4.4	6.8	6.2	6.8	11.2	10.0	7.6	8.8	4.2	5.4	5.4	4.4	10.4	9.2	16.6	4.2	8.4	2.6

	222	223	228	238	239	269	224	298	315	320	457	234
Si ⁴⁺	62.0	60.5	61.7	61.8	60.7	59.1	64.3	58.5	60.0	60.1	63.0	64.3
Al ³⁺	15.8	16.7	15.2	15.4	16.4	16.3	13.5	15.6	16.0	14.7	14.6	14.0
Fe ³⁺	0.3	0.1	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	1.2	0.6	1.4	0.3	0.4
Fe ²⁺	0.8	1.1	1.0	1.2	1.1	2.1	1.1	3.1	1.8	1.9	0.7	0.3
Mg ²⁺	1.0	1.6	1.7	1.0	1.6	2.7	0.6	3.0	1.7	1.6	0.6	0.5
Mn ²⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Ca ²⁺	2.3	1.9	2.6	1.3	1.9	2.6	2.0	3.1	2.7	2.7	1.6	0.8
Na ⁺	8.0	7.4	6.8	8.0	8.0	6.6	6.2	6.2	7.0	5.8	7.4	6.2
K ⁺	3.0	4.4	2.2	3.8	3.6	3.0	2.6	3.4	3.0	3.8	3.2	3.0
Ti ⁴⁺	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.2	0.6	0.3	0.5	0.3	0.1
P ⁵⁺	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
O	156.6	155.4	154.2	155.4	155.8	153.6	156.0	155.2	155.4	152.8	154.8	153.2
OH	3.4	4.6	5.8	4.6	4.2	6.4	4.0	4.8	4.6	7.2	5.2	6.8

11. Zusammenfassung

Anschließend an eine geologische Kartierung des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald (BARTH 1972) werden die metamorphen und magmatischen Gesteine petrographisch untersucht.

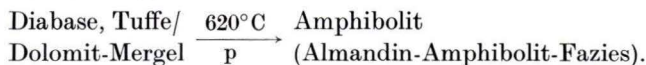
Die vorherrschenden Gesteine sind Amphibolite, Gabbros, Diorite, Quarzdiorite und Granodiorite sowie granitoide Mischgneise (Hbl-Bt-Gneise, Bt-Gneise) von quarzdioritischer bzw. granodioritischer Zusammensetzung. Sie werden mit einer Beschreibung des Mikrogefüges und des qualitativen Mineralbestandes einschließlich der optischen Eigenschaften der vorherrschenden Minerale und mit Integrationsanalysen vorgestellt.

Dabei wird der Beschreibung der verschiedenen Umwandlungsprozesse der mafischen Minerale besondere Beachtung geschenkt. Ebenso werden die Plagioklasse aller Gesteine — soweit möglich unter Berücksichtigung ihres Zonarbaus — optisch bestimmt und auch aufgrund morphologischer Merkmale zur Beweisführung petrologischer Umwandlungsprozesse herangezogen. Unter gleichen Gesichtspunkten wird das Gesteins-Mikrogefüge beleuchtet, d. h. Plagioklas- und Kalifeldspat-Interstrukturen, Kalifeldspat-Reaktionssäume, verschiedene Quarz-Generationen und alle destruktiven Tendenzen im Intergranular-Raum werden beschrieben.

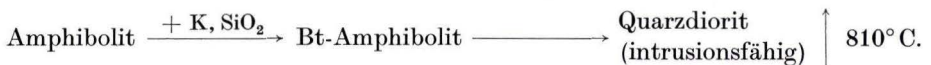
Es folgen chemische Analysen der typischen Gesteine, ihre Umrechnung in NIGGLI-Werte und die Ermittlung eines normativen Mineralbestandes, der in Diagrammen gute Übereinstimmung mit dem modalen Mineralbestand und mit den Ergebnissen anderer Autoren zeigt.

Probleme der Petrogenese für die Gesteine des Felsberges werden anschließend diskutiert.

Die gesteinschemische Untersuchung der Amphibolite gibt keinen eindeutigen Hinweis auf die Edukte. Neben magmatischen (Porphyrite, Diabase, Tuffe) können sedimentäre Edukte (Dolomit-Mergel) nicht ausgeschlossen werden. Die Amphibolite verdanken ihre metamorphe Natur einer regionalen Thermo-Dynamo-Metamorphose (Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies) mit $620 \pm 30^\circ \text{C}$ als höchsttemperiertem Stadium:

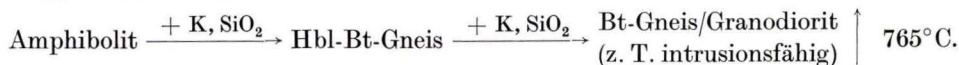


Der Quarzdiorit ist ein parautochthoner Diatexit, der seine Entstehung im wesentlichen einer partiellen Anatexis amphibolitischer Gesteine verdankt, bei der die Zufuhr von K, SiO_2 gering blieb. Für die Temperatur seines liquidmagmatischen Stadiums können $810 \pm 10^\circ \text{C}$ als wahrscheinlich gelten:



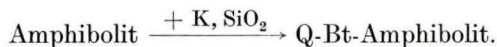
Unter den granodioritischen Gesteinen gibt es intrusive Granodiorite, die einen Kontakthof mit Kalifeldspat-Porphyroblasten besitzen. Andere Granodiorite und besonders der Granodiorit des Felsberg-NW-Hanges („Felsberg-Gneis“) sind autochthone, migmatische Granodiorite, die ihre Entstehung einer Granitisation (K-Metasomatose + Pl-Metablastese) amphibolitischer Gesteine verdanken. Sie durchliefen dabei ein Hbl-Bt-Gneis- und verschiedene Bt-Gneis-Stadien. Als wahrschein-

lichste Temperatur für das liquidmagmatische Stadium der Granodiorite sind $765 \pm 20^\circ \text{C}$ anzunehmen:



Um die quantitativen Verhältnisse der petrologischen Prozesse zu erfassen, wurden die chemischen Analysen in die geochemischen Parameter der BARTH-Standardzelle umgerechnet. Die Granitisation amphibolitischer Gesteine erweist sich danach als eine Zufuhr von Si, K, Na, H_2O und als eine Wegfuhr von Fe, Mg und Ca, was sich in markanten Umsetzungen der Mineralparagenese zu erkennen gibt, insbesondere in einer Umwandlung von Hornblende in Biotit. Dieser Prozeß verbraucht das zugeführte K und setzt Fe, Mg und Ca frei, die in Sekundärminerale (Epidot, Calcit etc.) eingebaut werden. Si und Na ergeben einen Oligoklas, der den metamorphen Andesin als Hüll-Plagioklas umwächst. Al ist an allen Prozessen beteiligt.

Die bedeutenden geochemischen Umsetzungen und insbesondere die Zufuhr großer Alkalimengen, die zu einer Granitisation amphibolitischer Gesteine führten, wären nicht möglich gewesen ohne intensive Deformationen entlang einer Scherzone, wie es der Kamm des Felsberg-Zuges ist. Nicht-granitisierte Amphibolite blieben in dieser Scherzone nur stellenweise als Schollen erhalten, wurden jedoch zu Q-Bt-Amphibolit aufgekieselt, der damit eine Art „Kontaktfels“ darstellt:



Die Granitisation steht in ursächlichem und räumlichem Zusammenhang mit dem Eindringen der intrusiven Granodiorite in diese Scherzone. Die Umwandlung amphibolitischer in granodioritische Gesteine wurde daher nicht allein von wäßrigen Lösungen getragen. Ichoretische Durchtränkungen des Altbestandes und Injektionen granitischen Materials ersetzen im m-Bereich die Metasomatose, die nur im Zentimeter-Dezimeter-Bereich wirksam wurde. Die heterogene migmatische Natur der autochthonen Granodiorite gibt in der Unvollständigkeit des Verlaufs einen Hinweis auf die Schwierigkeiten einer progressiven K-Metasomatose in Amphiboliten.

12. Summary

Following the original geological mapping of the Felsberg-Range in the Bergstrasse region of the Odenwald Mts. (BARTH 1972) the author investigates in this paper the metamorphic and plutonic rocks.

