

## Beiträge zur Geologie des Vorspessarts

Mit 65 Abbildungen und 18 Tabellen

**E. BEDERKE:** Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart  
Mit 3 Abbildungen

**O. BRAITSCH:** Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts  
und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte  
Mit 10 Abbildungen, 9 Tabellen, 18 Gefügediagrammen

**O. BRAITSCH:** Zur Petrographie u. Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart  
Mit 12 Abbildungen, 6 Tabellen

**G. GABERT:** Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts  
Mit 24 Abbildungen, 3 Tabellen

**H. MURAWSKI:** Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren  
Vorspessart  
Mit 5 Abbildungen

**W. PLESSMANN:** Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts  
Mit 11 Abbildungen

Herausgegeben von  
der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1957

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

**Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung**

Herausgegeben von  
der Direktion des Hessischen Landesamtes  
für Bodenforschung

**Heft 18**

# Beiträge zur Geologie des Vorspessarts

Mit 65 Abbildungen und 18 Tabellen

**E. BEDERKE:** Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart  
Mit 3 Abbildungen

**O. BRAITSCH:** Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts  
und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte  
Mit 10 Abbildungen, 9 Tabellen, 18 Gefügediagrammen

**O. BRAITSCH:** Zur Petrographie u. Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart  
Mit 12 Abbildungen, 6 Tabellen

**G. GABERT:** Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts  
Mit 24 Abbildungen, 3 Tabellen

**H. MURAWSKI:** Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren  
Vorspessart  
Mit 5 Abbildungen

**W. PLESSMANN:** Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts  
Mit 11 Abbildungen

Herausgegeben von

der Direktion des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Wiesbaden 1957

Im Vertrieb beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	18	167 S.	65 Abb.	18 Tab.	Wiesbaden, 11. 2. 1957
--------------------------------	----	--------	---------	---------	------------------------



## INHALT

### Beiträge zur Geologie des Vorspessarts

E. BEDERKE	
Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart . . .	7
O. BRAITSCH	
Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte . . . . .	21
O. BRAITSCH	
Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart	73
G. GABERT	
Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts . . .	101
H. MURAWSKI	
Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart	135
W. PLESSMANN	
Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts . . . . .	149

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, die unsere Untersuchungen durch Bereitstellung von Mitteln für die Geländearbeiten sehr gefördert haben, sind wir zu besonderem Dank verpflichtet.

E. BDERKE

## Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart

Von

ERICH BEDERKE, Göttingen

Mit 3 Abbildungen

Vor nahezu 30 Jahren wurde mein Interesse an dem kristallinen Vorspessart im Zusammenhang mit den von Breslau aus getätigten Untersuchungen S. VON BUBNOFF's im südwestdeutschen Kristallin zum ersten Mal geweckt. Ich hatte damals die bis dahin als varistisch angesehene Faltung und Regionalmetamorphose in den Sudeten in drei verschieden alte und in sich abgeschlossene Vorgänge aufgelöst, von denen der eine vorkambrisch, der andere kaledonisch und nur der dritte varistisch erfolgt ist, und es lag der Versuch nahe, die in den Sudeten gewonnene Altersgliederung des kristallinen Grundgebirges auch auf andere Teile des varistischen Gebirges auszudehnen. Zum zweiten Mal wurde meine Aufmerksamkeit vor etwa 20 Jahren im Zusammenhang mit meinen Untersuchungen zur Analyse der Regionalmetamorphose durch die von G. KLEMM bereits 1895 veröffentlichten Mikrophotographien von Gesteinen des Spessarts auf dieses Gebiet gelenkt, aber erst in den letzten Jahren war es mir möglich, mit einigen Mitarbeitern an diesen Fragenkomplex heranzugehen. Die bisher erzielten Ergebnisse dieser Arbeiten werden hiermit vorgelegt.

Hinsichtlich der Alterseinstufung der Spessartgesteine haben sich meine Mitarbeiter größte Zurückhaltung auferlegt. Die Altersbestimmung der Gesteinsgruppen ist somit meine erste Aufgabe. Im engsten Zusammenhang damit steht auch die Frage nach dem Alter und dem Wesen der mannigfachen Metamorphosen, die im kristallinen Vorspessart festzustellen sind.

Als Ausgangspunkt für die Altersbestimmung möge die mächtige Quarzitzerie im nordwestlichen Teil des Vorspessarts dienen, die H. THÜRACH gelegentlich auch als Geiselbach-Stufe bezeichnet hat. Diese mächtigen Quarzite lassen sich nämlich von allen kristallinen Spessartgesteinen altersmäßig am ehesten einstufen. Denn Quarzite solcher Mächtigkeit und Eintönigkeit sind in der weiteren Umgebung des Spessarts nur aus dem Ordoviciem und dem Unterdevon bekannt. Nun scheidet aber der Taunusquarzit nach unserer heutigen Kenntnis der Paläogeographie des Devons bald aus. Die Rekonstruktionen seines Sedimentationsraumes von W. KEGEL (1950) und W. SCHMIDT (1952) lassen ihn am Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle BRINKMANN's (1948) enden, und der kristalline Vorspessart ist ein integrierender Bestandteil dieser Schwelle. — Dem widerspricht auch nicht die Entdeckung des kleinen Quarzitvorkommens am Lorsbacher Kopf im Taunus durch W. BIERTHER (1951), eher bestätigt die offensichtlich geringe Mächtigkeit des dortigen Vorkommens geradezu die paläogeographischen Rekonstruktionen. Indessen deutet der von BIERTHER beschriebene Kalk

am Lorsbacher Kopf zusammen mit den Massenkalkvorkommen von Köppern, Oberrosbach und Bad Nauheim auf eine Transgression des höheren Mitteldevons hin. Die paläogeographischen Verhältnisse des Devons machen also eine Zugehörigkeit der mächtigen Quarzite des Spessarts zum Unterdevon höchst unwahrscheinlich; andererseits spricht die weite Verbreitung ordovizischer Quarzite in der streichenden Fort-

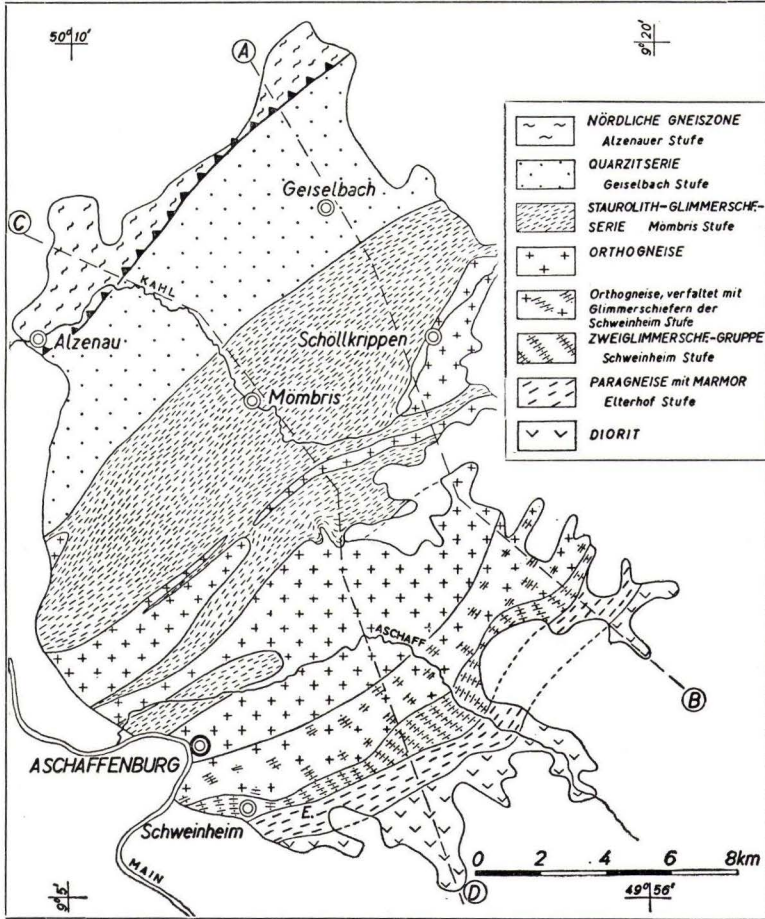


Abb. 1. Übersichtskarte des kristallinen Spessarts

setzung des Spessarts, d. h. im Thüringer Wald, für ein ordovizisches Alter der Geiselbach-Stufe des Spessarts, und zwar sind diese offenbar Äquivalente der Frauenbach-Quarzite H. R. VON GAERTNER'S.

Die zweite Gesteinsserie, deren Alter mit ziemlicher Sicherheit bestimmt werden kann, umfaßt die im Hangenden der Quarzitisserie erscheinenden Gesteine der nördlichen Gneiszone, der Alzenau- und Hof Trages-Stufe H. THÜRACH'S. Es handelt sich



bei dieser innigst miteinander verbundenen Gesteinsserie um Paragneise und Migmatite, denen mächtige Amphibolite und häufig Graphitquarzite eingeschaltet sind. Die Amphibolite sind aus Diabasen und Diabastuffen, die Graphitquarzite aus Lyditen hervorgegangen. Die charakteristische Vergesellschaftung von Diabasen mit Kieselschiefern findet sich in Mitteleuropa vor allem im Algonkium, mitunter aber auch im Gotlandium und im Unterkarbon. Unterkarbonisches Alter können wir bei den Spessartgesteinen mit Sicherheit ausschließen, und zwar einmal wegen des hohen Metamorphosegrades der Gesteine und zweitens angesichts der Lage des Spessarts im varistischen Gebirge. Der hohe Metamorphosegrad (tiefe Mesozone) wäre selbst unter der Voraussetzung nachunterkarbonischer Hauptfaltung unerklärlich; nun ist aber nach unserer heutigen Kenntnis (vgl. H. STILLE 1951) die Hauptfaltung im Spessart bretonischen Alters und damit wird eine derartige Metamorphose unterkarbonischer Gesteine an diesem Ort vollends unmöglich, wie das Vorkommen nicht metamorpher Tanner Grauwacke bei Erbstadt unmittelbar beweist. Wenn wir darüber hinaus noch die Auffassung BRINKMANN's von der „Mitteldeutschen Schwelle“ berücksichtigen, so wäre der Spessart im Unterkarbon überhaupt nicht Sedimentations-, sondern Abtragungsgebiet gewesen. Jedenfalls kann ein unterkarbonisches Alter der Metadiabase und Metakieselschiefer im Vorspessart mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Aber auch ein gotlandisches Alter dieser Gesteine ist in höchstem Maße unwahrscheinlich. Denn im Gotlandium der nördlich anschließenden Gebiete, sowohl im Taunus wie im Kellerwald, sind echte Kieselschiefer unbekannt. Im Gotland Thüringens sind zwar Kieselschiefer vorhanden, aber stets begleitet von Alaunschiefern, den eigentlichen Graptolithenschiefern; jedoch gerade die metamorphen Äquivalente der Alaunschiefer fehlen in diesem Teil des Vorspessarts. Dazu kommt noch eine andere wichtige Erkenntnis: Die Amphibolite und Graphitquarzite der nördlichen Gneisgruppe des Spessarts liegen heute zwar im Hangenden der als ordovizisch angesprochenen Quarzitisserie, aber sie haben diese Lage erst durch eine Überschiebung bzw. Aufschiebung erhalten, wie G. GABERT nachgewiesen hat, und zwar handelt es sich um eine Aufschiebung erheblichen Ausmaßes. Das bezeugt der große Metamorphose-Sprung, der an diese tektonische Grenze geknüpft ist. Unter Berücksichtigung aller dieser Umstände scheint mir gar keine andere Deutung möglich zu sein als die, daß es sich bei den nördlichen Gneisen des Vorspessarts um eine migmatitisch vergneiste Serie algonkischer Sedimente handelt.

Hat sich auf diese Weise für die beiden nördlichen Gesteinsserien des kristallinen Spessarts eine recht eindeutige Altersbestimmung ergeben, so stoßen wir in den südlich anschließenden Teilen auf größere Schwierigkeiten, die indessen in gewissem Umfang heute überwunden werden können. Im Liegenden der als ordovizisch angesehenen Quarzitisserie erscheint die sehr mächtige und eintönige Gruppe der Staurolithglimmerschiefer und -gneise des mittleren Vorspessarts. An der großen Eintönigkeit dieser Gesteinsmassen, die außer wenigen Amphiboliten keinerlei irgendwie hervorstechende und kennzeichnende Einschaltungen enthält, scheitern alle Versuche, durch Vergleich mit altersbestimmten Gesteinsserien der engeren oder weiteren Umgebung zu einer Altersdeutung zu gelangen. Wir sind hier vielmehr ganz auf die Auswertung der Lagerungs- und Verbandsverhältnisse mit den ordovizischen Quarziten angewiesen.

Die Untersuchungen von G. GABERT haben nun sichergestellt, was man bereits auf Grund der älteren Arbeiten annehmen konnte, daß nämlich die Quarziteserie wirklich das stratigraphische Hangende der Staurolithglimmerschiefer des mittleren Vorspessarts bildet unter der Voraussetzung, daß kein verfalteter Deckenbau vorliegt. Für die Annahme eines solchen liegen aber auch nicht die mindesten Anhaltspunkte vor, vielmehr spricht alles dagegen. Wir können demnach die Staurolithglimmerschiefer oder vielmehr die Ursprungsgesteine dieser Glimmerschiefer als vorordovizische Bildungen ansprechen. Es ist aber heute noch schwierig, zu entscheiden, ob diese große Masse der Staurolithglimmerschiefer bzw. Staurolithgneise kambrischen oder vorkambrischen Alters ist. Gegen ein algonkisches Alter könnte allerdings das Fehlen von Graphitquarziten sprechen, denn ich kenne in Mitteleuropa kein sicheres oder so gut wie sicheres Algonkium von größerer Ausdehnung und Mächtigkeit ohne Metakieselschiefer. Ein anderes wertvolleres Argument für ein kambrisches Alter ist die Nähe des Frankenwälder Kambriums, das in seiner monotonen Tonschiefer-, Quarzit-, Grauwacken-Fazies zudem vollkommen den Ausgangsgesteinen der Staurolithglimmerschieferserie des Spessarts entspricht. Denn es ist sicher daß ein wesentlicher Teil der Staurolithglimmerschiefer aus Grauwackenschiefern hervorgegangen ist, und auch quarzitishe Einschaltungen kommen in ihnen vor.

In engem „konkordantem“ Verband mit den Staurolithglimmerschiefern und -gneisen stehen die „Orthogneise“ des mittleren Vorspessarts. Die Bearbeitung dieser Orthogneise magmatischer und z. T. migmatischer Entstehung ist noch nicht abgeschlossen. Immerhin läßt sich doch so viel sagen, daß der heute durch spätere Tektonik und Metamorphose überprägte Verband der Orthogneise mit der Staurolithglimmerschieferserie einmal ein intrusiver war.