The dominant types of rocks are amphibolites, gabbros, diorites, quartzdiorites, granodiorites and composite gneisses (hornblende-biotite-gneisses) of quartzdioritic and mixed gneisses (biotite-gneisses) of granodioritic composition. The microfabric, the mineral parageneses and the optical characteristics of the predominant minerals are determined microscopically. Quantitative modal analyses of the mineralogical composition of all types of rocks are included.

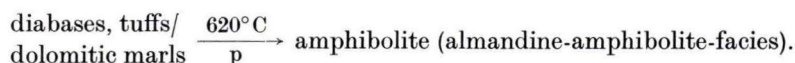
Especially the transforming processes of the mafic minerals (alteration and weathering) are described. The optical data of the plagioclases of the above mentioned

rock types are determined. If practicable individual zones of the rim textures hereby are investigated. With their morphological characteristic the plagioclases can help to show petrological rock transforming processes. Additionally the microfabric of the rocks indicates such processes and is being described with all its plagioclase- and potashfeldspar-intertextures, with its reaction-rims of aggressive potashfeldspar, with is quartz of different ages and with all kind of destructive trends in the intergranular space.

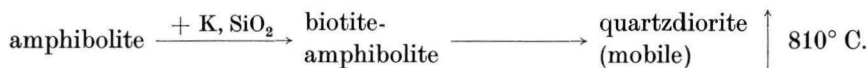
In the follow part chemical analyses of typical rocks of the Felsberg Mt. are given. According to P. NIGGLI the chemical analyses are converted into geochemical parameters in order to gain normative analyses of the mineral components. Several diagrams show that the normal and the modal composition of all types of rocks correspond very well with the results of other authors.

In the next part petrological problems are discussed.

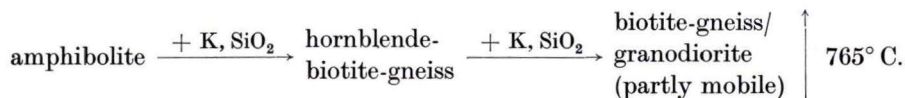
The parent rocks of the amphibolites may be either magmatic rocks (porphyrites, diabases, tuffs) or sedimentary rocks (dolomitic marls). The metamorphic state of the amphibolites was reached by a regional thermo-dynamical metamorphism in the staurolite-almandine-subfacies of the almandine-amphibolite-facies with $620 \pm 30^\circ\text{C}$ being the highest temperature which was reached:



The quartzdiorite is a parautochthonous diatexite resulting from partial anatexis of amphibolitic rocks with small supply of K, SiO₂ only. It seems that $810 \pm 10^\circ\text{C}$ is the temperature of the liquidmagmatic stadium of the quartzdiorite:



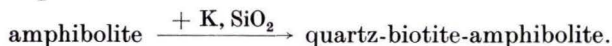
Among the granodioritic rocks there are intrusive granodiorites containing a contact-aureole with potashfeldspar-porphyroblasts. Other granodiorites (especially the one of the NW slope of the Felsberg Mt. being usually called "Gneiss of the Felsberg Mt.") are autochthone, migmatic granodiorites resulting from granitization (K-metasomatism/plagioclase-metablastesis) of amphibolitic rocks passing through a stage of hornblende-biotite-gneisses and of different biotite-gneisses. The most probable temperature of the liquidmagmatic stadium of these granodiorites appears to be $765 \pm 20^\circ\text{C}$:



To attain quantitative geochemical values of the petrological processes the chemical analyses were converted into geochemical parameters according to T. F. W. BARTH. The granitization of amphibolitic rocks requires the following metasomatic processes: + Si, K, Na, H₂O; - Fe, Mg, Ca. These one result in significant transformation of the mineral-parageneses, especially in a metasomatic transformations of hornblende into biotite. This process consumes the supplied K and releases Fe, Mg, Ca,

thus forming secondary minerals (epidote, calcite etc.). Si + Na form oligoclase surrounding the metamorphic andesine. Al participates in all processes.

The important geochemical transformations—especially the supply of large amounts of K led to a granitization of amphibolitic rocks—would not have been possible without intensive deformations along shearzones as represented by the ridge of the Felsberg Mt. Ungranitized amphibolites in this shearzone have been preserved sporadically only, and they are silicified into hornfelslike contact rocks called quartz-biotite-amphibolite:



The granitization is closely related with the intrusion of granodiorites into this shearzone. The transformation of amphibolitic into granodioritic rocks was not effected by fluid solutions only. The metamorphic rocks also became soaked by ichoretic material and injected by granitic one. These processes occur in the m-dimension where as metasomatism occurs in the cm-dm-dimension. The heterogenous, migmatic nature of the autochthone granodiorite indicates the difficulty of a progressive K-metasomatism in amphibolites. Therefore the process of granitization was not completed everywhere.

13. Schriftenverzeichnis

- AMSTUTZ, G. C. (1957): „Granitisation“ und Minerallagerstätten. — N. Jb. Min. Mh., 1957, 1: 1—12; Stuttgart.
- BARTH, H. (1966): Syntexite im thermo-dynamischen Vorfeld der Granodiorit-Intrusion des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes. — Unveröffentl. Dipl.-Arb., 189 S.; Heidelberg (Geol. Inst.).
- (1968): Geochemische Fronten im Innern von Granitmassiven. (Über Magmendifferenzierung und Protoklase im nördlichen Bergsträßer Odenwald.). — Aufschluß, 12: 316—322; Göttingen.
- (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Ihre geologischen und petrologischen Beziehungen zu Marmor und Amphibolit, Gabbro und Diorit. — Diss. Univ. Heidelberg, 144 S.; Heidelberg.
- (1971): Marmor und Kalksilikatfelse von Auerbach-Hochstädten. (Neue Gesichtspunkte zur Metamorphose des altbekannten Mineralfundpunktes.) — Oberrhein. geol. Abh., 20: 43—58; Karlsruhe.
- (1972): Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergsträßer Odenwald. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 140, 3:255—305; Stuttgart.
- BARTH, T. F. W. (1948): Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations. — J. Geol., 56: 50—60; Chicago.
- (1952): Theoretical Petrology. — 387 S.; New York (Wiley & Sons), London (Chapman & Hall).
- BÜSCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation II. — N. Jb. Mon. Abh., 112: 219—238; Stuttgart.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. — 334 S.; Basel und Stuttgart (Birkhäuser).
- CHELIUS, C. (1873): Geologischer Aufnahmebericht über Blatt Neunkirchen im Odenwald. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großherzogl. geol. L.-A. Darmstadt, (IV) 14: 3—8; Darmstadt.
- (1899): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000, Bl. Neunkirchen im Odenwald; Leipzig und Berlin.
- (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, Bl. Neunkirchen im Odenwald, 40 S.; Darmstadt (A. Bergsträßer).
- & KLEMM, G. (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000, Lfg. 4, Bl. Zwingenberg und Bensheim. — 110 S.; Darmstadt (A. Bergsträßer).
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1947): Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. — Fortschr. Min., 26: 61—64; Stuttgart.
- FRIEDRICH, G. (1954): Das Granitmassiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone. — Diss. Univ. Heidelberg, 77 S.; Heidelberg.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. & VERHOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. — Geol. Soc. Amer. Mem., 73: 1—259; Boulder/Colorado.
- HENTSCHEL, H. (1952): Zum Chemismus der Schalesteine der Lahnmulde. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3: 191—198; Wiesbaden.
- HOFFMANN, L. (1894): Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße in geologischer, mineralogischer und technischer Beziehung. — Abh. großherzogl. hess. geol. L.-A., (II) 3: 115—162; Darmstadt.
- HOPPE, W. (1923): Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße und ihre Grenzgesteine. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großherzogl. hess. geol. L.-A., (V) 6: 193—218; Darmstadt.
- HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. — Diss. Univ. Heidelberg, 130 S.; Heidelberg.