Südlich anschließend an die Gneise des mittleren Spessarts liegen die Zweiglimmerschiefer und Paragneise der Schweinheimer Stufe THÜRACH'S. Es handelt sich hier um + feldspatreiche granatführende Glimmerschiefer, denen Quarzite und in geringem Umfange auch Amphibolite eingeschaltet sind. Über das geologische Alter dieser Gesteinsserie lassen sich unmittelbar keine Angaben machen. Wohl ist aber O. BRAITSCH bei seinen Untersuchungen der südlich anschließenden Gesteinsserien zu dem Ergebnis gekommen, daß die Schweinheimer Stufe das Liegende der südlich anschließenden Elterhof-Stufe bildet. Das geologische Alter der Elterhof-Stufe aber läßt sich auf Grund der Serienübereinstimmung mit wesentlichen Bestandteilen der Böhmisches Masse recht zuverlässig ermitteln. Infolgedessen ist auch das Alter der Schweinheimer Stufe auf diesem Umwege festzustellen.

Die südlich anschließende „Elterhof-Stufe“ THÜRACH'S besteht nämlich in ihrer Hauptmasse aus Paragneisen, die von O. BRAITSCH weitgehend als metamorphe Arkosen angesprochen werden. Ihnen sind Quarzite, aus Kieselschiefern hervorgegangene Graphitquarzite, kristalline Kalke und Kalksilikatgesteine sowie Amphibolite und Plattengneise eingeschaltet. Die Graphitquarzite sind nach Mineralbestand und Struktur als metamorphe Lydite anzusprechen, denn sie unterscheiden sich in keiner Weise von sicher aus Kieselschiefern hervorgegangenen Graphitquarziten. Die Amphibolite sind in ihrer Hauptmasse von Diabasen und Diabastuffen abzuleiten und die eng mit ihnen vergesellschafteten Plattengneise – nach O. BRAITSCH Orthogesteine – offenbar von Quarzkeratophyren. Denn es handelt sich bei diesem engen Verband um

eine vulkanische Assoziation im Sinne KENNEDY's. Es kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß diese so mannigfaltig zusammengesetzte Gesteinsserie der Elterhof-Stufe algonkischen Alters ist. Sie weist dieselbe Mannigfaltigkeit auf wie das böhmische Algonkium, das Algonkium der Sudeten, des Erzgebirges und Thüringens. Andererseits kennen wir keine andere vordevonische Formation in Mitteleuropa, die eine entsprechende Vielfältigkeit im Gesteinsaufbau erkennen ließe. In das Algonkium ist demnach auch die Schweinheimer Stufe THÜRACH's zu stellen, und zwar in dessen tieferen Teil. Damit steht auch das Auftreten von Quarziten in bestem Einklang, denn Quarzite und ähnliche grobklastische Gesteine kennzeichnen auch das tiefere Algonkium der Sudeten und Sachsens.

Mit der algonkischen Elterhof-Stufe steht nun der Diorit des südlichen Vorspessarts in konkordantem „Intrusivverband“. Dieser Diorit erinnert in Mineralbestand, Gefüge und Verband mit dem Nebengestein so sehr an die entsprechenden intermediären Intrusivgesteine der Sudeten, mit denen ich mich früher einmal eingehend befaßt habe, daß mir eine grundsätzlich gleiche Genese und entsprechend dem Verband mit dem Nebengestein auch ein ähnliches Alter, nämlich ein varistisches, nicht zweifelhaft ist. Wenn ich von einer grundsätzlich gleichen Genese spreche, so meine ich damit, daß bei der Bildung des Dioritkomplexes „metasomatische“ Vorgänge beteiligt sind. Der Diorit injiziert die kristallinen Schiefer konkordant, nimmt massenhaft Schollen von ihnen auf und bildet durch Resorption schlierige Mischgesteine, so daß der gesamte Dioritkomplex nahezu als Migmatit anzusprechen ist. O. BRAITSCHE hat nachdrücklich darauf hingewiesen, daß die Minerale der primären Dioritkristallisation, insbesondere die Hornblenden und Plagioklase, in erheblichem Umfang deformiert und die deformierten Minerale durch eine zweite „epizonale“ Kristallisation verheilt worden sind. Die gleichen Beobachtungen sind wiederum an allen varistischen Dioriten und Syeniten der Sudeten gemacht worden. Wenn nun O. BRAITSCHE aus diesem Befund auf einen Tiefenstufenwechsel, auf „Aufwärtsbau“ schließt, so scheint mir das etwas zu weit gegangen; die genannten Erscheinungen lassen sich in allen angeführten Fällen viel einfacher als Begleiterscheinungen der Temperaturabnahme der Plutone und ihrer Umgebung deuten; die verheilende Kristallisation II gehört dann in die hydrothermale Phase des Diorits. Jedenfalls aber bezeugen das Parallelgefüge des Diorits, der ja früher als Hornblendegneis bezeichnet wurde, und die Deformation seiner primären Minerale eine tektonische Beanspruchung während der Bildung des Plutons und insofern kann man schon von einer synorogenen Intrusion sprechen. Aber alle diese beobachteten Deformationen reichen nicht aus, um ihn als einen fröhektotonischen Pluton in bezug auf die letzte große Faltung des Spessarts anzusprechen. Die letzte große Faltung des Vorspessarts ist aber die varistische, was wohl nicht besonders belegt zu werden braucht; der Diorit des Vorspessarts ist demnach eine spättektonische varistische Intrusion, ebenso wie die entsprechenden Gesteine der Sudeten.

Fassen wir die hier vorgelegte Altersdeutung der metamorphen Sedimentgruppen des Vorspessarts noch einmal zusammen, so ergibt sich am wahrscheinlichsten die folgende Stratigraphie:

Ordovizium: Quarzitiserie (Geiselbach-Stufe): mächtige Quarzite, quarzitisches Glimmerschiefer und Phyllite mit eingeschalteten Diabasamphiboliten

- Kambrium: Staurolithglimmerschiefer (Mömbris-Stufe): eine ziemlich eintönige Serie von Staurolithglimmerschiefern und -gneisen mit Quarziten
- Algonkium: Graphit und Marmor führende Serie von Paragneisen (Elterhof-Stufe) und quarzitführende Glimmerschiefer (Schweinheimer Stufe): ursprünglich Ton- und Grauwackenschiefer mit eingelagerten Kalken, Alaun- und Kieselschiefern, Diabasen und Quarzkeratophyren.

Vergleichen wir diese Schichtenfolge mit der des Ruhlaer Sattels im Thüringer Wald, wie sie dort H. R. VON GAERTNER ermittelt hat, so ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung. Auch hier bildet eine Quarzitserie, die Frauenbach-Quarzite, das Hangende, darunter folgen auch hier Staurolithglimmerschiefer und -gneise, und das Liegende bildet eine Metabasit-Karbonatserie. Während aber H. R. VON GAERTNER die liegende Metabasit-Karbonatserie in das Kambrium einordnet, möchte ich sie dem Algonkium zuweisen. Zu dieser Alterseinstufung veranlaßt mich vor allem die nahezu vollständige Serienübereinstimmung mit dem Algonkium der Sudeten und Innerböhmens. Im einzelnen sind es besonders die Metakieselschiefer und der verbreitete Graphitgehalt der Liegendserie, die geradezu als charakteristisch für das Algonkium angesehen werden können, dem mitteleuropäischen Kambrium aber fehlen. Daß die Graphit-Marmorserie der Böhmisches Masse ebenfalls metamorphes Algonkium darstellt, habe ich an anderer Stelle gezeigt.

Die Gesteine des Vorspessarts sind zumeist kristalline Schiefer, d. h. Gesteine, die mindestens *eine* Metamorphose durchgemacht haben. Das gilt insbesondere auch von den „älteren und jüngeren Graniten“ G. KLEMM's. Denn diese Gesteine weisen vollkommen kristalloblastische Struktur auf und sind nach der üblichen Definition nur als Orthogneise anzusprechen; im übrigen haben sich auch keine Anhaltspunkte für Altersunterschiede innerhalb dieser Orthogneise ergeben. Es erhebt sich also die Frage nach Art und Alter der Metamorphose der kristallinen Schiefer.

Zunächst läßt sich für die Hauptmasse dieser kristallinen Schiefer feststellen, daß in ihnen die Kristallisation der letzte gefügebildende Vorgang ist. Die Kristallisation hat also die Deformation der Gesteine überdauert, sie ist nachtektonisch. Ich möchte diese nachtektonische Kristallisation im Vorspessart als Spessartkristallisation bezeichnen. In dem großen Glimmerschiefer- bzw. Gneisglimmerschiefergebiet nördlich der mittleren Gneisgruppe kann auch überall deutlich die Altersfolge der Kristalloblasten:

Biotit → Granat → Staurolith

d. h. die Reihenfolge der Mineralbildung im Sinne der Temperaturzunahme festgestellt werden.

Die letzte, den heutigen Mineralbestand der Gesteine bestimmende Metamorphose im Vorspessart ist also im wesentlichen eine statische. Dieses Ergebnis deckt sich mit dem im Altvatergebirge in den Ostsudeten gewonnenen und gilt ebenso für die Gebiete der Tauernkristallisation und der Tessiner Kristallisation in den Ost- und Westalpen. In allen diesen Gebieten ist also z. B. die Staurolithbildung auf eine statische, nicht auf eine kinetische Metamorphose zurückzuführen.

Die Erkenntnis, daß eine vorwiegend statische, temperaturbedingte Kristallisation den letzten gefügebildenden Vorgang darstellt, ließ auch hier die Frage nach der Ursache, d. h. nach der Wärmequelle dieser Kristallisation aufwerfen. Die Untersuchungen von H. MURAWSKI haben diese Frage weitgehend durch den Nachweis geklärt, daß

in und nahe dem Bereich der stärksten nachtektonischen Metamorphose Aufbrüche richtungslos massiger Gesteine von quarzdioritischem Charakter auftreten, die gegen das Nebengestein Hornfelskontakte entwickeln. Diese in ihrem Mineralbestand etwas eigenartigen Gesteine stehen offenbar in einem genetischen Zusammenhang mit den pegmatitischen Gesteinen des Grauen Steins nordöstlich von Glattbach, von denen bereits H. THÜRACH 1893 festgestellt hat, daß sie die „Schichten“ des Staurolithgneises oft quer abschneiden. Damit erweisen sich alle diese Gesteine als nachtektonische „Intrusionen“, die offenbar einem tieferen Herd granitischer bzw. granodioritischer Gesteine entstammen. Auf die Anwesenheit eines Granites im Untergrund des Vorspessarts weist auch die Beobachtung eines großen Graniteinschlusses in einem Ker-santitgang am Stengerts durch H. THÜRACH hin (1893, S. 10), und das gleiche gilt auch für den von ihm beschriebenen und abgebildeten 2½ m mächtigen Granitgang bei Hain, der die Paragneise nahezu rechtwinklig zu deren Parallelgefüge durchsetzt (S. 86). Aber auch anderwärts kann man sowohl im nördlichen wie im südlichen Vorspessart immer wieder granitische Gänge, insbesondere Pegmatite und vor allem Aplite, beobachten, die meist mit nur einigen Zentimetern Mächtigkeit die älteren Gesteine diskordant durchsetzen. Wir kommen also auch im Vorspessart wieder zu der von mir seit zwanzig Jahren vertretenen Auffassung, daß die nachtektonische regionale Kristallisation auf einen nachtektonischen Granitaufstieg zurückzuführen ist.

Wenn wir nun für die letzte nachtektonische Metamorphose im Vorspessart eine Erklärung gefunden haben, so erhebt sich doch sogleich die Frage nach dem Zustand der betroffenen Gesteine vor dieser letzten Kristallisation. Diese Frage gilt besonders für die heute als Staurolithglimmerschiefer bzw. -gneise vorliegenden Gesteine, deren heutiger Mineralbestand offensichtlich auf diese letzte Kristallisation zurückgeht. Leider ist sie eben aus dem letzteren Grund kaum zu beantworten, und ich habe auch nur im Kahlthal nördlich von Steinbach Gesteine gefunden, denen man bis zu einem gewissen Grade noch den früheren Phyllit ansehen kann. Daß der Spessartkristallisation aber auf alle Fälle eine mit der Hauptfaltung verbundene Dislokationsmetamorphose vorangegangen sein muß, zeigen eindeutig die Verhältnisse im südlichen Taunus, wo das Vordevon in allen seinen Gliedern diese Metamorphose aufweist. Die Dislokationsmetamorphose ist auch im Vorspessart bei der dafür in Frage kommenden Aufschlußtiefe aber ausschließlich eine epizonale gewesen.

Verwickelter liegen die Verhältnisse im südlichen Vorspessart. Hier glaubt O. BRAITSCHE im Kontakthof des Diorits eine ältere mesozonale Regionalmetamorphose feststellen zu können mit Wachstum von Granatholoblasten, und in einem benachbarten Bezirk, nämlich am Wendelberg, südöstlich von Aschaffenburg, läßt sich schließlich mit Sicherheit eine migmatitische Vergneisung unabhängig von der letzten Kristallisation nachweisen. Migmatitische Vergneisung spielt überhaupt im südlichen Vorspessart eine wichtige Rolle, aber diese Migmatisierung ist älter als die Kristallisation, die den übrigen Gesteinen des Vorspessarts den heutigen Mineralbestand und das heutige Gefüge gegeben hat.

Das gleiche gilt auch für die Vergneisung und Migmatisierung des Algonkiums der Elterhof-Stufe. Daß diese hochgradige Metamorphose nicht von den Orthogneisen des mittleren Vorspessarts ausgegangen ist, bezeugen die zwischen diesen und den Migmatiten der Elterhof-Stufe liegenden Glimmerschiefer der „Schweinheimer Stufe“.

Wohl aber steht jene Migmatisierung mindestens im nördlichen Teil in so offensichtlichem räumlichem Zusammenhang mit dem Diorit des südlichen Vorspessarts, daß auch ein genetischer Zusammenhang sehr nahe liegt. Auch in dieser Hinsicht besteht also eine vollkommene Übereinstimmung mit den varistischen Tonaliten und „Syeniten“ der Sudeten. Denn auch diese intermediären Intrusiva weisen, wie von G. FISCHER, E. MEISTER und mir bereits vor Jahren übereinstimmend festgestellt wurde, eine ausgedehnte „Injektionsmetamorphose“ des Nebengesteins auf.

Zu einer wesentlich anderen Deutung der Gesteinsmetamorphose im mittleren Vorspessart ist S. MATTHES in seiner den Staurolithglimmerschiefern gewidmeten Spezialuntersuchung gelangt. Er glaubt, diese Metamorphose entsprechend den älteren Auffassungen unmittelbar der Hauptfaltung zuordnen zu können und faßt sie daher als Dislokationsmetamorphose auf. Maßgebend für diese Auffassung ist dabei die auch sonst verbreitete Ansicht, daß die in den Granaten gewisser Gesteinsbereiche beobachteten Einschlußwirbel bewiesen, daß die Granatkristallisation am Höhepunkt der großtektonischen Bewegungen, – synkinematisch in bezug auf den „Hauptdurchbewegungsakt“ – erfolgt sei. Daß dem nicht so ist, läßt schon die von ihm selbst festgestellte Tatsache erkennen, daß Granat-Holoblasten mit gedrehten Wachstumsformen nur in beschränkten Teilbereichen dieser Gesteine auftreten, während die Hauptmasse der Granate ein nicht oder nur wenig gegenüber dem Außengefüge verlegtes Interngefüge aufzuweisen hat. Ebenso läßt sich immer wieder beobachten, daß die mit oder großenteils vor dem Granat kristallisierten Glimmer keine nennenswerte mechanische Deformation aufweisen, sondern in polygonalen Bögen eine vorkristalline Faltung abbilden. Alle diese Feststellungen gelten auch für andere Gebiete mit Einschlußwirbeln in den Granaten, insbesondere auch für deren klassisches Vorkommen in der Piora-Mulde am Gotthard-Massiv. In den Alpen wie in anderen Gebieten metamorpher Gesteine mit parakristallin gedrehten Granaten schneiden zudem die Isograde der Metamorphose die fertigen tektonischen Strukturen unter allen möglichen Winkeln. Die Deformation während der Granatkristallisation ist also in diesen Fällen keineswegs den Hauptbewegungen der Großtektonik zuzuordnen, sondern nur irgendwelchen für die Gesamttektonik geringfügigen Nachbewegungen. Es bleibt überhaupt zu erwägen, ob die während der progressiven Metamorphose erfolgenden, also mit der ihr zugehörigen Kristallisation interferierenden Bewegungen im Gestein nicht auch auf die Volumenänderung zurückzuführen sind, die durch die Erwärmung des Gebirgskörpers um einige 100 Grad ausgelöst wird und nicht unterschätzt werden darf.

Während S. MATTHES die Granatkristallisation wie gesagt als „synkinematisch in bezug auf den Hauptdurchbewegungsakt“ anspricht, kann nach demselben Autor „als gesichert angenommen werden, daß der größte Teil des Stauroliths... eine relativ späte Sprossung in einem bereits tektonisch verformten ... Grundgewebe... bildet“. Die zu dieser nachtektonischen Staurolithbildung notwendige thermische Energie leitet nun S. MATTHES von den Orthogneisen des Spessarts ab. Nach seiner Ansicht steht die Metamorphose „in eindeutiger Abhängigkeit von fingerförmig eingreifendem körnig flasrigen Gneis (BÜCKING)“. Die Platznahme dieses Gneises soll „dabei in einem relativ späten Stadium der Dislokationsmetamorphose ... erfolgt“ sein, „nachweislich bei begonnener Sprossung des Stauroliths“. Diese Altersdatierung der Platznahme des Orthogneises ist aber unmöglich, denn die Orthogneise zeigen, wie



Abb. 2. Wendelberggneis (links) und Maggiagneis (rechts) zum Vergleich.

O. BRAITSCH und vor ihm bereits P. WUNSCH gezeigt haben, ein tektonisch geregeltes kristalloblastisches Gefüge, während die nach S. MATTHES mit der Platznahme dieses Gneises gewachsenen Staurolithe in seiner Nachbarschaft keinerlei Regelung aufweisen und mechanisch unversehrt sind. Wann soll dann die Tektonik stattgefunden haben, die dem Orthogneis seine Gefügeregelung aufzwang? Für diese Tektonik bleibt bei den Annahmen von S. MATTHES überhaupt keine Zeit übrig.

Ich bin aber nicht davon zu überzeugen, daß die Orthogneise des Vorspessarts als syntektonische, gleichgültig ob früh- oder spätektonische, Intrusionen aufgefaßt werden dürfen. Das hat hinsichtlich des Schöllkrippener Gneises G. GABERT bereits gezeigt. Das Auftreten von Falten nach der Regel der Stauchfaltengröße in diesem Gneis bezeugt, daß der Gneis bei der tektonischen Beanspruchung nicht in einem hochteilbeweglichen Zustand vorgelegen hat. Andererseits zeigen die besonderen tektonischen Verhältnisse an der Grenze Schöllkrippener Gneis-Glimmerschiefer, daß bereits vor der Falten tektonik eine gesteinsmäßige Verschiedenheit vorhanden war. Diesen Argumenten GABERT's lassen sich noch einige weitere hinzufügen. Ich führe zunächst die unverdauten hornfelsartigen Einschlüsse im Orthogneis an, die besonders schön in den Aufschlüssen am Südhang des Gräfenberges bei Rottenberg und in ähnlicher Weise auch in den Aufschlüssen zwischen Hösbach und Wenighösbach zu beobachten sind. Diese Nebengesteinseinschlüsse tragen noch ausgesprochen Hornfelscharakter im Gegensatz zu den Glimmerschiefern, die wir an den Außengrenzen des Hauptgneises beobachten. Dieser Gegensatz ist nur auf eine tektonische Schutzwirkung des ursprünglichen Granits auf die Hornfelseinschlüsse gegenüber den von der Durchbewegung viel stärker erfaßten Glimmerschiefern außerhalb des Orthogneises zurückzuführen. Schließlich aber tragen die Orthogneise des Vorspessarts alle Kennzeichen von Blastomyloniten, z. B. ausgesprochene Lagen- bzw. Zeilentextur, in *B* langgestreckte Quarz- und Feldspataggregate, in den Augengneisvarietäten ausgeschwänzte große Kalifeldspate usw. Örtlich sind sogar Stengelgneise zur Bildung gekommen. Im ganzen besteht weitestgehende strukturelle und texturale Übereinstimmung mit Tessiner Gneisen, die lange nach ihrer granitischen „Erstarrung“ eine mit Mylonitisierung verbundene Durchbewegung und spätere Rekristallisation erfahren haben.

Sprechen alle diese Beobachtungen im Vorspessart selbst bereits gegen eine syntektonische Intrusion der dortigen Orthogneise, so tut es auch der in anderem Zusammenhang bereits von S. MATTHES selbst herangezogene Vergleich mit dem Kristallin von Ruhla-Brotterode im Thüringer Wald. Dieses liegt ja in der streichenden Verlängerung des Vorspessarts und zeigt sowohl im Gesteinsaufbau wie in der Tektonik und Metamorphose vielfältige Übereinstimmung mit dem Vorspessart. Das gilt nicht zuletzt auch von den dortigen Orthogneisen, und diese Orthogneise des Thüringer Waldes sind noch deutlicher als die des Vorspessarts als vorvaristische Bildungen erkennbar und daher von allen ihren Bearbeitern auch als solche angesprochen worden. Das ist auch von K. H. SCHEUMANN und W. KOCH 1938 geschehen, und beide haben die Orthogneise des Thüringer Waldes mit den Rotgneisen des Sächsischen Erzgebirges parallelisiert. Als Äquivalente dieser vorvaristischen Rotgneise sind auch die Orthogneise des Vorspessarts anzusehen.

Schließlich sei noch ein letztes Argument gegen eine varistische Platznahme der Orthogneise des Vorspessarts angeführt. Dieses besteht in der Tatsache, daß es bis



heute noch nirgends sonst im mitteleuropäischen Varistikum gelungen ist, wirklich syntektonische, d. h. mit der Hauptfaltung gleichzeitige, protoklastisch oder protoblastisch vergneiste Intrusionen nachzuweisen. Vielmehr haben sich alle früher einmal so angesprochenen Bildungen bei genauerer Untersuchung als Ergebnisse vorvaristischer Intrusionen erwiesen. Das gilt z. B. für den Kepernikgneis im Altvatergebirge, den ich selbst früher einmal im Anschluß an F. BECKE wegen des homotaktischen Gefüges mit dem metamorphen Devon auf eine syntektonische varistische Intrusion zurückgeführt habe, bis meine eingehenderen Untersuchungen das vordevonische Alter des Kepernikgneises sichergestellt waren.

Wir berühren hier eine Frage von allgemeiner Bedeutung, mit der ich mich bereits vor 20 Jahren auseinandergesetzt habe, nämlich das sogenannte Zentralgneisproblem und seinen Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose. Man hat in den Hohen Tauern, woher das Problem seinen Namen bekommen hat, ebenso wie im Tessin, wie im Altvatergebirge, im Erzgebirge und wie nun auch im Vorpessart immer wieder die regionale Umkristallisation in einen Kausalzusammenhang bringen wollen mit den Orthogneisen, die im Kern jener Gebirge aufgeschlossen sind. In allen jenen Gebieten sind aber schlüssige Beweise dafür erbracht worden, daß die Intrusion jener Orthogneise einer älteren Orogenese angehört und daß die regionale Umkristallisation im Zusammenhang mit der letzten Orogenese jener Gebiete auf einen Granitaufstieg im Abschluß an diese letzte Tektogenese zurückzuführen ist. Dabei dürfte es sich bei dieser jüngsten Granitbildung um eine Regeneration oder Rheomorphose jener Orthogneise handeln; ich habe diese Erscheinung 1944 als magmatische Resurgenz bezeichnet.

Einen Altersunterschied innerhalb der Orthogneise, wie ihn G. KLEMM festgestellt zu haben glaubt zwischen seinen „älteren“ und „jüngeren Graniten“, konnten wir ebensowenig bestätigen wie L. KORN. Es ist zwar richtig, daß die von G. KLEMM als älterer Granit angesprochenen Gneise ganz überwiegend flaserige Zweiglimmergneise sind, während sein jüngerer Granit in seiner Hauptmasse ein Biotitgneis mit vorherrschender Lagentextur ist, aber weder Glimmerführung noch Textur sind allgemein gültige Unterscheidungsmerkmale, noch konnte an den von G. KLEMM angeführten Örtlichkeiten, z. B. dem Pompejanum bei Aschaffenburg, von uns ein Altersunterschied innerhalb der Gneise bestätigt werden.

Nachdem wir also die „Spessartkristallisation“ auf einen spätektonischen Granitaufstieg zurückgeführt haben, bleibt noch die Altersfrage der Orthogneise des mittleren Vorpessarts offen. Sie stehen in Primärkontakt einerseits mit den Staurolithglimmerschiefern der Mömbris-Stufe THÜRACH's, deren Ausgangsgesteinen wir ein kambrisches Alter zugesprochen haben, und mit den Glimmerschiefern der Schweinheimer Stufe THÜRACH's, die auf algonkische Tonschiefer zurückgeführt wurden. Die Orthogneise sind also aus nachkambrischen und vorvaristischen Graniten entstanden. Sie sind damit den Orthogneisen des Fichtelgebirges und dem Granitgneis von Hirschberg-Gefell gleichzusetzen und können wie diese nur als kaledonisch angesprochen werden. Gleichzeitig legt der Verband dieser Orthogneise mit den offenbar flach gefalteten Staurolithglimmerschiefern in ihrem Dach, die auf kambrische Ausgangsgesteine zurückgeführt werden und mit den Glimmerschiefern der Schweinheimer Stufe, die aus algonkischen Sedimenten hervorgegangen sind, eine Ausbreitung der kaledonischen Granite auf der assyntischen Diskordanz sehr nahe.

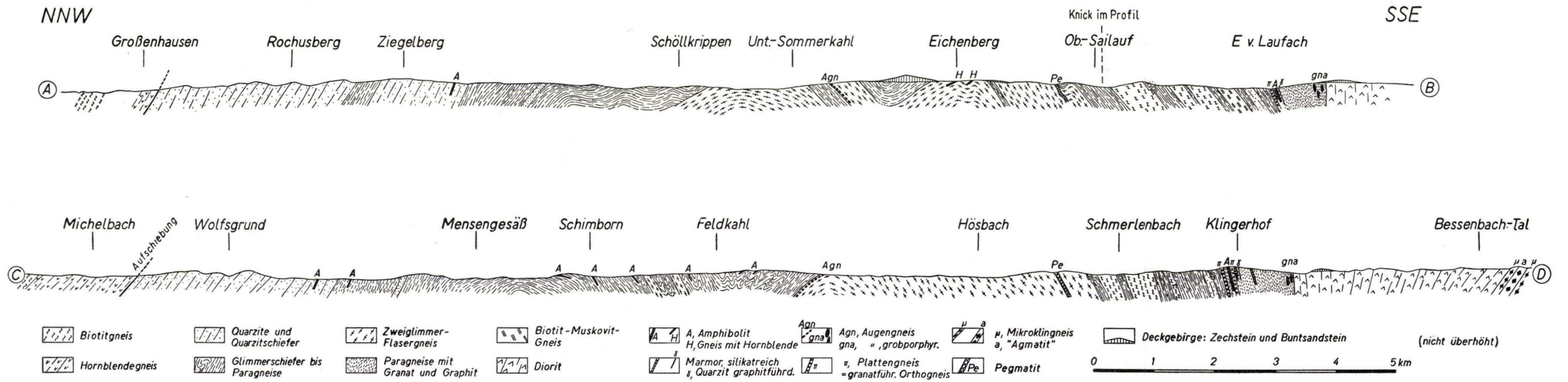


Abb. 3. Zwei Übersichtsprofile durch den Vorpessart nach den Aufnahmen von O. BRAITSCHE, G. GABERT, H. MURAWSKI und W. PLESSMANN, zusammengestellt von H. MURAWSKI.

Schließlich müssen noch die Erscheinungen der Phyllonitisierung und Diaphthorose tektonisch und zeitlich eingeordnet werden, die G. GABERT und S. MATTHES im nördlichen Vorspessart festgestellt haben. S. MATTHES ordnet die mesozonale Kristallisation im mittleren Vorspessart und die phyllonitisch-diaphthoritische Verformung ein und demselben Dislokationszyklus zu. Wenn er damit beide Vorgänge der varistischen Orogenese zuweisen will, so ist dem nur zuzustimmen. Andererseits können wir uns mit dieser Feststellung nicht begnügen, wenn wir den Mechanismus der Tektogenese erfassen und verstehen wollen. Um diesem Ziel näher zu kommen, müssen wir den Ablauf und die Aufeinanderfolge der zu dieser Tektogenese gehörigen Einzelereignisse festzulegen suchen. Dann aber können wir jenen mit leichter Diaphthorose verknüpften Phyllonitisierungsvorgang, der übrigens kaum die Verbreitung hat, die ihm in der Kartenskizze von S. MATTHES zugeschrieben wird, nicht demselben geologischen Prozeß zuschreiben wie die vorangegangene Spessartkristallisation. Diese Vorgänge sind vielmehr ursächlich und zeitlich scharf voneinander zu trennen. Denn die Spessartkristallisation ist das Ergebnis einer starken Temperaturerhöhung, die Phyllonitisierung aber die Folge tektonischer Bewegungen, die die Produkte der Spessartkristallisation deformieren und z. T. rückschreitend umwandeln. Sie stehen im Zusammenhang mit der Überschiebung, die die nördlichen Gneise auf die Quarzitzerie aufgeschoben und diese selbst an die südlich anschließenden Gesteinskomplexe angepreßt haben. Diese tektonischen Bewegungen im nördlichen Vorspessart sind also jünger als die selbst schon spät- bzw. nachtektonische Spessartkristallisation, und sie sind dementsprechend auch tatsächlich jünger als die diese Kristallisation bewirkenden spätrogenen Granite, wie W. PLESSMANN gezeigt hat. Indessen kennen wir solche spätvaristischen Bewegungen gleicher Dislokationstendenz recht genau aus der streichenden südwestlichen Verlängerung des nördlichen Vorspessarts. Es ist die Überschiebung, die das Saarkohlenbecken nach Süden begrenzt und die stefanischen Schichten noch mit erfaßt. Es liegt nahe, die Tektonik gleichen Bewegungssinnes im Vorspessart mit den Bewegungen im Saargebiet in Zusammenhang zu bringen.