- HORSTIG, G. v. & STETTNER, G. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Bl. 5636 Naila. — Bayer. geol. L.-A., 192 S.; München.
- JÜNGST, H. (1936): Erläuterungen zur Karte der rhein-mainischen nutzbaren Steine und Erden, Bl. 2 Starkenburg (Rhein-Main-Neckar). — 118 S., Mskrpt.; Darmstadt (Landesplanungsgruppe Dr. Steder, Abtlg. Arbeitsplanung).
- KADEN, G. v. D. (1951): Optical Studies on Natural Plagioclase Feldspars with High- and Low-Temperature Optics. — Diss. Univ. Utrecht, 150 S.; Utrecht.
- KLEMM, D. (1960): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25 000, Bl. Zwingenberg a. d. Bergstraße, Kristallin-Anteil. — Unveröffentl. Mskrpt.
- KLEMM, G. (1917): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Bl. Neunkirchen im Odenwald. — 2. Aufl.; Darmstadt.
- (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, Bl. Neunkirchen. — 2. Aufl., 81 S.; Darmstadt (Großherzogl. Staatsverlag).
- (1926): Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des Kristallinen Odenwaldes und des Kristallinen Vorspessarts. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geo. L.-A., (V) 8: 115—169; Darmstadt.
- (1929): Geologisches Übersichtskarte des Odenwaldes 1:100 000. — 2. Aufl.; Darmstadt.
- KNABE, W. (1966): Anatektische Schmelzbildung in Quarz-Plagioklas-Biotit-Gesteinen. — Diss. Univ. Göttingen, 72 S.; Göttingen.
- KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau — Neunkirchen/Odenwald. — N. Jb. Min., Abh., 110 (3): 287—328; Stuttgart.
- KREUZER, H., TABORSZKY, F. & HARRE, H. (1967): K/Ar-Alter von Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. — Vortrag, 1. Odenwald-Kolloquium i. Rahmen 57. Jahrestagung Geol. Vereinigung; Mainz.
- (1969): K/Ar ages of amphiboles and biotites from crystalline rocks of the Odenwald, Germany. — Colloq. Geochron. phanerozoic belts, Zürich u. Bern 1969, 1 (Meeting); Zürich-Bern.
- LAPADU-HARGUES, P. (1953): Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. — Bull. Soc. Geol. France, 6, 3 (1—3): 153—173; Paris.
- LIST, F. K. (1969): Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald). — Geologica Bavarica, 60: 95—132; München.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergsträßer Odenwald). — N. Jb. Mineral., Abh., 115: 192—251; Stuttgart.
- MEHNERT, K. R. (1940): Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. — Zbl. Mineral usw. 1940 A: 47—65; Stuttgart.
- (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. — 393 S.; Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 57: 1—93, 70 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- NICKEL, E. (1948). Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes, IV. Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefem im westlichen Odenwald. — Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., 1 (4): 427—470; Berlin-Heidelberg.
- (1953): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald (Beitrag zur Petrographie des Odenwaldes VI.). — Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 3 (1952): 1—121; Heidelberg.
- (1955): Das Odenwälder Grundgebirge. — In: Neue Beiträge zur Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes. — 2. Sonderh. Mitt. bl. Aufschluß: 19—32; Darmstadt-Roßdorf.

- NICKEL, E. (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. (Beiträge zur Tektonik von Fließgefügen III). — N. Jb. Min. Mh., 1965, 2: 31—66; Stuttgart.
- NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten II. — Basel (Birkhäuser).
- OVCINNIKOV, L. N. & TRAJANOV, M. V. (1963): Die Gesetzmäßigkeiten der Rubidiumverteilung in den Eruptivgesteinen und Metamorphiten des Ural und deren geologische Bedeutung (russ.). — Sbornik magmatizm metamorfizm metallogenijj Urala., 1: 197—211; Swerdlowsk.
- PLATEN, H. v. (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen. — Beitr. Min. Petrogr. 11 (4): 334—381; Berlin-Heidelberg-New York.
- PORTMANN, W. (1928): Tektonische Untersuchungen im nördlichen Bergsträßer Odenwald. — Diss. Univ. Heidelberg, 79 S.; Heidelberg.
- RAMDOHR, P. (1954): KLOCKMANN'S Lehrbuch der Mineralogie. — 669 S.; Stuttgart (Enke).
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. — 119 S.; Basel (Wepf).
- RÖSLER, H. J. (1960): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freiburger Forsch. H., R. C. 92 (1): 1—275; Freiberg.
- SARANTSCHINA, G. M. (1963): Die Fedorow-Methode; eine Einführung in die Verfahren mit dem Universal-Drehtisch. — 230 S.; Berlin (VEB Verl. Wissenschaft).
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H. (1965). Beiträge zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. — Geol. Rdsch., 55 (2): 261—271; Stuttgart.
- SCHUBERT, W. (1966): Die Amphibolite des prävariscischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. — Diss. Univ. Würzburg, 131 S., Würzburg.
- SEIBERT, P. & LUDWIG, R. (1863): Karte von dem Großherzogtum Hessen des Mittelrheinischen geologischen Vereins, Section Erbach 1:50 000. — Darmstadt.
- SHAW, H. R. (1963): The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars. — Amer. Miner., 48, 883—896; Washington.
- STRECKEISEN, A. L. (1967 a): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — N. Jb. Min., Abh., 107 (2): 144—214; Stuttgart.
— (1967 b): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks (Final Report). — N. Jb. Min., Abh. 107 (3): 215—240; Stuttgart.
- TABORSZKY, F. (1954): Die Mineralgenese der Auerbacher Marmorlagerstätte. — Unveröff. Dipl.-Arb. TH Darmstadt, 65 S.; Darmstadt.
— (1968): Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwaldkristallin. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 197—213; Wiesbaden.
- TAUPITZ, D. (1971): Geochemische und petrogenetische Verhältnisse im Calcit-Marmorzug von Bensheim-Auerbach/Odenwald. — Diss. Univ. Frankfurt a. M., 92 S.; Frankfurt a. M.
- TCHIHATCHEFF, F. v. (1888): Beitrag zur Kenntnis des Körnigen Kalkes von Auerbach-Hochstädten an der Bergstraße. — Abh. Hess. Geol. L.-Amt, 1 (4): 393—442; Darmstadt.
- TROCHIM, H. D. (1960): Zur Petrogenese des Gabbro-Plutons vom Frankenstein (Odenwald). — Diss. Univ. Freiburg, 150 S.; Freiburg.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — 360 S.; Berlin (Verl. Deutsche Min. G.).
— (1955): Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — In: FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, 4 (1): 51—319; Frankfurt (Umschau).
— (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale; I. Bestimmungstabellen. — 3. Aufl., 147 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale; II. Textband. — 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., **72**: 175—192; New York.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . — Geol. Soc. Amer. Mem., **74**: 1—153; Boulder/Colorado.
- VINOGRADOV, A. P. (1962): Die Durchschnittsgehalte der chemischen Elemente in den Hauptarten der Eruptivgesteine. (russ.) — Geochimija, **7**: 551—571; Moskau.
- WALKER, K. R. et al. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of NW-Queensland. — J. Geol. Soc. Austr., **6**: 149—178; Sidney.
- WINKLER, H. G. F. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. — 218 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).

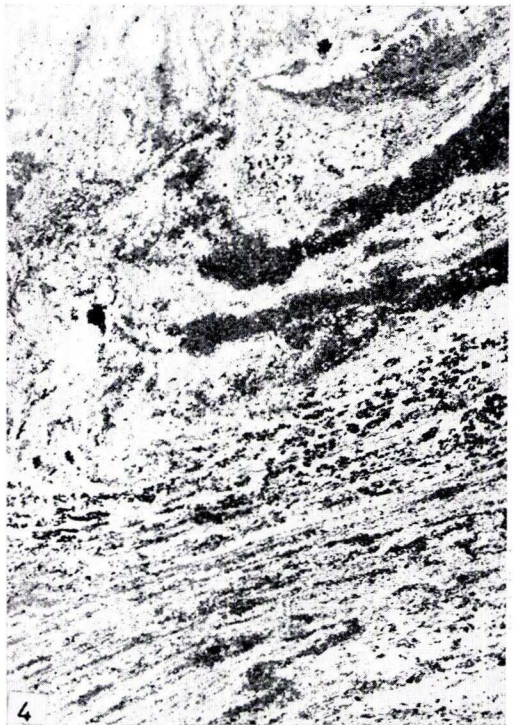
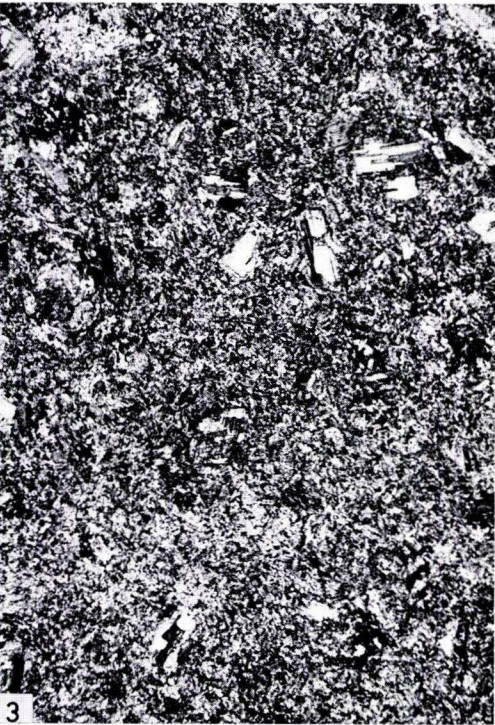
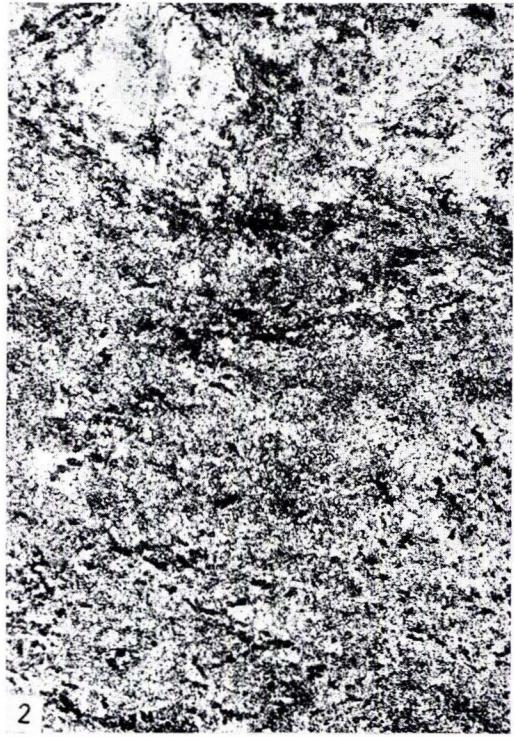
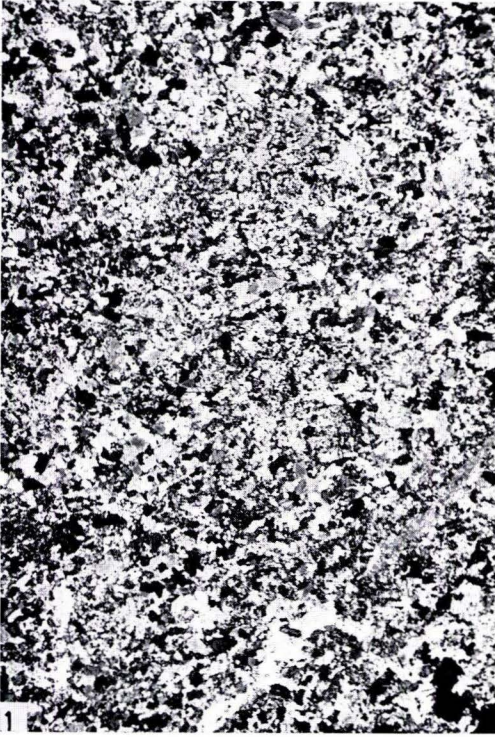
Manuskript eingegangen am 10. 5. 1972

Anschrift des Autors:

Dr. HENNER BARTH
Bundesanstalt für Bodenforschung
3 Hannover-Buchholz, Stilleweg 2

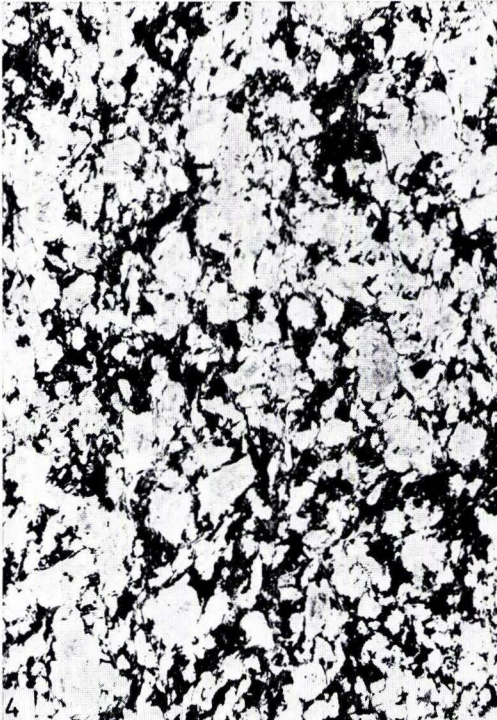
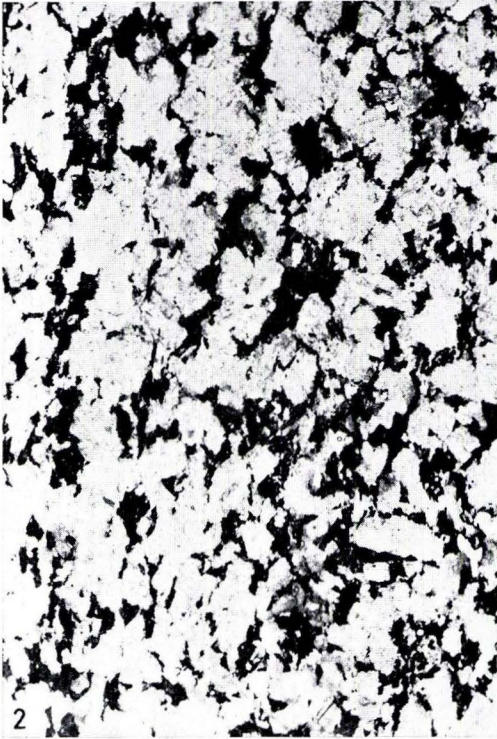
Tafel 1

- Fig. 1. Amphibolit: Feinkörniges, granoblastisches Gefüge aus Hbl- und Pl-Felsberg, SW-Sporn (Heinzenwald), 7629—0935.
 Nr. 225-s₁, Schliffebene = 28/87 W (//ab), Nic ++, Vergr.: ca. 4 × S. 9ff.
- Fig. 2. Q-Bt-Amphibolit: Feinkörniges bis dichtes lepidoblastisches Gefüge mit korrodiertem Pl-Porphyrklasten (links oben). — Felsberg, NW-Hang, 7706—1040.
 Nr. 90-s₁, Schliffebene 67/67SE (//ab), Nic — —, Vergr.: ca. 3,5 × S. 9ff.
- Fig. 3. Bt-Amphibolit: Feinkörniges, sperriges Gefüge von Hbl, Bt und Pl, mit Pl-Porphyrklasten (? Relikte eines diabas-porphyrischen Eduktes). — Felsberg, SE-Hang (Hahlwald), 7723—0966.
 Nr. 189, nicht orientiert; Nic ++, Vergr.: ca. 4 × S. 9ff.
- Fig. 4. Ep-Hbl-Gneis, gefaltet: mafiten-reiche Lagen wechseln mit Erz, Q-Pl-Entekten und granodioritischen Injekten. Schlieriges Migmatit-Gefüge. — Hohlweg Wbh. W Beedenkirchen, 7849—1098.
 Nr. 134, nicht orientiert; Nic — —, Vergr.: ca. 3,5 × S. 9ff.