Damit ist auch eine gewisse tektonische Verbindung des Vorspessarts nach Westen hergestellt. Im übrigen ist die Tektonik der einzelnen Gebiete des Vorspessarts von meinen Mitarbeitern ausführlich behandelt worden. Um aber einen Überblick über die Gesamttektonik zu vermitteln, hat H. MURAWSKI die Aufnahmeergebnisse der einzelnen Autoren zu zwei Gesamtprofilen zusammengefaßt.

Betrachten wir abschließend noch einmal den Ablauf des geologischen Geschehens im kristallinen Vorspessart, so ergibt sich folgendes Bild:

Im Algonkium wird unter geosynklinalen Bedingungen eine mächtige Sedimentserie von Quarziten, Grauwacken, Tonschiefern, Kalken und Lyditen abgelagert. Ein gleichzeitig stattfindender Geosynklinalvulkanismus liefert Diabase und Quarzkeratophyre. Diese Serie wird offenbar vorkambrisch (assyntisch) gefaltet; ob mit dieser Faltung im Vorspessart eine Metamorphose verbunden war, läßt sich heute nicht mehr mit Sicherheit entscheiden.

Im Kambrium wird eine sehr monotone Quarzit-Grauwacken-Tonschieferserie abgelagert. In Analogie zum Frankenwald und Mittelböhmen bin ich geneigt, die ganze Serie dem Mittelkambrium zuzuweisen, ohne es beweisen zu können; denn trotz der weiten Verbreitung der Staurolithglimmerschiefer und Gneise im

mittleren Vorspessart dürfte ihre Mächtigkeit infolge seichter Faltung nicht sehr groß sein.

Mit dem Ordovizium setzt eine neue Transgression ein und die Ablagerung einer mächtigen Quarzitzerie, die zusammen mit sandigen Schiefen und gering mächtigen Diabasen die Frauenbachquarzite und Phykodenschichten vertreten dürfte.

Am Ende des Silurs dringen granitische Magmen empor und breiten sich offenbar auf der assyntischen Diskordanz besonders aus, teilweise unter Migmatitbildung.

Gegen Ende des Devons setzen starke Krustenbewegungen ein, die alle vorhandenen Gesteine falten und ihnen eine epizonale Dislokationsmetamorphose aufprägen.

Im Zusammenhang mit der varistischen Faltung steigt im südlichen Vorspessart ein intermediäres Magma auf und bildet unter inniger Verzahnung mit dem Nebengestein einen Dioritpluton, während dessen Erstarrung noch merkliche tektonische Bewegungen im Sinne der varistischen Einengung vor sich gehen. Die Umgebung des konkordanten Plutons erfährt eine Injektionsmetamorphose.

Nicht viel später steigt eine Welle der Granitisierung wahrscheinlich in Form einer Migmatitfront empor und löst in den Dachgesteinen eine statische Um- und Rekristallisation aus, die „Spessartkristallisation“, die ihren deutlichsten Ausdruck in den Stauroolithglimmerschiefern bzw. -gneisen des mittleren Vorspessarts findet. Die Migmatitfront selbst ist anscheinend in dem Gebiet zwischen Alzenau und Michelbach aufgeschlossen.

Jünger als die Spessartkristallisation ist die große Überschiebung im nördlichen Vorspessart, die die nördlichste Gneisserie in das Hangende der Quarzitzerie bringt.

### Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E.: Zentralgneisproblem und Regionalmetamorphose. – Geol. Rundsch., **26**, 1935.
- Zur Struktur und Entstehungsgeschichte kristalliner Schiefer. – Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1948.
- Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. – Geol. Rundsch. **41**, 1953.
- Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rundsch., **45**, 1956.
- BIERTHER, W.: Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI) **2**, 1951.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rundsch., **41**, 1953.
- Zur Herkunft der kristallinen Gesteine von Wartenstein im südlichen Hunsrück. – N. Jb. Geol. Pal., Monatshefte, 1954.
- BRAITSCHE, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **13**, 1956.
- Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart. – Ebenda.
- BRINKMANN, R.: Die mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rundsch., **36**, 1948.
- BUBNOFF, S. von: Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. – N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd., **55**, Abt. B, 1926.
- BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 1892.
- DEML, P. M.: Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. – Abh. d. geol. L.-Untersuchung am Bayr. Oberbergamt, **5**, 1931.
- GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 1956.
- GAERTNER, H. R. von: Probleme des Saxothuringikums. – Geol. Jb., **65**, Hannover 1950.

- KEGEL, W.: Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. – Z. deutsch. geol. Ges., **100**, 1948.
- KLEMM, G.: Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart. – Abh. hess. geol. L.-A., **2**, Darmstadt 1895.
- KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. – Min. Petr. Mitt., **51**, 1939.
- KORN, L.: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. – TSCHERMAK's Min. Petr. Mitt. **43**, 1932.
- MATTHES, S.: Die Paragneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, Wiesbaden 1954.
- u. KRÄMER, H.: Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre petrogenetische Stellung. – N. Jb. Min., Abh., **33**, Stuttgart 1955.
- MURAWSKI, H.: Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **13**, 1956.
- NEUMANN, W.: Gefügeuntersuchungen im Ruhlaer Kristallin. – Ber. d. Geol. Ges. in d. DDR., **1**, H. 1, Berlin 1955.
- NÖRING, F. K.: Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, 1951.
- PLESSMANN, W.: Zur Baugeschichte des nordwestlichen kristallinen Spessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **13**, 1956.
- SCHMIDT, W.: Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. – Z. deutsch. geol. Ges. **103**, 1951.
- STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamt-europäischen. – Beih. Geol. Jb., **2**, Hannover 1951.
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. — Geogn. Jahreshfte, **5**, 1892.
- WUNSCH, P.: Gefügeanalytische und gesteinskundliche Untersuchungen im südlichen Vorspessart. – Diss. Heidelberg 1933.

Manuskript eingegangen am 16. 7. 1956.

# Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte

Von

OTTO BRAITSCH, Göttingen

Mit 10 Abbildungen, 9 Tabellen und 18 Gefügediagrammen

## Inhalt

Problemstellung . . . . .	22
I. Teil: Beschreibung . . . . .	23
Übersicht über das Arbeitsgebiet . . . . .	23
A. Metamorpher Altbestand . . . . .	23
1. Ursprünglich polymikte klastische Sedimente . . . . .	24
a) Plattiger Perlgneis . . . . .	24
b) Feinkörnige Granatparagneise . . . . .	25
c) Quarzite . . . . .	26
2. Ursprünglich chemisch-klastische Sedimente und fragliche basische Laven und Tuffe . . . . .	28
a) Marmor . . . . .	28
b) Karbonat - Silikatfelse . . . . .	28
c) Fragliche Vulkanite: Amphibolite . . . . .	30
3. Vordioritische saure Orthogesteine . . . . .	32
a) Plattengneis . . . . .	32
b) Pegmatite . . . . .	35
4. Zweiglimmerschieferserie . . . . .	35
B. Randzone . . . . .	37
1. Biotit-Plagioklasschiefer . . . . .	37
2. Amphibolite . . . . .	41
3. Perlgneise . . . . .	42
4. Augengneise . . . . .	44
5. Quarz-Feldspat-Lagengneise . . . . .	48
C. Plutonischer Kern . . . . .	49
1. Diorit . . . . .	49
2. Lamprophyre . . . . .	51
3. Leukokrate Varietäten . . . . .	52
4. Basische Einlagerungen . . . . .	54
5. Basische Varietäten des Diorits . . . . .	54

II. Teil: Genetische Interpretation . . . . .	55
A. Alterskriterien für die Kristallisationsfolge . . . . .	55
B. Ergebnisse . . . . .	56
III. Teil: Tektonische Analyse . . . . .	59
A. Problemstellung . . . . .	59
B. Methode. . . . .	60
C. Ergebnisse . . . . .	60
Zu den Diagrammen . . . . .	67
Schriftenverzeichnis . . . . .	71

### Problemstellung<sup>1)</sup>

Eine Neukartierung des SW-Teils des kristallinen Vorspessarts sollte eine Grundlage für die stratigraphische Einstufung der metamorphen Sedimente („*gns*“ BÜCKING's) liefern. Das Hauptziel war jedoch eine Gliederung der geologischen Geschichte der kristallinen Gesteine des Gebietes („*Dg*“, „*gns*“) durch rein induktive Feld-, Handstück- und Dünnschliffuntersuchung. Der Abschnitt „Tektonik hochteilbeweglicher Intrusiva“ in B. SANDER's Gefügekunde I (1948, 185) und die Arbeit „A contemplation of time in Plutonism“ von H. H. READ (1949) lenkten die Fragestellung in wichtigen Punkten.

Die vorliegende Arbeit ist eine umgearbeitete Fassung der Dissertation des Verfassers (Göttingen 1952). Die Originalkarte 1:10000 und das Belegmaterial befinden sich im geologischen Institut der Universität Göttingen. Die Arbeit wurde später durch Bestimmung des quantitativen Mineralbestandes von etwa 40 Dünnschliffen ergänzt. Das Belegmaterial hierzu stammt z. T. aus der Sammlung des mineralogischen Instituts. Der Abschnitt über den Plattengneis (S. 32) ist eine gekürzte Fassung eines Vortrags im Festkolloquium anlässlich des 60. Geburtstages von Herrn Professor BEDERKE am 4. Juni 1955.

Herrn Professor BEDERKE danke ich für die Überlassung des Themas und die Förderung der Arbeit, Herrn Dr. MURAWSKI und Herrn Dr. GABERT für zahlreiche Diskussionen im Gelände, Herrn Professor SANDER für mannigfache Anregungen, Herrn Professor LADURNER für die Einführung in die gefügekundliche Methodik, Herrn Dr. KARL für wertvolle tektonische Hinweise.

<sup>1)</sup> Zur genauen Fundortbezeichnung sind die Planquadratwerte nach der topographischen Karte 1:25000, Bl. Haibach in Zehnermetern angegeben (Rechtswert/Hochwert in 4stelligen Ziffern; die auf dem ganzen Blatt konstanten Meridian- bzw. Breiten-Kennziffern sind weggelassen). Zwecks besserer Lesbarkeit des Textes sind stichwortartige Ortsangaben beigelegt.

## I. Teil: Beschreibung Übersicht über das Arbeitsgebiet

H. BÜCKING (1892) unterschied im krist. Vorspessart von Süd nach Nord folgende, ungefähr parallel ENE streichende Serien:

- A 1. Dioritgneis und Granitgneis = „Dg“
- 2. Körnig – streifiger Gneis mit Kalkeinlagerungen = „gns“
- 3. Körnig – flasriger Gneis (Hauptgneis, Körnelgneis)
- B 4. Glimmerreicher schiefriger Gneis
- 5. Quarzit – und Glimmerschiefer
- C Jüngere Gneise des Spessarts (noch gegliedert).

Von diesen Serien wurden die beiden ersten im Westteil ihrer Verbreitung (Blatt Haibach) neu kartiert. Der „körnig-flasrige Gneis“ (Hauptgneis) wurde von THÜRACH (1892) in mehrere Stufen unterteilt, von denen die an den „körnig-streifigen Gneis“ anschließende Serie des „Zweiglimmerigen, glimmerreichen Gneises (=Schweinheimer Stufe)“ THÜRACH's mitbesprochen wird. Abweichend von dem Verfahren der bisherigen Autoren wird im folgenden zunächst der metamorphe Altbestand („gns“ BÜCKING's, einschließlich der „Schweinheimer Stufe“ THÜRACH's) besprochen, danach die stärker umgewandelte sog. „Randzone“ und zuletzt der plutonische Kern (Diorit-Tektonit).

### A. Metamorpher Altbestand

Die folgende Übersicht ist unvollständig, da die Gesteinsserien geradezu durch besondere Variabilität gekennzeichnet sind. Wegen der ungünstigen Aufschlüsse (fast nur Weganschnitte, schmale Wasserrisse an Feldgrenzen) und der Diluvialverhüllung im größeren Teil des Gebietes war eine detaillierte Kartierung nicht möglich. Als Grobgliederung wurde eine Dreiteilung versucht:

- 1. ursprünglich polymikte klastische Sedimente (Arkosen bis Grauwacken) mit geringmächtigen Sandsteineinschaltungen. Sie liegen vor als plattige Perlgnese, feinkörnige Biotitgneise, Graphitquarzite etc. Die rel. selbständige Zweiglimmerschieferserie wird getrennt am Schluß besprochen (unter 4.)
- 2. ursprünglich chemisch-klastische Sedimente und fragliche basische Tuffe und Laven. Sie liegen vor als Marmore, Karbonat-Silikatfelse, Para- und fragliche Orthoamphibolite.
- 3. vordioritische saure Orthogesteine. Sie liegen vor als leptitähnliche, z. T. granulitartige Plattengneise und geschieferte Pegmatite.

Die beiden ersten Gruppen treten nicht scharf getrennt auf, sondern sie können sogar im Handstückbereich wechsellagern.

Wegen der tiefgründigen Verwitterung war vielfach eine petrographische Untersuchung ausgeschlossen.



## 1. Ursprünglich polymikte klastische Sedimente

a) *Plattiger Perlgneis*

(Name von BECKE im Waldviertel eingeführt nach ANGEL 1930, 11) und vom Verf. auf den südlichen Spessart übertragen wegen der charakteristischen rundlichen bis ovalen Plagioklasquerschnitte, die megaskopisch infolge der lagenweisen Anordnung parallel  $s$  auf dem Querbruch perlschnurartig gereiht sind.)

Der Perlgneis, wohl das verbreitetste Gestein des metamorphen Altbestandes, ist ein plattig nach  $s$  spaltender Biotitgneis mit Plagioklas-Knoten ( $An$  27–35, seltener bis 40), die den  $s$ -Flächen den höckerigen Habitus verleihen.

Im einzelnen sind diese Gesteine sehr variabel. Zum allgemeinen Mineralbestand kann Granat in sehr wechselnder Menge kommen, es ergeben sich Übergänge zu *Biotit-Granat-Knotengneisen* und feinkörnigen *Granatparagneisen*. Vielfach treten akzessorisch Graphitschüppchen  $\parallel s$  auf. Ferner finden sich reichlich, meist paralleleingeschaltete, grobkörnige (cm) *Quarz-Feldspat-Lagen*, auch als Linsen und Knauern, z. T. mit Biotit. Diese Quarz-Feldspat-Lagen, die auch vereinzelt Hellglimmerschüppchen

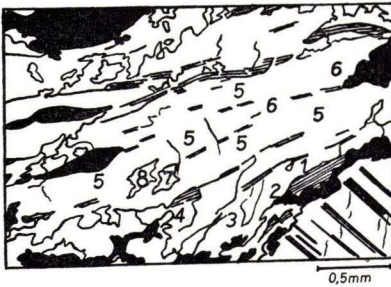


Abb. 1. Auf subparallelen Scherflächen zerlegter Quarz aus einem Perlgneis (N Kirche Grünmorsbach). Auf den Scherflächen liegt Biotit oder linsenartig ausgeschwänzter Feldspat. Gleichzeitig Darstellung der Achsenverteilung zu Abb. 2.