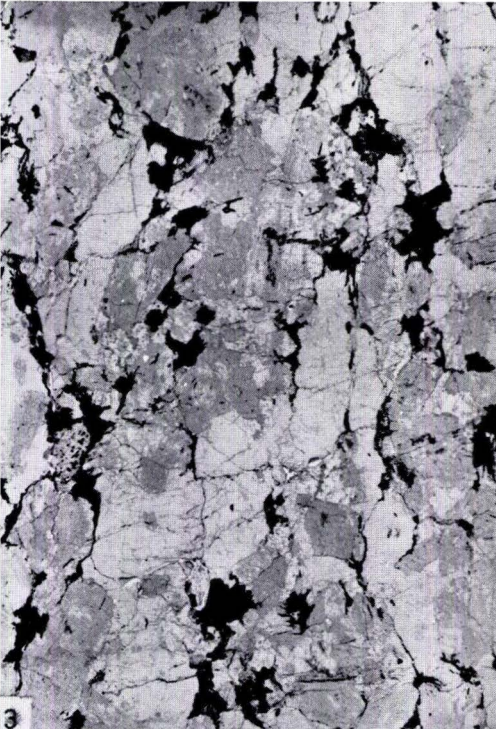
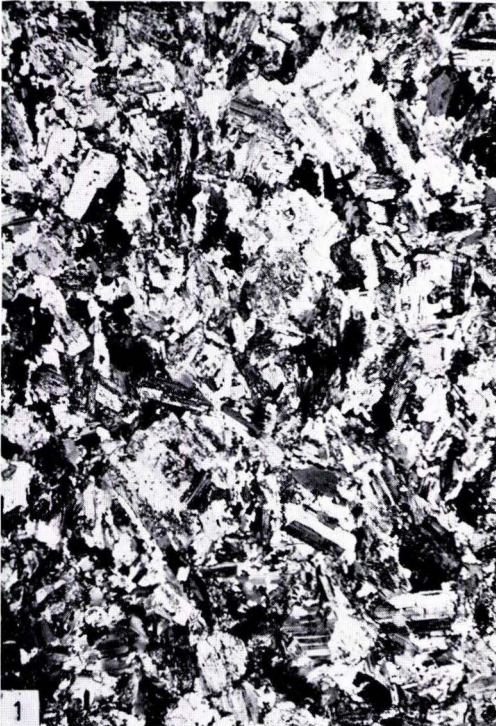
Tafel 2

- Fig. 1. Eukritgabbro: Hypidiomorph-körniges Gefüge von Kl. Py, Hbl, Pl und Pseudomorphosen nach Orthopyroxen. — Felsberg, W-Hang, 7621—1015.
Nr. 230-s₂, Schliffebene 72/saiger; Nic ++, Vergr.: ca. 4× S. 14ff.
- Fig. 2. Diorit: Hypidiomorph-körniges Gefüge von Hbl und Pl. — Felsberg, W-Hang, 7626—1007.
Nr. 59, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. 3,5× S. 14ff.
- Fig. 3. Q-Bt-Hbl-Poikilit-Gabbro: Hypidiomorph-körniges bis poikiloblastisches Gefüge. — Knorz, Stbr. am Gipfel, 7963—1003.
Nr. 294, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. 3,5× S. 14ff.
- Fig. 4. Q-Hbl-Bt-Diorit: Hypidiomorph-körniges Gefüge. — Schönberg, Stbr. E-Hang Kapellenberg, 7499—0650.
Nr. 277, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. 3,5× S. 14ff.



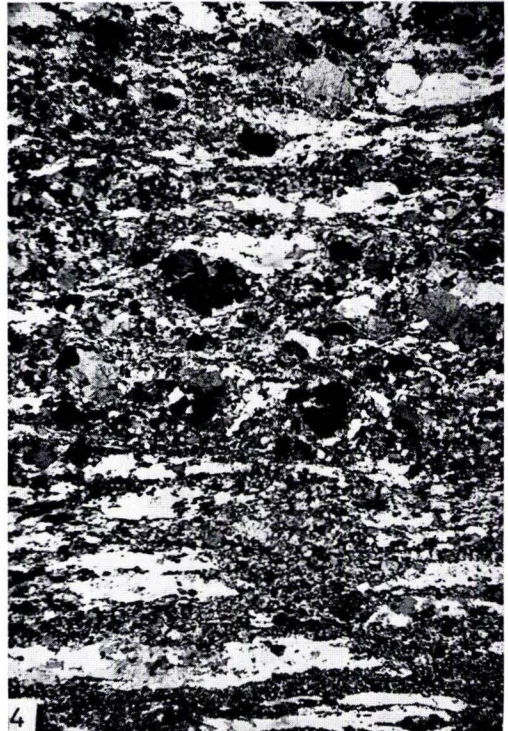
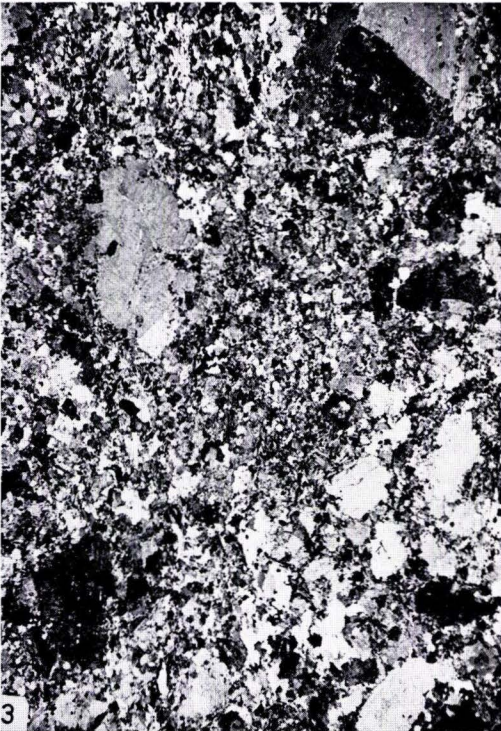
Tafel 3

- Fig. 1. Quarzdiorit: Hypidiomorph-körniges Gefüge von Hbl, Bt, Pl, Q und KFS. — Felsberg, SE-Hang (Stbr. NW Rödchen), 7709—0940.
Nr. 235-s₃, Schliffebene 58/28NW (//bc), Nic ++, Vergr.: ca. 4× . . . S. 20ff.
- Fig. 2. Hbl-Bt-Gneis: Feinkörnige amphibolitische Lage (Mitte) wechselt mit kleinblastischen Hbl-granodioritischen Lagen (oben und unten). — Felsberg, W-Hang, 7617—1006.
Nr. 53-s₃, Schliffebene 55/19NW (//bc), Nic ++, Vergr.: ca. 4× S. 20ff.
- Fig. 3. Granodiorit von Bensheim: Hypidiomorph-körniges Gefüge von Bt, Pl, KFS und Q. — Stbr. Wbh. N Schönberg, 7483—0683.
Nr. 320, nicht orientiert, Nic —, Vergr.: ca. 3,5× S. 23ff.
- Fig. 4. Granodiorit von Hochstädten: Spätkristallines, blasto-kataklastisches Durchbewegungs-Gefüge. Pl-Porphyroklasten rotiert und abgerollt, von Bt-Flasern umflossen; Scherfugen mit Q verheilt. — Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625—0948.
Nr. 66—648-s₂, Schliffebene = 128/86SW (//ac), Nic ++, Vergr.: ca. 4× . . . S. 23ff.



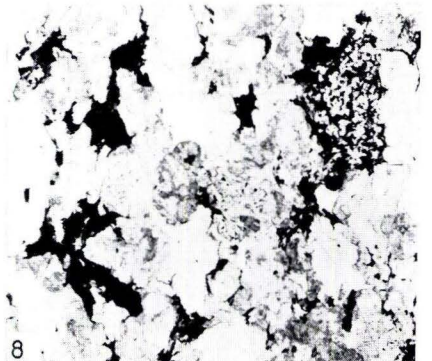
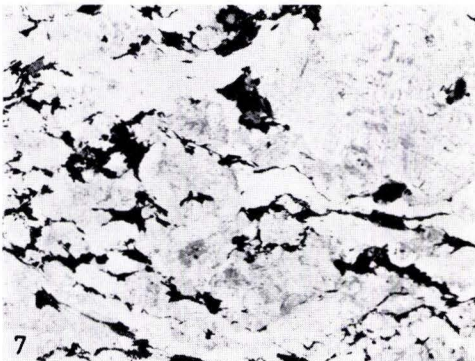
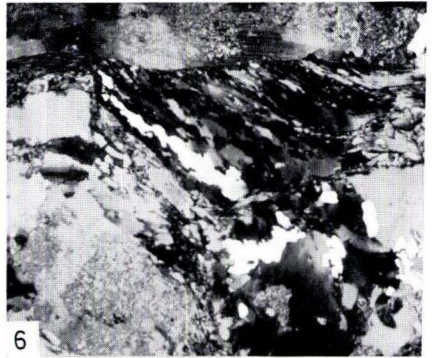
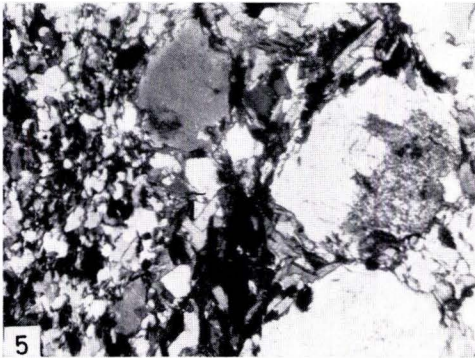
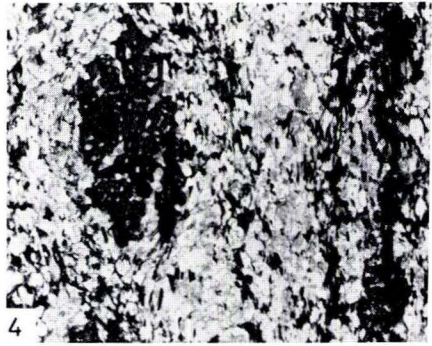
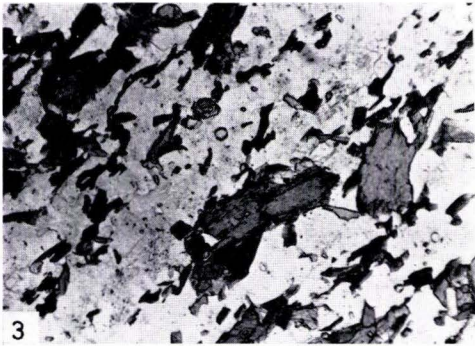
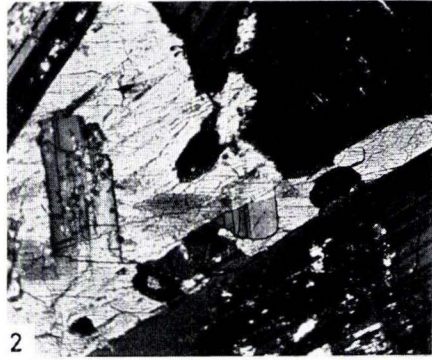
Tafel 4

- Fig. 1. Granodiorit: Bt-Flasern (schwarz) umfließen Pl-Porphyroklasten (grau). Dazwischen körnelig-ausgewalzte Aggregate von KFS und Q. — Felsberg, NW-Hang, 7721—1063.
Nr. 150, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. $3,5 \times$ S. 23 ff.
- Fig. 2. Granodiorit: KFS-Porphyroblast, schwach kataklastisch, in flasriger Grundmasse. — Felsberg, NW-Hang, 7744—1056.
Nr. 35-s₃, Schliffebene 68/21 NW (//bc), Nic ++, Vergr.: ca. $4 \times$ S. 23 ff.
- Fig. 3. Granodiorit (modal Bt-Quarzdiorit): Blastisches Wachstum der granoblastischen Grundmasse mit Einsprossung größerer KFS-Porphyroblasten. — Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl, 8040—1250.
Nr. 269, nicht orientiert; Nic ++, Vergr.: ca. $4 \times$ S. 23 ff.
- Fig. 4. Bt-Gneis: Flasrig-körneliges bis blasto-kataklastisches, plattiges Gefüge. — Felsberg, NW-Hang, 7717—1049.
Nr. 88-s₂, Schliffebene 130/86NE (//ac), Nic ++, Vergr.: ca. $4 \times$ S. 23 ff.



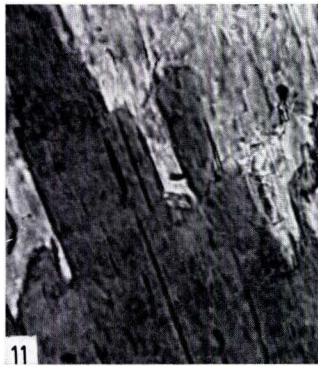
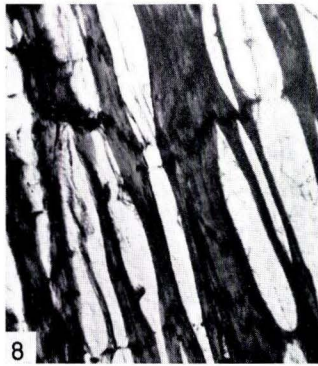
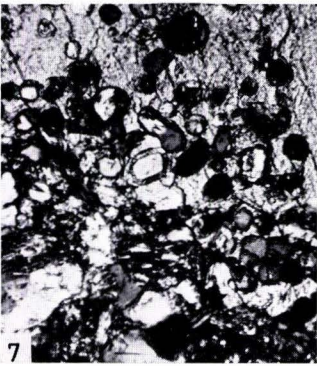
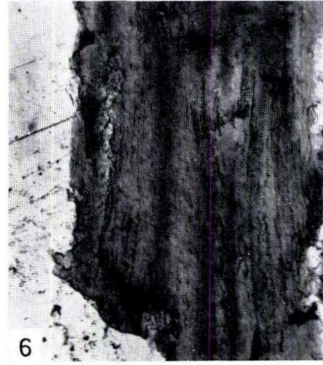
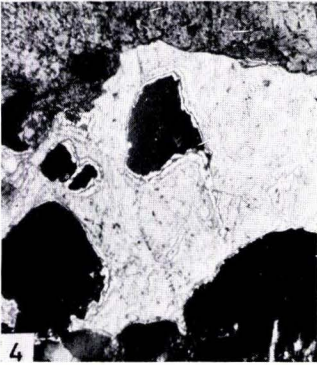
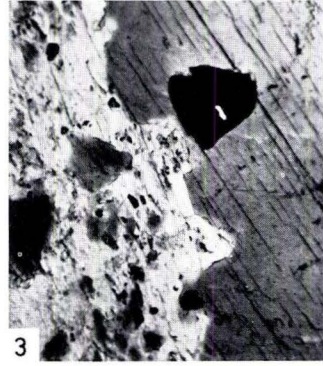
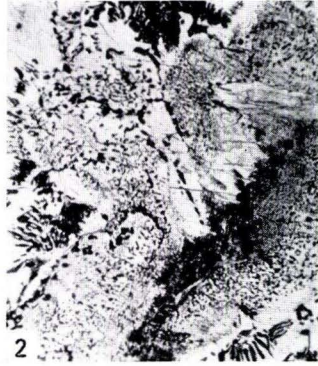
Tafel 5

- Fig. 1. Granoblastisches Gefüge von Hbl und Pl im Amphibolit. — Felsberg, Sattel zum SW-Sporn, 7645—0963.
 Nr. 66—653, nicht orientiert; Nic ++, Vergr.: ca. $50 \times$ S. 9ff.
- Fig. 2. Poikiloblastisches Gefüge von Hbl (hell, links) und Pl (dunkel, rechts oben und unten sowie impliziert in Hbl) im Hbl-Poikilit-Fels. — Zwingenberg-Reinheimer-Zug N Felsberg, 7725—1370.
 Nr. 66—248, nicht orientiert; Nic ++, Vergr.: ca. $17 \times$ S. 9ff.
- Fig. 3. Lepidoblastisches Gefüge von ausgefranster Hbl und schmalen Bt-Leisten (dunkel), Pl und Q (hell) im Q-Bt-Amphibolit. — Stbr. Mandelberg SE Hoxhohl, 8040—1250.
 Nr. 271, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. $95 \times$ S. 9ff.
- Fig. 4. Hbl-Porphyrklast, Q-durchlöchert (links), eingeregelt in die Kristallisationsschieferung von Q-Bt-Amphibolit. — Felsberg, NW-Hang, 7706—1040.
 Nr. 90-s₂, Schliiflage 154/78NE (//ac), Nic —, Vergr.: ca. $30 \times$ S. 23ff.
- Fig. 5. Bt-Gneis mit flasrigem Bt-Zopf (Mitte) und Pl-Porphyrklasten (rechts). Felsberg, NW-Hang, 7688—1072.
 Nr. 66—123, nicht orientiert; Nic ++, Vergr.: ca. $20 \times$ S. 23ff.
- Fig. 6. Q-verheilte Scherkluft (Mitte) am Rande eines rotierten Pl-Porphyrklasten (oberer Bildrand). — Felsberg, W-Hang (Hochstädter Wald), 7625—0948.
 Nr. 66—648-s₂, Schliiflage 128/86SW (//ac), Nic ++, Vergr.: ca. $17 \times$ S. 23ff.
- Fig. 7. Hbl-Granodiorit, KFS-blastisch aus Hbl-Bt-Gneis: Blastisch-flasriges Gefüge mit größerem KFS-Porphyrblast (rechts oben). — Ludwigshöhe NW Elmshausen, 7514—0758.
 Nr. 298, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. $3,5 \times$ S. 23ff.
- Fig. 8. Granodiorit, KFS-blastisch: Blastisch-flasriges Gefüge von Bt (schwarz, leistung; links), Pl (grau), Q und KFS (weiß), reliktsche Hbl (schwarz, fleckig; rechts oben). — Stbr. Brunnenstube N Schönberg, 7492—0705.
 Nr. 315, nicht orientiert; Nic —, Vergr.: ca. $3,5 \times$ S. 23ff.