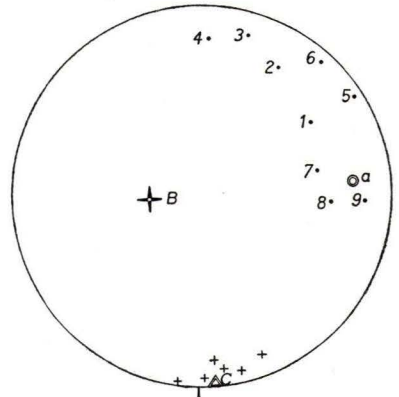


Abb. 2. Punkte = Drehlage der  $Qu-c$ -Achsen in Abb. 1. Kreuze = Lote auf Biotitblättchen auf den Scherflächen durch den Quarz. a, b, c = Gefügekoordinaten des gesamten Schriffes (vgl. D 1).

und immer einen wesentlichen Anteil an Kalifeldspat (der im Grundgewebe als Neubildung zu fehlen scheint) enthalten, können so stark angereichert sein, daß nur noch dünne Plagioklas-Quarz-Biotit-Grundgewebslagen dazwischen übrigbleiben. Diese Restlagen des Grundgewebes scheinen den größten Teil der Teilbewegungen bei der späteren Deformation (s. u.) übernommen zu haben (nach dem megaskopischen Befund). Die Quarz-Feldspat-Lagen sind oft an Scherflächen in Linsen zerlegt und stetig von dem Grundgewebe (mit z. T. geknickten Biotiten) umschmiegt. Bei der allgemeinen Verbreitung und wegen der durchaus inhomogenen und gesetzlosen Verteilung im Kleinbereich ist eine Darstellung der verschiedenen Varietäten in der Karte nicht möglich.

Von dem wichtigsten Typ ist in Tab. 3 (Nr. 6–8) von 3 Vertretern der quantitative Mineralbestand aufgeführt. In der zum Vergleich aufgenommenen Analyse von DEML

(1931), Nr. 9, werden 9% Kalifeldspat angegeben; jedoch ist nicht ersichtlich, ob dieser Kalifeldspat aus dem Grundgewebe oder aus hellen Quarz-Feldspat-Lagen stammt.

Faltung wurde nur in einem (komplizierten) Fall (S. 66) beobachtet.

KOCH (1939) beschreibt weitgehend entsprechende Perlgnese im nordwestlichen Thüringer Wald als „Biotit-Plagioklas-Körnlgneis“ (S. 70), die grobklagig struierten als „grob- augig – blastomylonitische Mischgnese“ (S. 75). KOCH's Anschliffbilder (Fig. 25 und 27) können auch für die Typen des südl. Spessarts zur Illustration dienen.

Die Variabilität der Perlgnese beruht z. T. auf den unterschiedlichen Graden der postkristallinen Deformation. So liegen ehemalige Plagioklas-Granatknottengneise am Hirschbach (1674/3627) als diaphthoritische Mylonite vor. Man erkennt in mehreren Fällen ehemaligen Granat, der aber bereits fast völlig chloritisiert ist; im gleichen Aufschluß sind die gleichen Gesteine an anderen Stellen bereits so stark durchbewegt, daß reliktsicher Granat nicht mehr erkennbar ist. Die Gesteine sind in wechselnd große Linsen und Flatschen zerlegt (ohne straffes Parallelgefüge) mit starker Grünfärbung auf den Bewegungsbahnen (=mechanisch-chemische Deformation mit Chloritneubildung, hier im wesentlichen auf Kosten von Granat).

U. d. M. fällt das inhomogene Gefüge auf: Große (—5 mm), längliche, z.T. auch isometrische Plagioklase (*An* 27–40) liegen mit der Längserstreckung subparallel als Inseln (z. T. mit schwach gebogenen Zwillingslamellen, z. T. mit Rupturen) in ein Parallelgefüge von feinkörnigem Biotit- und Quarz-Mörtel eingebettet.

*Biotit-Teilgefüge*: *s*-Tektonit mit angedeutetem *ac*-Gürtel. *Quarz*: erkennbarer *ac*-Gürtel mit 2 zu *s* symmetrischen Maxima; Gefüge deutbar als *s*-Tektonit mit Quarzmaximum II (SANDER 1950, 363), da die Quarze als rekristallisierter Mörtel oder zusammen mit Biotit Verteilungsgruppen parallel *s* = *ab* bilden, wobei die *s*-Flächen an den relativ starren, unzersetzten Plagioklasen gewölbt sind.

Abb. 1 und 2 zeigen aus dem gleichen Dünnschliff ein Einzelbeispiel eines zersetzten „Lagenquarzes“ (SANDER 1912, 231), der in einer Mörtelzone parallel *s* liegt, wobei auch die auf den Scherflächen innerhalb des Quarzes liegenden Biotite in *c* des Gesamtgefüges liegen. Die Scherflächen liegen bezüglich der Kornbereiche 5 und 6 in der Nähe der Quarz-Rhomboiderfläche, was für die angenommene Quarzregel spricht.

#### b) Feinkörnige Granat-Paragneise

Von den Perlgneseis und mit ihnen wechsellagernd führen durch Abnahme der Plagioklasknoten Übergänge zu feinkörnigen (—mm) Paragneisen. Sie zeigen meist rötliche bis braune, rel. bunte Farben. Abgesehen von den Plagioklas-Knoten zeigen sie den gleichen Mineralbestand wie die Perlgnese und eine große Variationsbreite bis zu Quarziten und feinkörnigen Biotitgneisen. Paragneise mit ausgesprochener Vormacht an primärem (allotigenem) Feldspat wurden nicht festgestellt; glimmerreiche Schiefer nur selten. In einem Vorkommen bei Laufach (Bl. Schöllkrippen 2231/4248) ist grobschuppiger Graphit stark angereichert (vgl. THÜRACH 1892, 77). Tonerdeüberschußminerale (Andalusit, Disthen, Staurolith, Cordierit) wurden noch nicht gefunden.

Allerdings liegen fast keine mikroskopischen Untersuchungen vor. Disthen wird von BÜCKING (1892) von Keilberg angegeben.

Vereinzelt wurden Stücke mit Faltung gefunden. Die Spuren der postkristallinen Deformation sind als Teilbewegung zur Faltung sicher nicht ausreichend, woraus auf eine ältere, vorkristalline Tektonik geschlossen werden muß.

Als Ausgangsgesteine der Perlgneise und der Granatparagneise kommen detritisch-klastische Sedimente, etwa *tonreiche Grauwacken* bis Arkosen in Betracht, die wegen des Graphitgehaltes z. T. schwach bituminös bzw. kohlig gewesen sein können.

### c) Quarzite

Als Einschaltungen in den Perlgneisen und durch Übergänge mit ihnen und anderen Paragneisen verbunden treten wenige-cm-mächtige, quarzitische Lagen auf, aber kaum jemals rein, sondern immer mit etwas (sowohl primärem als neugebildetem) Feldspat, Glimmer und oxydischem Fe-Erz (vielfach sekundär) durchsetzt. Nach den bisherigen Beobachtungen fehlen sie in der später besprochenen „Randzone“ am Diorit.

#### Gefüge:

Die quarzitischen Typen, einschließlich der Graphitquarzite sind ähnlich den Perlgneisen gewöhnlich deutlich ausgeprägte *s*-Tektonite, deren Regel (D2, D3, D4) aus den gleichen Gründen wie beim Perlgneis als Maximum II (z. T. Maximum IV) aufgefaßt wird. Von *s* abweichende Verteilungsgruppen sind selten und meist auf lokale Inhomogenitäten beschränkt. Das Gefüge ist meist deutlich monoklin, was für Scherungs-*s* (durch vorwiegend einscharige Zerschierung nach der Quarz-Rhomboederfläche ?) spricht.

Unter den Quarziten relativ selten, aber charakteristisch sind graphitführende Quarzite, die, wie die Graphitführung überhaupt, zuerst von THÜRACH festgestellt wurden. Die Mehrzahl enthält noch reichlich Glimmer und Feldspat (Übergangstypen zu den Perlgneisen und feinkörnigen Paragneisen). Nur einige auffällige, reine Typen wurden näher untersucht.

α) Grobquarzit, 0,8–2 mm Korngröße, meist milchighell, oft im Querbruch gebändert. Graphitschuppen auf *s* erreichen 2 mm Durchmesser. Typ. Vorkommen: Schmaleberg 1740/3706.

β) Feinquarzit, 0,2–0,5 mm Korngröße, gut spaltend nach *s* oder Klüften senkrecht *s*, daher meist ebenflächige, kantige Handstücke mit feiner Streifung parallel *s* auf dem Querbruch.

Typ. Vorkommen: Hirschbach 1634/3669.

Grob- und Feinquarzit können im Handstück wechsellagern.

γ) Feinquarzit mit langen Putzen (—10 cm) von graphitführenden, angewittert stark kavernösen Grüngesteinen.

Typ. Vorkommen: Keilberg 1810/3763.

U.d.M.: Die geometrische Analyse eines Feinquarzits ergab:

Hdst. 142)	Quarz	Graphit	Feldspat (kaolinis.)	Biotit	Apatit
%	90	4–5	2	1,5	1,5

Der Quarz schwankt in der Korngröße; in einer gleichmäßig körnigen Zwischenmasse liegen immer wieder vereinzelt Großquarze (– 6 mm Längsdurchmesser), die fast frei von Graphit-*si* sind. Die Korngestalt variiert; die Großquarze sind gewöhnlich gelängt parallel *s* (wobei die Quarz-*c*-Achse oft schräg zur Längserstreckung liegt), häufig sind isometrische Körner mit stark zergliederten Rändern. Die Körner sind meist stark undulös, zeigen gewöhnlich verheilte Rupturen (auch lamellenartig, mit  $22 \pm 4^\circ$  zwischen Lamellenlot und [0001] und immer Pigment- bzw. Porenzüge.

*Graphit*: Schuppen – 1 mm, meist deutlich parallel *s* geregelt, auch lagenweise parallel *s* angereichert, oft geknickt, z. T. zerschert, von Quarz häufig umschlossen (*si* parallel *se*), oft zwischen aufgeblättertem Biotit. In anderen Fällen ist die Regel parallel *s* undeutlich, eine leichte Wellung der *s*-Flächen jedoch noch erkennbar.

*Biotit*: Gefügeregel und Verteilung wie Graphit; oft zerrissen, aufgeblättert und mit Graphit und oxyd. Erz gestopft.

*Apatit*: säulig, –0,2 mm, Prismenzone parallel *s* geregelt (? passiv nach der Korngestalt), lagenweise manchmal angereichert, sonst nur zerstreute Einzelkörner oder fehlend; z. T. mechanisch zerpreßt.

*Hellglimmer*: selten, blättrig parallel *s*.

*Feldspat*: im Grundgewebe als lang linsenförmige, stark zersetzte Flatschen, auch von Quarz umschlossen.

Die Varietät mit den *grünen Putzen* (oben unter  $\gamma$ ) ist ein normaler Feinquarzit, lagenweise fast graphitfrei und dann extrem scharf geregelt, mit sehr wenig Feldspat und Biotit. Die Putzen sind in *s* lang ausgezogen, maximal 10 cm lang, 1,5 cm dick. Sie bestehen hauptsächlich aus Muskowit-Pseudomorphosen nach nicht mehr erhaltenen Mineralen und sehr hakigem Graphit; sie sind ziemlich stark durch Eisenhydrozyd imprägniert; Quarz tritt auf in einzelnen Körnern, Biotit (pleochroitisch in Grün, bereits Delessit-ähnlich) ist selten, zwischen Graphitschuppen auch sphärolithisch. Im Zwickel des Putzens liegen einige Klinozoisite in einer Zeile angeordnet. Nicht zum primären Bestand der Knollen gehören wenig Quarz und Feldspat in Rissen.

Die Putzen erinnern äußerlich an bestimmte Karbonat-Silikatfelse. Infolge ihrer größeren Starrheit wurden sie bei der Deformation der nachgiebigeren Umgebung gelangt und zerrissen. Sie können kaum als Fremdgerölle oder vulkanische Auswürflinge, sondern höchstens als ehemalige Geoden erklärt werden. Viel wahrscheinlicher ist demgegenüber die Auffassung als *tektonische Gerölle*, d. h. als Einknetungen ehemaliger Nachbargesteine bei der intensiven Verformung. Für das Vorkommen größerer tektonischer Einschaltungen werden noch weitere Beispiele (S. 30) geschildert.

Die Graphitquarzite zeigen den *gleichen Metamorphosegrad* wie die Perlgneise, was aus der häufigen Durchdringung mit Quarz-Feldspat-Lagen parallel *s* oder schief zu *s* schon folgt. Sie gehören also sicher in den vormetamorphen Stoffbestand der Serie, obwohl sie innerhalb der Serie auf Grund leichterer Verformbarkeit mechanisch verschoben sein können.

Als Ausgangsgestein der Graphitquarzite kommen *Kieselschiefer* bzw. *kieselige Grauwacken* in Betracht. Da Kieselschiefer in der Zusammensetzung sehr variieren und auch mit Grauwacken- und Tuffbänkchen wechsellagern können<sup>1)</sup>, sind primäre Korngrößenunterschiede kein Gegenargument. Lagenweise Anreicherung von Apatit findet man auch in sicheren „Metakieselschiefern“, z. B. in den Sudeten, wie ein Vergleichsschliff zeigte, den mir Herr Professor Bederke dankenswerterweise überließ. Apatit-Lagen sollen im Naab-Kristallin für gotlandische Kieselschiefer charakteristisch sein (VOLL, mündl. Mitteilung). Dort handelt es sich aber um tektonische Einschupungen.

Der Graphit ist relativ leicht mobilisierbar, da er auch riß- und klufftfüllend auftritt. Sein Fehlen im stärker mobilisierten Kontaktbereich („Randzone“) kann sekundär durch Instabilität des Graphits in dieser Zone zustande gekommen sein.

Die typischen Graphitquarzite dürfen wegen ihrer Seltenheit als stratigraphische Indikatoren nicht überbewertet werden. Als tektonische Leitelemente scheiden sie schon wegen ihrer leichteren Verformbarkeit aus.

<sup>1)</sup> Für die Diskussion dieser Frage an Hand von Kieselschieferdünnschliffen danke ich Herrn Professor CORRENS.