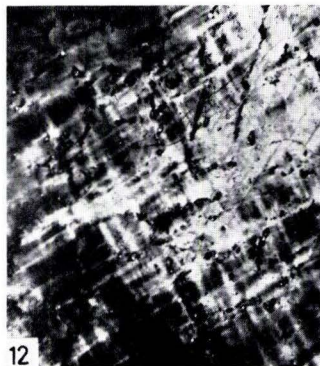
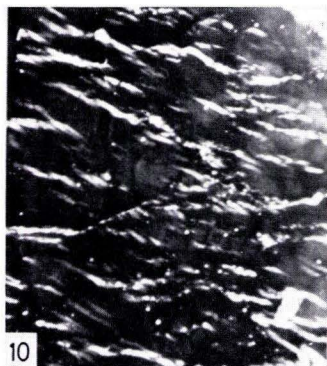
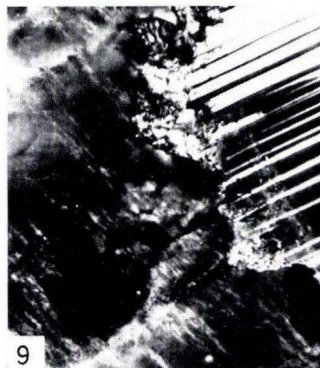
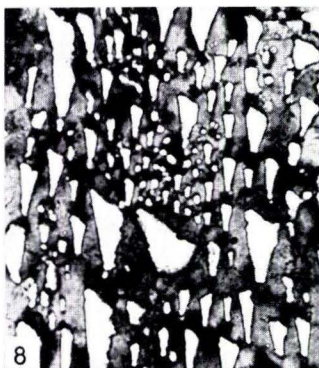
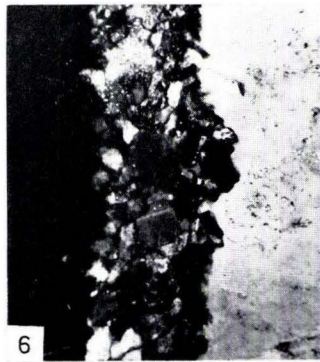
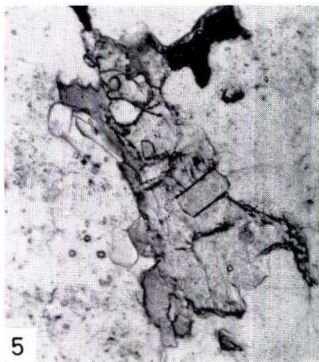
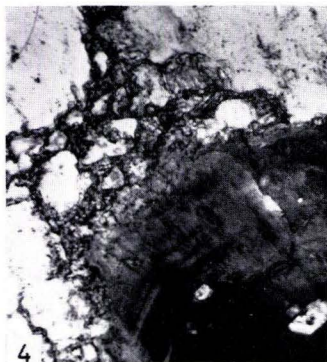
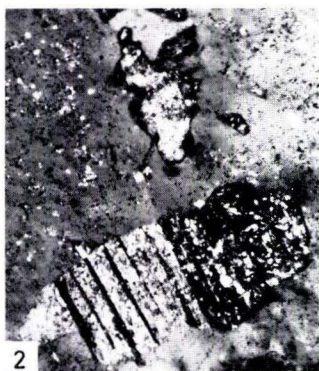
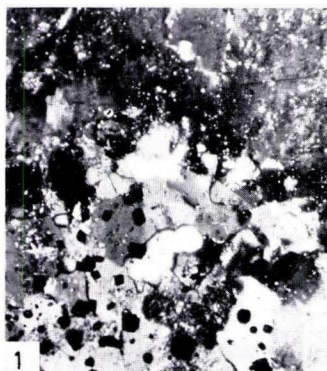
Tafel 6

- Fig. 1. Py (unten) mit randlicher Umwandlung in Hbl (oben). Dazwischen schmaler Saum heller (cumingtonitischer ?) Hbl mit myrmekitischer Erz-Entmischung. — Eukritgabbro, Felsberg, W-Hang, 7621—1015.
Nr. 230, Nic —, Vergr.: ca. 95 × S. 14ff.
- Fig. 2. Myrmekitische Erz-Entmischung in Pseudomorphosen nach Orthopyroxen. — Eukritgabbro, Felsberg, W-Hang, 7621—1015.
Nr. 230, Nic —, Vergr.: ca. 130 × S. 14ff.
- Fig. 3. Hbl (rechts) mit randlicher Chloritisierung (links). — Gabbro, Knorz S Beedenkirchen, 7920—1008.
Nr. 237, Nic —, Vergr.: ca. 95 × S. 14ff.
- Fig. 4. Ausscheidung von Calcit (Mitte) als Zersetzungsprodukt der Hbl (oben) auf Korngrenze zwischen Hbl und Pl (unten). — Hbl-Bt-Gneis, Felsberg, W-Hang, 7617—1006.
Nr. 53, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 20ff.
- Fig. 5. Epidot (weiß, rechts oben, Mitte unten) als Zersetzungsprodukt der Hbl (Mitte, dunkel) in Q-Aggregat. — Hbl-Bt-Gneis, Felsberg, W-Hang, 7617—1006.
Nr. 53, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 6. Bt-Kristall (rechts) mit beginnender Chloritisierung (dunkle Streifen). — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Hochstädter Wald), 7625—0948.
Nr. 224, Nic —, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 7. Hbl-Porphyrklast (oben) wird von Pl-Leukosom korrodiert und durchlöchert. — Hbl-Poikilit-Fels, Hohlweg Wbh. W Beedenkirchen, 7849—1098.
Nr. 133, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 9ff.
- Fig. 8. Fasrige Zersetzung von Bt unter Ausscheidung von Spindeln aus Pumpellyit, Prehnit, Epidot, Klinozoisit und Fe-Mg-Ca-Karbonaten. — Gabbro, Knorz S Beedenkirchen, 7920—1008.
Nr. 237, Nic —, Vergr.: ca. 95 × S. 23ff.
- Fig. 9. Kopfschnitt einer kataklastischen Hbl. Q-Durchlöcherung bei gleichzeitiger Chloritisierung, ausgehend von Spaltbarkeit. — Hbl-Bt-Granodiorit, Stbr. Brunnenstuben N Schönberg, 7492—0705.
Nr. 315, Nic —, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 10. Chloritisierung des Bt unter Ausscheidung von nadeligem Fe-Erz. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Hochstädter Wald), 7625—0948.
Nr. 224, Nic —, Vergr.: ca. 130 × S. 9ff.
- Fig. 11. Homoaxiale Verwachsung von Hbl (unten, dunkel) und Bt (oben heller). — Q-Bt-Amphibolit, Felsberg, NW-Hang, 7706—1040.
Nr. 90, Nic —, Vergr.: ca. 425 × S. 9ff.
- Fig. 12. Synkristalline Deformation von Bt, kenntlich an der Verbiegung der (001)-Spaltbarkeit und an der anormalen, fächer-förmigen Auslöschung; (Mitte rechts = Leiste von Quer-Bt). — Quarzdiorit, Felsberg, SE-Hang (Stbr. NW Rödchen), 7709—0940.
Nr. 235, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 20ff.



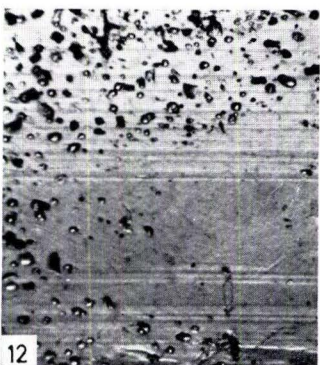
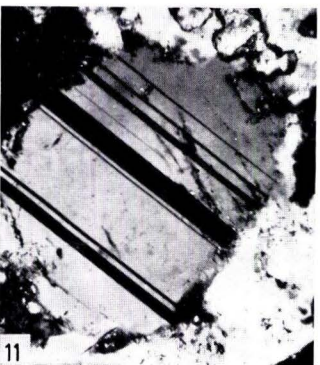
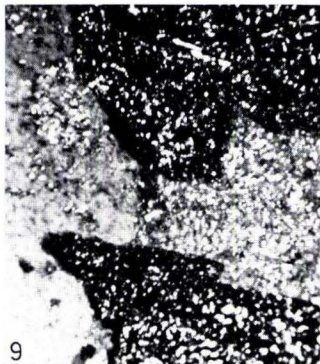
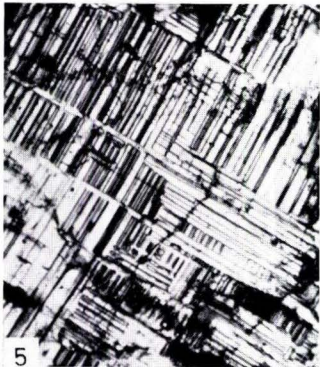
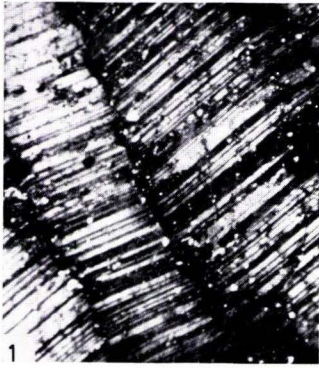
Tafel 7

- Fig. 1. KFS-Porphyroblast (oben) zehrt erz-reiches granoblastisches Amphibolit-Relikt (unten) auf. — Granodiorit, Felsberg, NW-Hang, 7744 — 1056. Nr. 35, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23ff.
- Fig. 2. Resorbierter Pl (aus Amphibolit) im Innern von KFS. — Granodiorit, Felsberg, NW-Hang, 7721 — 1063. Nr. 150, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 3. Mikrolithen-reicher Kern eines KFS-Porphyroblasten. Amphibolit-Pl mit grober Zwillingslamellierung neben zerfressenem Altbestand und aggressivem Q. — Bt-Gneis, Felsberg, NW-Hang, 7715 — 1050. Nr. 228, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23ff.
- Fig. 4. Hbl (rechts unten) wird von KFS-Porphyroblasten aufgezehrt (KFS-Intern-Struktur). — Granodiorit, Ludwigshöhe NW Elmshausen, 7514 — 0758. Nr. 298, Nic — —, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 5. Resorbierte tschermakitische Hbl im Innern von KFS. — Granodiorit, Felsberg, SW-Hang (Hochstädter Wald), 7614 — 0964. Nr. 74, Nic — —, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 6. Verdrängungssaum zwischen zwei KFS-Porphyroblasten. — Hbl-Granodiorit, Ludwigshöhe NW Elmshausen, 7514 — 0758. Nr. 298, Nic ++ Vergr.: ca 95 ×.
- Fig. 7. Peripherer Myrmekit-Saum um KFS-Porphyroblasten. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625 — 0948. Nr. 224, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 8. Schriftgranit. Verwachsungen Q:KFS. — Leuko-Monzogranit-Aplit, Felsberg, Kammlage, 7677 — 1014. Nr. 245, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 20ff.
- Fig. 9. KFS, aggressiv gegenüber Pl. — Quarzdiorit, Felsberg, SE-Hang, 7788 — 1012. Nr. 231, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 10. Perthit-Entmischung im KFS. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625 — 0948. Nr. 224, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23ff.
- Fig. 11. KFS-Porphyroklast mit anormaler Auslöschung und Felderteilung. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625 — 0948. Nr. 224, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23ff.
- Fig. 12. Mikroklin-Vergitterung im KFS. — Quarzdiorit, Felsberg, SE-Hang, 7788 — 1012. Nr. 231, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 20ff.



Tafel 8

- Fig. 1. Pl-Porphyrklast mit geknickter Zwillingslamellierung. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625—0948.
Nr. 224, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23 ff.
- Fig. 2. Basischer Kern-Pl mit anormaler Felderteilung durch synkristalline Deformation. — Gabbro, Felsberg, W-Hang, 7642—1025.
Nr. 104, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 14 ff.
- Fig. 3. Blasto-kataklastischer Pl: Basischer Kern-Pl (dunkel), zerbrochen und verheilt mit saurem Hüll-Pl (hell). — Gabbro, Felsberg, W-Hang, 7646—1020.
Nr. 226, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 14 ff.
- Fig. 4. Zonarbau von Labrador. — Gabbro, Felsberg, W-Hang, 7646—1020.
Nr. 226, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 14 ff.
- Fig. 5. Polysynthetische A-Zwillingslamellierung. — Gabbro, Felsberg, W-Hang, 7646—1020.
Nr. 226, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 14 ff.
- Fig. 6. Sukzessive Saussuritisierung von Pl. — Gabbro, Felsberg, W-Hang, 7646—1020.
Nr. 226, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 14 ff.
- Fig. 7. Totale Saussuritisierung von Pl unter Ausscheidung von Calcit (oben). — Q-Bt-Amphibolit, Felsberg, NW-Hang, 7713—1045.
Nr. 85, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 9 ff.
- Fig. 8. Oligoklas-Porphyrblast mit anormaler Felderteilung durch synkristalline Deformation. — Granodiorit, Felsberg, W-Hang (Stbr. Hochstädter Wald), 7625—0948.
Nr. 66—648, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23 ff.
- Fig. 9. Oligoklas-Porphyrblast durch synkristalline Deformation in mehrere, unterschiedlich auslöschende Teil-Individuen zerlegt. Gleichmäßige Sericitisierung. — Granodiorit, Felsberg, NW-Hang, 7671—1015.
Nr. 223, Nic ++, Vergr.: ca. 95 × S. 23 ff.
- Fig. 10. Oligoklas-Porphyrklast (links) mit Reaktions-Saum aus zerschertem Bt, Q, Hämatit und Brauneisen (rechts). — Granodiorit, Felsberg, NW-Hang, 7726—1054.
Nr. 222, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23 ff.
- Fig. 11. Reliktischer Andesin (amphibolitischer Pl), von umgebendem Q-Aggregat korrodiert. — Bt-Gneis, Felsberg, NW-Hang, 7715—1050.
Nr. 228, Nic ++, Vergr.: ca. 130 × S. 23 ff.
- Fig. 12. Pl-Porphyrklast mit Saum von Grundmasse-Mikrolithen. — Bt-Amphibolit, Felsberg, SE-Hang (Hahlwald), 7723—0966.
Nr. 189, Nic —, Vergr.: ca. 95 × S. 9 ff.



- 29: BAUER, G., u. a.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf., DM 36,-.
- 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., DM 8,60.
- 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., DM 8,-.
- 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf., DM 11,-.
- 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., DM 14,80.
- 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., DM 14,-.
- 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab., DM 7,60.
- 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., DM 9,-.
- 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab., DM 6,80.
- 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., DM 22,60.
- 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., DM 11,60.
- 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf., DM 9,-.
- 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., DM 12,-.
- 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf., DM 7,60.
- 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf., DM 7,60.
- 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf., DM 12,-.
- 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., DM 9,40.
- 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., DM 7,60.
- 47: HÖLTING, B. & STENGER-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf., DM 5,60.
- 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M. & VILLWOCK, R.: Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte., DM 7,20.
- 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf., DM 6,60.
- 50: ZAKOSEK, H., u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas, DM 10,-.
- 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab., DM 10,-.
- 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf., DM 11,20.
- 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab., DM 7,-.
- 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf., DM 5,-.
- 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf., DM 15,-.
- 56: HORST-FALKE-Festschrift. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild, DM 14,-.
- 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab., DM 11,-.

- 58: MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., DM 12,-.
- 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf., DM 30,-.
- 60: HEINZ-TOBIEN-Festschrift. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild, DM 24,-.
- 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab., DM 19,-.
- 62: BUGGICH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., DM 16,-.
- 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., DM 12,-.