## 2. Ursprünglich chemisch-klastische Sedimente und fragl. basische Laven und Tuffe

### a) *Marmor*

Je nach Art und Menge der beigemengten Silikate sind die Marmore äußerlich sehr variabel, öfters auch gebändert (kristalline Abbildung einer sedimentären *Feinschichtung*, vgl. MOSEBACH 1934b). In den mächtigeren Vorkommen (Gailbacher Str., Klingerhof) treten aber auch einige  $\frac{1}{2}$  m dicke Bänke grobspätigen, fast reinen Marmors auf. Fast alle von THÜRACH angegebenen Vorkommen sind heute noch auffindbar, ferner wurden wenige neue festgestellt (s. Karte).

Eine Bänderung entsteht mindestens in Einzelfällen auch durch diskrete Zerschering || s mit anschließender Neubildung von Grammatit von den Rupturen aus. Auf den eigentlichen Scherflächen bildet sich ein jüngerer Calcit.

Petrographisch wurden sie nicht näher untersucht; Angaben über die Komponenten s. BÜCKING 1892, THÜRACH 1892, DEML 1931, MOSEBACH 1934b. Mineralfaziell unwahrscheinlich erscheint die Angabe von Wollastonit in Klüften bei DEML (S. 21). Eine nähere Untersuchung ist beabsichtigt.

Graphit als Beimengung fehlt nach bisherigen Beobachtungen vollständig. Blauer Spinell von  $\frac{1}{2}$  cm Größe (Gitterkonstante  $a_0 = 8,095 \pm 0,005 \text{ \AA}$ ) wurde neben paragasitischer Hornblende am Neuwiesenbach (1387/3521) im Haldenmaterial gefunden.

Die Mächtigkeiten schwanken stark, erreichen max. 24 m (Gailbacher Str.), allerdings mit einzelnen Schiefereinschaltungen. Tektonisches Auskeilen scheint häufig zu sein. Im Verband mit den Marmoren treten normalerweise feinkörnige Biotit-Hornblende-Gneise bzw. -Schiefer auf, sog. „Marmorbegleitschiefer“, immer weitgehend verwittert (ockergelb-braun). Sie gehen über in gebänderte Karbonat-Silikatfelse und wurden mit diesen zusammengefaßt.

*Gefüge:* (D 5). s-Tektonit mit angedeutetem *ac*-Gürtel. Ein weiteres Diagramm findet sich bei DEML 1931, Tafel X, Abb. 13, 14. Wahrscheinlich sind die Marmore mehrfach geprägt und kristallisiert, denn es lassen sich nach der Ausbildung mehrere Calcit-Generationen trennen.

Die *geologische Altersbestimmung* „Devonischer Kalk“ (MOSEBACH 1934b), die von der petrographischen Ausbildung allein ausgeht, und DEMLS Angabe 1931 „Mittl. Oberdevon“ (versehentlich statt Ob. Mitteldevon der angegebenen Quelle, RÜGER 1928, 66) ist unbeweisbar.

### b) *Karbonat-Silikatfelse*

Sie sind in der Zusammensetzung mit die variabelsten Gesteine. Alle Grade der „Verdünnung“ mit klastischen Komponenten treten auf.

Allen Varianten gemeinsam ist das relativ feine Korn ( $\approx 1$  mm); sie zeichnen sich frisch durch intensive, vorwiegend grüne Farben aus. Die Abgrenzung gegen die fraglichen Orthoamphibolite (s. u.) ist in verschiedenen Fällen nicht möglich, zumal sie eng neben- bzw. übereinander auftreten. Zur Erkennung der Paraamphibolite wurde als (nicht sicher hinreichendes) Kriterium eine megaskopisch erkennbare stoffliche Inhomogenität (Quarzlagen etc.) benutzt.

Einen rohen Anhaltspunkt für die Zusammensetzung bieten die in Tab. 1 angeführten Modalanalysen (Nr. 1–3). Die beiden letzten Analysen (Nr. 4, 5) gehören zu den pyroxenführenden Amphiboliten (s. S. 31).

Varietäten u. d. M.:

Pyroxengneis. (Vgl. THÜRACH 1892, 80; Wollastonit bis jetzt nicht beobachtet und mineralfaziell unwahrscheinlich.) Bezeichnendes Mineral: Diopsidischer Pyroxen (isometrisch, z. T. verzwillingt, auch polysynthetisch, z. T. zu chlorit- oder serpentinähnlicher Substanz umgewandelt) in wechselnder Menge. Daneben kann Hornblende auftreten. Plagioklas ist meist vorhanden, Quarz in Lagen oder linsenförmigen, kleinkörnigen, getregeten Aggregaten. Akzessorisch erscheint gewöhnlich Titanit, seltener Apatit.

Andere Varietäten von Pyroxengneis (N Kirche Grünmorsbach) führen neben diopsidischem Pyroxen, vereinzelt Quarzlagen, wenig Karbonat in diopsidreichen Lagen, als Hauptkomponente ein serpentinähnliches Mineral.

Tabelle 1: Pyroxengneise

	1	2	3	4	5
Handstück	32	619	259a	16a <sup>4)</sup>	254
Fundort	W Klinger- hof 1660/3699	Elterwald 1402/3567	S Fußberg 1321/3509	W Klinger- hof 1652/3694	Elterwald 1358/3570
Plagioklas	31,4	46,6	54,6	58,0	58,9
(An-Gehalt)	(35–50)	(40–50)	(40–45)	(37)	(35–41)
Kalifeldspat	3,2	14,1	0,5	0,1	—
Quarz	51,3	4,2	18,2	—	—
Hornblende	5,6	0,7	6,3	14,4	16,5
Pyroxen	7,3	31,1 <sup>1)</sup>	17,6	21,1	9,6
Titanit	0,5	1,8	1,4	5,1	7,4
Calcit (sekundär)	—	—	—	0,2	—
Pseudomorphosen nach Plagioklas	0,5	—	—	—	—
Zirkon	—	—	—	0,2	—
Apatit	0,2	0,4	0,2	0,7	1,1
Erz	—	0,4	0,5	0,2	6,5 <sup>5)</sup>
Klinozoisit	—	0,7 <sup>2)</sup>	—	—	—
Skapolith	—	—	0,7 <sup>3)</sup>	—	—
Kornzahl <sup>6)</sup>	100,0 1402	100,0 1794	100,0 1694	100,0 1212	100,0 1264

<sup>1)</sup> Davon 0,2% zersetzt.

<sup>2)</sup> Meist an das oxyd. Erz angewachsen.

<sup>3)</sup> In einer dünnen, auskeilenden Lage; pseudomorph nach Feldspat.

<sup>4)</sup> Enthält eine Mikroklin-reiche Lage || s; große, ausgeschwänzte Körner. Diese Lage nicht mitgezählt.

<sup>5)</sup> Oft von Titanit umgeben oder daran angrenzend.

<sup>6)</sup> Bestimmung der Vol.-% (in Tab. 1–7) nach dem Punktausählverfahren von GLAGOLEV (s. CHAYES, F. Am. Mineralogist 34, 1–11, 1949). Abstand der gezählten Punkte 0,13 mm auf parallelen Meßgeraden  $\perp$  s. Abstände der Meßgeraden je nach Schliffgröße, meist 2 mm. Es handelt sich nur um rohe Schätzwerte, da die Streuung zwischen verschiedenen Handstücken bzw. Schliffen noch nicht kontrolliert ist. Die herausgegriffenen Proben vertreten z. T. verschiedene Typen (in Tab. 1, 3 und 7) einer größeren Gruppe. Die Dezimale entspricht lediglich der Meßgenauigkeit, ist aber nicht repräsentativ für den wahren Mittelwert.

Häufig sind schief und quer durchsetzende Risse in diesen Gesteinen, verheilt mit grobkörnigen (bis 1 cm) Quarz-Feldspat-Füllungen (z. T. glimmerführend). Ausführliche Beschreibung s. THÜRACH 1892, 82 (hinsichtlich der Häufigkeit widersprechend zu S. 85).

Ferner tritt ein *Karbonat-Silikatfels* mit Pyroxen, Granat und *Skapolith*<sup>1)</sup> auf, mit Pyroxeninterngefügen sowohl in Granat als in Skapolith (Abb. 3).

Der Skapolith wurde später noch in einem anderen Pyroxengneis ohne Granat mit reichlich Quarz (Tab. I, Nr. 3) in einer dünnen, auskeilenden Lage  $\parallel$  s festgestellt. Hier ist er eventuell pseudomorph nach Plagioklas entstanden. Der Skapolith kann also kein rein zufälliges Mineral sein, und man darf bei näherer Untersuchung der Kalksilikatgneise mit weiteren Funden rechnen.

Andere Paraamphibolite (z. T. fraglich).

1. Hier anzuschließen sind Gesteine, die fast ausschließlich aus *Hornblende* bestehen. Eine große, unsymmetrisch linsenförmige Scholle (1,3  $\times$  1,8 m) ist im Stbr. Keilberg (1809/3757) in bauchig unebenflächige plattige Perlgnese eingeschichtet. Die Hornblendensind megaskopisch wirr stenglig verfilzt, —5 mm, blaßgrün. Ferner findet sich im gleichen Aufschluß eine kleinere Linse eines parallel struierten, grobkörnigen Feldspat-Hornblende-Biotit-Gesteins (? Diorit-schiefer) mit fraglichem, kleinem Granat (0,5 mm). (Noch nicht weiter untersucht.) Der geologische Verband kennzeichnet diese Linsen als tektonische Einschaltungen, und man muß daraus auf beträchtliche Relativbewegungen  $\parallel$  s in den Perlgnesen schließen.

2. Ein Gestein ähnlicher Ausbildung, allerdings nur als Lesestein, fand sich im Neuwiesenbach (1412/3540).

Als Ausgangsgestein der Pyroxengneise kommen je nach der Menge der klastischen Komponenten dolomitische *Mergel* bis Sandsteine in Betracht (Analysen fehlen!). Sie stellen z. T. vielleicht fazielle Vertretungen der Marmore dar. Die Diopsidführung tritt in der Nähe von primär CaO-reichen Gesteinen auf.

### c) *Fragliche Vulkanite: Amphibolite*

Nach der Zusammensetzung sind 2 Typen zu unterscheiden, die aber sogar im Handstückbereich wechseln.

<sup>1)</sup> Inzwischen näher beschrieben durch den Verfasser (Tsch. Min. Petr. Mitt. 3. F 4 [1954] 65–74). Nach Abschluß der Arbeit wurden noch die Gitterkonstanten des Skapoliths aus einer Pulveraufnahme nach der asymmetrischen Methode ermittelt:

$$a = 17,31 \text{ \AA} \text{ (andere Aufstellung: } a = 12,24 \text{ \AA)}$$

$$c = 7,58 \text{ \AA}$$

$$c/a = 0,438.$$

Sie sprechen für einen hohen Karbonatanteil im Skapolith.

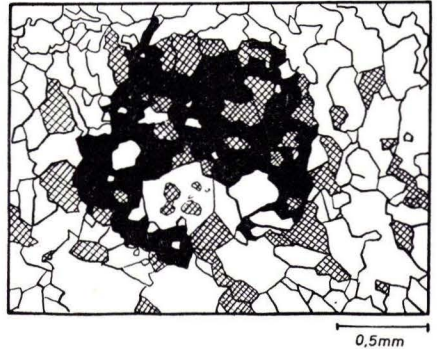


Abb. 3. Granat (schwarz) umschließt diopsid. Pyroxen (schraffiert) und örtlich Skapolith (weiß). Der (nicht vollständig) eingeschlossene Skapolith enthält selbst idiomorphe Pyroxeneinschlüsse. Karbonat-Silikatfels, Elterwald (1405/3563).

*Normale Amphibolite* mit Hornblende und Plagioklas (*An* 30–45). Die Plagioklase sind oft fast vollständig gefüllt mit Serizitbüscheln und untergeordnet mit Mikrolithen der Klinoisitgruppe. Häufig ist ein Lagenbau parallel *s* aus vorwiegend dunklen und hellen Komponenten vorhanden. In den hornblendereichen Lagen ist oft reichlich Titanit und oxydisches Erz eingeschaltet oder lagenweise angereichert, ferner wurde Pennin (? pseudomorph nach Biotit) beobachtet.

*Gefüge*: Oft ist eine Regel von [001] der Hornblende parallel *B* auf *s* sichtbar; dieses Gefüge ist vorkristallin bzgl. Hornblende und Plagioklas (Kristallisation I, s. u.). Die Spuren der postkristallinen Deformation reichen nicht als Teilbewegung zu dieser *B*-achsialen Prägung aus.

Der Titanit ist deutlich formgeregelt (spindelförmige Querschnitte parallel *s*, z. T. mit wohlausgebildeten Druckzwillingslamellen).

### *Pyroxenreiche Lagen:*

Diese treten oft im Handstückbereich in Wechsellagerung mit normalen Amphiboliten auf (z. B. bei Schweinheim 1261/3527). Der diopsidische Pyroxen kann bis  $\frac{1}{4}$  der Komponenten ausmachen. Hornblende, in der Menge stark schwankend, tritt oft lagenweise parallel *s* hinzu. In den pyroxenreichen Lagen ist vielfach oxydisches Erz und Titanit angereichert. Manchmal ist lagenweise reichlich Epidot vorhanden, anscheinend auf Kosten von Pyroxen; es fehlen hier aber eindeutige Kriterien zur Einordnung in Kristallisation II (s. u.).

In Tab. 1 Nr. 4, 5 sind zwei Beispiele aufgenommen. Diese lassen keinen Wechsel zwischen hornblende- und pyroxenreichen Lagen erkennen. In beiden ist der hohe Titanitgehalt bei überdurchschnittlichem Apatitgehalt, in Nr. 5 auch der hohe Erzgehalt hervorzuheben. Der Titanit ist fast immer idiomorph (Briefcouvertform) und mit dem längsten Durchmesser scharf parallel *s* orientiert.

In einem solchen Pyroxengneis wurde eine langlinsenförmige, rel. grobkörnige Knolle aus fast ausschließlich diopsidischem Pyroxen ( $2V\gamma = 62^\circ$ ,  $c/\gamma = 44^\circ$ ) gefunden, der mit vereinzelt kleinen Hornblendefetzen durchsetzt ist. Die Knolle enthält außerdem ein deutlich geregeltes Aggregat von Apatitkörnern. Diese Knauer ist wohl als metamorphe Neubildung (Konkretion) aus dem Stoffbestand des Nebengesteins aufzufassen.

In allen (Para- und fraglichen Ortho-)Amphiboliten sind häufig *Quarz-Feldspat-Lagen* parallel und quer eingeschaltet (THÜRACH's grobkristalline Ausscheidungen). Bei den parallel eingeschalteten ergeben sich mitunter im Handstück von den „Plattengneisen“ (S. 32) nicht unterscheidbare Typen. In anderen Fällen sind es aber deutlich pegmatitoide, grobkörnige Feldspat-Hornblendelagen mit wenig Quarz, stark vorherrschendem Feldspat (Plagioklas und Kalifeldspat). Bei allen Amphiboliten überwiegen aber die amphibolitischen Altbestände bei weitem über die hellen Einlagerungen.

Abgesehen von dem Wechsel Pyroxen-Hornblende sind die Amphibolite stofflich recht gleichförmig, auch einheitlich in der Korngröße. Aber von den pyroxenführenden Hornblendegesteinen scheinen durch zunehmende Quarzeinlagerung Übergänge zu den sicheren Paraamphiboliten zu bestehen.

Diskussion des Ausgangsgesteins der Amphibolite: Deutbare Relikte des Vorgängers fehlen. Zwar könnte der Feinlagenbau auf eine primäre, kristallin abgebildete Inhomogenität (Feinschichtung) weisen, aber der Einfluß der vorkristallinen Zer-



scherung  $\parallel s$  mit mechanischer und molekularer Differentiation, besonders bei den flasrigen, stark zermürbten (leider petrographisch nicht mehr untersuchbaren), parallel eingeschalteten Hornblendeschiefern ist nicht bekannt. Allerdings treten auch sichere Karbonat-Silikat-Felse, am Fußberg nach THÜRACH (1892, 81) sogar eine Marmorlinie (entsprechendes Vorkommen in der Nähe 1256/3529, allerdings in unsicherem Verband) neben den Amphiboliten auf. Aber die stoffliche Homogenität im Gegensatz zu den Karbonat-Silikat-Felsen im gleichen Niveau der kristallinen Mobilisation, ferner die reichliche Erz- und Titanitführung weisen eher auf ein magmatisches Ausgangsgestein. Mit Vorbehalt wird also ein basisches Ergußgestein, evtl. mit Tuffen (quarzführende Lagen) als Vorgänger vermutet.

Die Deutung der normalen Amphibolite als magmatische Gesteine erklärt am ehesten die starken Mächtigkeitsänderungen (s. Karte, Schichten steil gestellt), wobei allerdings (bei den heutigen Aufschlußverhältnissen unkontrollierbare) tektonische Einflüsse beteiligt sein dürften.

### 3. Vordioritische saure Orthogesteine

#### a) *Plattengneis* (vgl. THÜRACH 1892, 78).

Genetisch ebenfalls mehrdeutig sind die (wegen ihrer ausgeprägten Teilbarkeit in ebene Platten) sog. „Plattengneise“, die besonders im Nordteil der Schieferserie typisch entwickelt sind und dort auskartiert wurden<sup>1)</sup>. Andere körnig-flaserige Varietäten, deren Äquivalenz mit den Plattengneisen noch nicht erwiesen ist, wurden vorerst nicht eingezeichnet (auf der Manuskriptkarte z. T. ausgeschieden). Eventuelle genetische Beziehungen zu den „Lagengneisen“ (S. 48) sind unklar. Die Mächtigkeit beträgt wenige m, in Aufschlüssen selten mehr als 5 m.

Der *Mineralbestand* ist granitähnlich (vgl. Tab. 2). Die Quarze sind meist lagenweise  $\parallel s$  angeordnet und auf dem Querbruch als feine Streifen von 0,1–0,4 mm Dicke sichtbar; die Lagen bestehen aus stark  $\parallel a$  gelängten Einzelkörnern (wie in Granuliten) oder häufiger aus langgestreckten Körneraggregaten von verschiedenen orientierten Einzelkörnern. Die Feldspate, vorherrschend feinkörniger Kalifeldspat mit unregelmäßig verzahnten Korngrenzen neben einzelnen Großkörnern, z. T. mit reichlich Perthit in einer randparallelen Zone, ferner Plagioklas (*An* 20–30), liegen als diskrete Lagen zwischen den Quarzlagen, meist getrennt durch kleine Biotit-Schüppchen, die oft noch Spuren postkristalliner Deformation zeigen. Trotzdem ist es unwahrscheinlich, daß diese Deformation mit der Deformation des Diorits (s. u.) zeitlich zusammenfällt.

Schon während der Kartierung wurde nun auch auf extreme Varianten des Plattengneises geachtet, um evtl. hieraus einen Hinweis auf die petrologische Stellung zu gewinnen. Die häufigste Variante ist ein *flasriger*, glimmerarmer und z. T. glimmerfreier Gneis (Tab. 2, Nr. 2), dessen Flaserung durch die Mikroklinlinsen bedingt ist;

<sup>1)</sup> Es muß aber betont werden, daß relativ helle Quarz-Feldspat-Glimmergesteine in der Paragneisserie eine große Rolle spielen (vgl. auch GT, S. 43). Sie treten in mehreren Texturvarietäten und in verschiedenen Korngrößen auf. Eine Auskartierung gelang nur beim Plattengneis, was aber nicht besagt, daß dieser etwa häufiger wäre als andere Typen. Die für eine fruchtbare Weiterarbeit im Felde notwendigen petrographischen Vorarbeiten konnten im Rahmen der bisherigen Untersuchungen nicht durchgeführt werden.

diese Linsen sind meist nur  $\frac{1}{2}$ –1 cm lang, z. T. aber –2 cm. Meist sind diese Gesteine granatfrei. Nur ein Handstück dieser Varietät mit reichlichem *Granat* ohne Biotit wurde gefunden (Tab. 2, Nr. 3). Dieser Granat enthält reichlich rundliche Quarzeinschlüsse, sehr im Gegensatz zu dem scheibenförmigen Quarz im Grundgewebe. Das Interngefüge im Granat läßt mit dem Gipsblättchen keine Regelung erkennen im Gegensatz zum Externgefüge. Die Plättung der Externquarze und ihre Regelung ist also jünger als die Granatkristallisation.

Tabelle 2: Plattengneise (granulitartig)

Handstück Fundort	1 164 Geiersberg	2 468a W Klingerhof	3 185 NE Grünmors- bach	4 730 Elterwald
	1761/3761	1641/3691	1558/3643	1395/3569
Mikroklin	27,3	50,5	43,7	32,8
Plagioklas (An-Gehalt)	34,6	22,4 (13–17)	27,1 (10–15)	18,8
Quarz	31,9	24,9	22,6	37,3
Biotit	6,2	0,7	0,1	8,0
Granat	—	—	6,1 (— 0,8 Ri)	1,0
Sillimanit	—	—	—	1,8
Apatit	+	0,2	+	+ (+ Zirkon)
Erz	+	1,3	0,4	0,3
Gesamtkornzahl	100,0 931	100,0 1696	100,0 1362	100,0 1287

Einen weiteren Sonderfall stellt ein sonst normaler Plattengneis dar mit ausgeprägten Quarz-Scheiben, die aber als charakteristisches Tonerdesilikat reichlich *Sillimanit* führen (Tab. 2, Nr. 4). Die dünnen Sillimanitstengel (–1,5 mm, meist etwa 0,1–0,5 mm lang, idiomorphe Querschnitte) sind mit guter Parallelorientierung in den Quarzscheiben (1, höchstens 2 mm dick, aber oft > 5 cm im Durchmesser, aus gelängten, verzahnten Einzelkörnern) eingewachsen, sie stehen nirgends mit der Längsachse senkrecht zur *s*-Fläche, und in den getroffenen Querschnitten liegt (010) meist gut  $\parallel$  *s*. Eine Vorzugsrichtung der Stengel in der *s*-Fläche scheint ebenfalls vorzuliegen, ist aber noch nicht näher untersucht. In den biotitführenden Feldspat-Quarz-Lagen, die den größten Teil des Gesteins einnehmen, fehlt der Sillimanit.

Das Gestein enthält ferner in geringer Menge almandinreichen Granat, der nach Betrachtung mit der Lupe hauptsächlich das Rhombendodekaeder zeigt und anscheinend einschlußarm ist. Der Granat kommt sowohl in den biotitführenden Lagen als auch in den sillimanitreichen Quarzscheiben vor, ist allerdings im vorhandenen Dünnschliff nicht getroffen.

Die angeführten Merkmale der extremen Varietäten weisen also auf wasserarme bzw. -freie Mineralparagenesen und im letzten Beispiel auch auf Tonerdeüberschuß. Solche Paragenesen beherrschen die *Granulitfacies*. Dennoch wurde die *Granulitfacies* noch nicht voll erreicht, wenn man von den mineralfaciellen Kriterien ESKOLA's 1952 ausgeht.

Der almandinreiche Granat ( $n = 1,806$ ;  $a_0 = 11,54\text{\AA}$ ) sowie der Titanit in den begleitenden Pyroxengneisen gehören noch in die Amphibolitfacies. Allerdings sind die für den Granulitbegriff mitbestimmenden Texturmerkmale (SCHEUMANN 1954, Geologie 3, 99–154) typisch entwickelt. Diese extremen Varietäten können also granulitartig genannt werden.

Der Tonerdeüberschuß braucht nicht durch Assimilation von Tonschiefern erklärt werden. Durch die Verwitterungsversuche an Silikaten von CORRENS u. Mitarbeitern weiß man, daß zuerst insbesondere die Alkalien in Lösung gehen. Man kann auch bei hoher Temperatur und Druck entsprechende Verhältnisse annehmen, wodurch eine an Alkalien angereicherte Porenlösung entsteht. Wird diese im Verlauf der tektonischen Vorgänge abgequetscht, so bleibt ein an Tonerde *relativ angereichertes* Residuum zurück, so daß z. B. aus normalgranitischen Gesteinen tonerdeübersättigte entstehen können. Durch diese (allerdings nur heuristische) Modellvorstellung könnte man sowohl die Wasserarmut als auch den Tonerdeüberschuß erklären.

*Gefüge:* Biotit (D 6): reiner *s*-Tektonit (postkrist. bzgl. Biotit). Alle anderen Kornarten sind stark im *s* der Biotite gelängt. Syntektonische Entstehung der Glimmer- und Quarz- bzw. Feldspatgefüge ist dadurch wahrscheinlich. (Parallel-Lagenbau durch Zerschierung bzw. Plättung.) Dies erfordert auch für das Quarzgefüge (D 6) die Deutung als *s*-Tektonit. Das Hauptmaximum entspricht dem Maximum IV (SANDER 1950, 143 u. a.).

#### *Diskussion des Ausgangsgesteins:*

Der Mineralbestand erlaubt die Annahme orthogenetischer Herkunft. Die Annahme wird allerdings kompliziert durch das Auftreten der Quarzinterngefüge im Granat. Jedoch ist dieses Interngefüge kein älteres *si*, so daß hieraus die Ableitung von Paragesteinen nicht bewiesen werden kann. Im einzelnen ist die Deutung unsicher, da keinerlei deutbare Relikte des Vorgängers erhalten sind.

Wegen der Paralleleinschichtung in sichere Paragesteine (Quergriffe wurden bis jetzt nicht gefunden) und wegen der Innehaltung des gleichen Horizontes im Streichen trotz geringer Mächtigkeit kann man an ein primäres Schichtglied denken. Weitere Kriterien für eine Ableitung des Plattengneises aus einem Quarzporphyr fehlen. Bei den abnormen Varietäten (grobflaserige und biotitfreie) ist eine solche Ableitung weniger wahrscheinlich. Außerdem kommt in einem Plattengneis (1670/3708) ein stofflich entsprechender Pegmatit (s. u.) mit deutlichen Deformationsmerkmalen (noch nicht untersucht) vor. Das weist vielleicht eher auf „alte“ Granite bzw. Aplitgranite als auf Quarzporphyre. Ehemalige, tektonisch überprägte Hornfelskontakte wurden aber bis jetzt noch nicht erkannt. Die Erklärung als Gesteine des metamorphen Lösungsumsatzes ist kaum zu begründen (außer evtl. bei den dünnen, äußerlich z. T. ähnlichen Quarz-Feldspat-Lagen in den fraglichen Orthoamphiboliten), da derartige Gesteine im ganzen Gebiet hinsichtlich ihres Verbandes sehr variabel sind. Die Plattengneise werden also hypothetisch als Tektonite von früh (lakkolithartig), d. h. vortektonisch eingedrungenen Graniten bzw. Quarzporphyren betrachtet. Problematisch an dieser Hypothese ist die geringe Mächtigkeit und die räumliche Nähe der fraglichen Orthoamphibolite.

Die grobflaserige Varietät gleicht äußerlich dem stark tektonisierten Porphyr von Thal-Heiligenstein (Bl. Ruhla, NW Thür. Wald), wie sich bei einer Vergleichsexkursion im Herbst 1955 ergab.

Zwischen Laufach und Hain (Bl. Schöllkrippen) ist die Schieferserie eintöniger zusammengesetzt (schlecht aufgeschlossen). Plattengneis wurde nur an einer Stelle

in Laufach gefunden, normale Amphibolite treten ebenfalls zurück, während Paramphibolite („Marmorbegleitschiefer“) in der Nähe der Marmore am Lindenberg vorkommen.

#### b) Pegmatite

Pegmatite treten außer dem eben erwähnten in gleicher Ausbildung an mehreren Stellen auf, so daß wenigstens der megaskopische Befund wiedergegeben werden soll, da sie nicht den „großkristallinen Ausscheidungen“ THÜRACH's gleichgesetzt werden dürfen.

Meist sind sie massiv, aus groben (bis 2 cm), milchigweißen oder blaßrötlichen Feldspaten mit hakig-winkligen (? schriftgranitischen) Quarzgewächsen (bis  $\frac{1}{2}$  cm) zusammengesetzt. Als dunkle Gemengteile führen sie wenige grobe Biotitblätter, die oft megaskopisch geknickt oder schwach verbogen sind; in andern Vorkommen erscheint noch Turmalin, oft fingerdick, quer zerrissen und in den Sprüngen mit Quarz verheilt. Auch die Feldspäte sind stellenweise (1670/3708) in dünne parallele Scheiben zerlegt, zwischen denen ebenfalls Quarz sitzt.

Der betr. Pegmatit ist als einziger in einem kleinen, aufgelassenen Steinbruch westlich des Klingerhofes (1670/3708) aufgeschlossen. Er sitzt diskordant ungefähr  $\perp s \parallel B$  im Plattengneis und körneligen Varietäten; er zeigt nicht die stetige Durchbewegung der Umgebung, da er sich als Ganzes als rel. starrer Klotz in höher teilbeweglicher Umgebung verhielt und nur die Zerlegung der Feldspäte und Knickung der Biotite erfuhr. Am Salband ist aber noch die Fortsetzung des  $s$  des Gneises in den Pegmatit hinein sichtbar.

Andere Vorkommen: 1373/3568; 1586/3554 (mit Turmalin); 1678/3622.

Von diesen Pegmatiten scharf zu trennen sind die Hellglimmerpegmatite, die im Gebiet der Zweiglimmerschieferserie (s. u.) sehr häufig eingeschaltet sind (meist nur  $\frac{1}{2}$  m mächtig, selten über 2 m, auch in den Schiefersynklinen innerhalb des nördlich anschließenden „Hauptgneises“). Nur an 2 Stellen (Hohlweg E Klingerhof 1738/3705; 1743/3711) greifen sie gangförmig auch quer durch Gesteine der südlichen Paragneisserie („Elterhofstufe“ THÜRACH's). Ihre genetische Bindung an die Zweiglimmerschieferserie (oder an den „Hauptgneis“) ist auf Grund der räumlichen Verknüpfung evident. Mineralogische Einzelheiten s. bei THÜRACH 1892, 106.

Interessant ist KOCH's Mitteilung (1939, 81), daß muskowitzführende Pegmatite gelegentlich im Ruhlaer Granit auftreten, während im übrigen Gebiet (das in weitgehenden Einzelheiten der Paragneisserie des südl. Spessarts entspricht) nur biotitführende beobachtet werden. Sie zeigen die gleichen Deformationsmerkmale, die örtlich in „tektonischen Bewegungszonen“ bis zur Mylonitisierung gesteigert sind.

### 4. Zweiglimmerschieferserie

(= Schweinheimer Stufe THÜRACH's).

An meist rel. deutlicher Grenze hören die Plagioklasknoten in den Perlgnaisen auf und als bezeichnendes Mineral erscheint megaskopisch Hellglimmer. Die Grenze ist nach Lesesteinen mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 30$  m kartierbar, aber nirgends aufgeschlossen.

Bei Laufach ist sie weniger deutlich ausgeprägt.

a) Reine *Zweiglimmerschiefer*, meist stark rostbraun angewittert, mit großen Hellglimmern (bis 1 cm) sind rel. selten. Sie zeigen öfters Knickfalten (Größenordnung

cm) und sind reichlich mit dünnen Quarz-Feldspat-Lagen und besonders mit Quarzknauern und Linsen verschiedener Größen verbunden. Häufiger sind *feldspatreiche* Zweiglimmerschiefer und -gneise, die im Handstück durchaus manchen Paragneisen der südlichen Paragneisserie (Meta-Arkosen) gleichen. Auch Granat konnte in diesen Gneisglimmerschiefern z. T. reichlich, aber kleinkörnig, gefunden werden, ferner anscheinend idiomorpher Turmalin, dagegen niemals Graphit. Bezeichnend für die Serie sind aber *quarzitische* Glimmerschiefer mit großen Hellglimmern  $\parallel s$ , mit ausgeprägtem  $s$ , nicht selten in symmetrische, vorkristalline Falten (bzgl. Biotit und Hellglimmer) gelegt.

b) Ferner treten auch ausgesprochene *Quarzite* auf, die nur große Hellglimmer auf  $s$  als Nebengemengteile zeigen; sie sind gewöhnlich mit der Basis schief zu  $s$ , aber mit größtem Querschnitt  $\parallel s$  gewachsen; oft ist auf  $s$  eine ausgeprägte Lineare  $\parallel B$  ausgebildet. Akzessorisch enthalten die Quarzite (bis jetzt erst 1 Schliff vorhanden) rel. großen idiomorphen Zirkon.

Das Vorkommen grobschuppiger Muskowite in den Quarziten ist mit der Annahme einer Deformationsverglimmerung von Feldspäten (im Sinne von F. E. SUESS) kaum erklärbar, da in diesen Quarziten keine Anzeichen von ehemaligen Feldspäten vorhanden sind.

### c) *Hornblendegesteine*

Als geringmächtige Einlagerungen in dieser Serie wurden in der bisherigen Literatur nicht beschriebene Hornblendegesteine aufgefunden. Sie sind allerdings schon weitgehend tonig-ockerig zersetzt, so daß nähere Untersuchungen nicht angestellt wurden. Eine straffe  $B$ -achsiale Regelung ist megaskopisch noch sichtbar. Als Gemengteil ist nur Hornblende sicher erkennbar sowie in einem Vorkommen (Dörngraben 1379/3596) Granat (bis 5 mm); wahrscheinlich ist auch Biotit vorhanden; die Feldspäte liegen als gelblich-ockerige, in den frischesten Proben als gelblich-weiße, tonige Substanz vor.

Verbreitung: Granatamphibolit im Dörngraben s. o.; 2 durch feldspatreichen Zweiglimmerschiefer getrennte Amphibolitlagen in einem Wasserriß im Süd-Gehänge des Dörngrabens (1337/3568); die mächtigsten (einige m), am stärksten zersetzten Vorkommen sind bei Keilberg (1816/3809; 1819/3812).

Genetisch ist die Deutung als Ortho- oder Paraamphibolite offen.

Die ganze Serie ist petrographisch noch nicht näher untersucht. Sie ist besonders interessant wegen der Hellglimmer und wegen der bezüglich Glimmer i. wes. *vorkristallinen* Deformation. Dieses Merkmal, falls es sich für die ganze Serie bestätigt, würde auch in tektonischer Hinsicht eine Unterscheidung der Zweiglimmerschieferserie von der übrigen Paragneisserie erlauben, da dort die postkrist. Deformation (nach Krist. I. s. u.) überall relativ deutlich ist. Ebenso wichtig ist die Beziehung zum nördlich anschließenden „Hauptgneis“, der in die Zweiglimmerschiefer in mehreren Lagen homotaktisch eingeschaltet ist.

Über die zahlreichen Pegmatite (Charakt. großer Hellglimmer, oft Turmalin) s. o. und THÜRACH (1892, 106).

## B. Randzone

Die Randzone ist eine ausgesprochene *Übergangszone* vom metamorphen Altbestand zum magmatischen Diorit. Infolgedessen ist die Abgrenzung nach beiden Seiten willkürlich. Auf der Karte (Tafel II) ist als Randzone das Gebiet ausgeschieden, in welchem *grobporphyrische Augengneise* auftreten. In den Paragneisen der Randzone tritt Granat auf, aber nach bisherigen Beobachtungen kein Graphit. Die Ausstrichbreite beträgt 200-300 m. Örtlich treten noch dioritische Lagen auf.

1. Zunächst werden die weitergebildeten Äquivalente der feinkörnigen Paragneise (S. 25) beschrieben, da bei ihnen die Herkunft aus ehemaligen Sedimenten am eindeutigsten ist.

Nach dem Mineralbestand handelt es sich um

Biotit-Plagioklas-Schiefer  
(= Meta-Arkosen-Grauwacken)

a) Die *diorit-ferneren* Vorkommen (Typ 1, z. B. Grauberg 1328/3484) entsprechen den bereits beschriebenen Granatparagneisen weitgehend. Sie führen Plagioklas (An 24-29), Quarz und Biotit im Grundgewebe, ferner Granatholblasten (bis über 2 cm), die reichlich Quarz und Biotit-Einschlüsse enthalten, ferner  $\parallel s$  liegende helle Quarz-Feldspat-Lagen, deren Plagioklase vielleicht saurer sind (An 21-23) als im Grundgewebe. In den hellen Lagen tritt auch Granat auf, der aber nicht sicher identisch ist mit dem Granat des Grundgewebes (im Schliff wurde nur ein kleiner, xenomorpher Granat ohne Interngefüge angetroffen).

b) Im *dioritnahen* Bereich ( $\approx 80$  m von der Dioritgrenze, z. B. am Grauberg 1359/3478 = Typ 2) wurde ein äußerlich sehr ähnliches Gestein gefunden mit großen Granatholblasten (1 cm). Es zeigt megaskopisch Kleinfältelung und einen Lagenbau durch grobe Biotitschuppen auf einzelnen *s*-Flächen, ferner  $\parallel s$  eingeschaltete, rel. grobkörnige Quarz-Feldspat-Lagen, die nach dem megaskopischen Befund auch Granat enthalten. Das Gestein grenzt unmittelbar an einen Augengneis. Im Schliffbild erkennt man ein *quarzfreies Grundgewebe* aus Biotit und Plagioklas (An 28) fast ohne Kalifeldspat, die Granatholblasten führen dagegen zahlreiche Quarz- und Biotiteinschlüsse. In den grobkörnigen hellen Quarz-Feldspat-Lagen sind Quarz und reichlich Kalifeldspat enthalten (Plagioklas sicher ebenfalls vorhanden, aber wegen der Kleinheit des Anschnitts im Schliff nicht getroffen).

Die Kalifeldspate zeigen öfters deutliche *Deformationsspuren*, nämlich von Inhomogenitäten (z. B. Quarzeinschlüssen, Ecken etc.) ausgehende spindel-flammenförmige Risse, in der ungefähren Lage der Murchisonitpaltebene liegend, die mit saurem Plagioklas verheilt sind. Diese Art des Perthits ist also keine einfache Entmischung, sondern mindestens die Anlage der Risse ist ausgelöst durch mechanische Spannungen, die sich an Schwachstellen des Kornes auswirken.

Die an Kalifeldspat der hellen Lagen anschließenden Plagioklase des Grundgewebes zeigen ausgeprägte Reaktionssäume und *Myrmekit*.

*Gefüge*: Biotit im Externgefüge (D 7a), ausgeprägter *B*-Tektonit durch Kleinfältelung (schon am Handstück sichtbar). Anisometrische und isometrische Körner ergeben fast das gleiche Diagramm. Die Internbiotite im Granat liegen ebenfalls auf einem *ac*-Gürtel (mit einem Maximum, im NE-Quadranten), jedoch undeutlicher als im Externgefüge. Die Internquarze (D 7b) sind schwach, aber nicht sicher typisierbar geregelt, ein *ac*-Gürtel ist vielleicht angedeutet.

Die Regelung der Intern-Quarze erweist diese eindeutig als normale Grundgewebsrelikte, ferner ist der Granat in seiner ursprünglichen Umgebung, wie an einer Stelle ein aus dem Granat in das Grundgewebe fortsetzender Biotit anzeigt. Eine vor dem Wachstum des Granats vorhandene inhomogene Verteilung des Quarzes, entsprechend der heutigen, ist ganz unwahrscheinlich. So bleibt zur Erklärung nur die Annahme, daß der Quarz im Externgefüge nach der Kristallisation der Granatholoblasten aufgelöst worden ist. Es ist aber kaum statthaft, dazu das BOWEN-DALY'sche Reaktionsprinzip anzuwenden, da das Gestein nicht in Diorit eingebettet ist, wie das folgende (Typ 3). Ob der benachbarte Augengneis die Ursache ist, erscheint zweifelhaft. Neutral kann man den Begriff der „Molekularmobilisation“ (SANDER, 1948, 198 und ältere Arbeiten) anwenden. Der Internquarz wurde durch den Granat vor der Auflösung geschützt („gepanzertes Relikt“ ESKOLA 1939, 343 u. a.). Die anderen Komponenten des Grundgewebes kristallisierten weitgehend um, aber im wes. unter Erhaltung des Gefügezusammenhangs. Doch scheinen die sperrig gelagerten Biotite dieser Umkristallisation ihre „Entregelung“ zu verdanken. Vielleicht wächst auch der Granat noch etwas weiter, denn er hat quarzfreie Hüllen.

Die hellen Quarz-Feldspat-Lagen sind hypothetisch als mobilisierte Exsudate = Venite erklärbar.

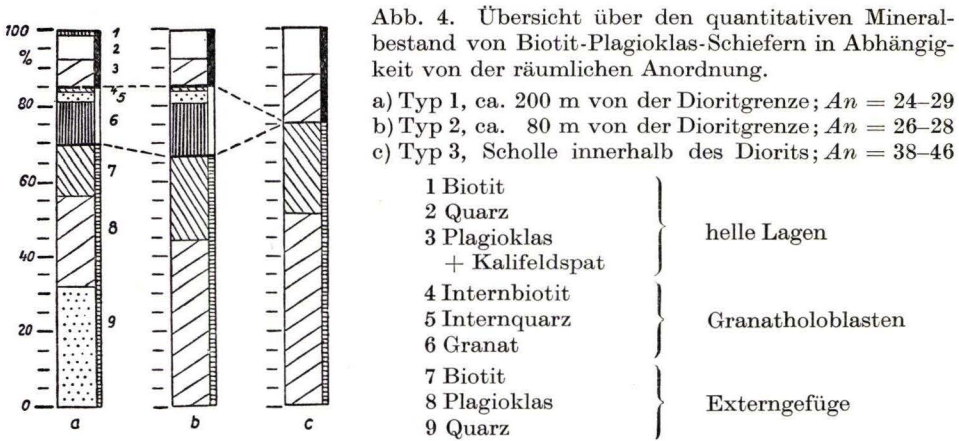
Die Deformationsspuren an den Grundgewebskomponenten sind gleich wie bei den Augengneisen (s. u.), aber nur schwach entwickelt. Trotzdem ist die Kleinfältelung nicht auf diese Deformation rückführbar, da sie vorkristallin bzgl. Biotit und Plagioklas ist. Die Einlagerung der hellen Lagen scheint nach der Wegsamkeit erfolgt zu sein, was aber nur für die mächtigeren Lagen (über  $\frac{1}{2}$  cm) gilt. In 2 weiteren, makroskopisch gleich aussehenden Proben von anderen Stellen war die Quarzabwanderung aus dem Grundgewebe unvollständig. In einem Fall (Stbr. Exerzierplatz 1309/3471 N-Teil) ist der Granat makroskopisch kaum zu erkennen. Im Schliff sind aber Relikte großer, z. T. schon weitgehend abgebauter Granate mit dem typischen Kleinquarz-interngefüge sichtbar, ferner große Biotite, die z. T. mit stark zerfransten Enden gegen den Granat verwachsen. Ferner tritt in diesem Beispiel nesterweise angereicherter Sillimanit (an Querschnitten eindeutig bestimmbar) auf, sowohl im Plagioklas als im Quarz und Biotit, offenbar als letzte Neubildung.

c) Als weiterer Typ (Typ 3) wird schließlich eine größere Scholle angeführt, die schon innerhalb des Diorits (oberhalb Stbr. Almhütte 1370/3450) liegt. Es ist ein Biotit-Plagioklas (An 38-46)-Schiefer mit wenig Orthit. Die Einlagerung ist im Streichen auf über 50 m, allerdings mit Unterbrechungen, zu verfolgen trotz der geringen Mächtigkeit (ca. 1 m). Das gleiche Vorkommen beschreibt DEML (1931, 15) als Biotit-Plagioklas-Apophyse, allerdings mit anderer Deutung. In der Biotit-Plagioklas-Schieferscholle treten ebenfalls bis 1 cm mächtige z. T. (ptygmatisch?) gefaltete, grobkörnige Quarz-Plagioklas-Lagen (= Metatekte SCHEUMANN's 1937) auf. Es sind hierbei noch keine Kriterien festgestellt, ob diese hellen Lagen nach der Wegsamkeit eingelagert sind oder nicht, da eine ausgeprägte Gefügeanisotropie fehlt.

Ähnliche Schollen führen außerdem Hornblende, die auf stoffliche Beeinflussung durch den Diorit deutet.

In Abb. 4 ist der quantitative Mineralbestand der 3 Typen graphisch dargestellt. Der Anteil an Granatholblasten ist nur roh am Handstück bestimmt, ferner ist die Zusammensetzung der hellen Lagen durchaus unsicher wegen der Kleinheit des Anschnitts und wegen der inhomogenen Verteilung. Für eine Stoffbilanz genügen die Daten also nicht. Als Mindestbetrag mobilisierten Quarzes darf die Menge an Internquarz = 16%, als Höchstbetrag der Quarzanteil des Grundgewebes von Typ 1 = 47% angesetzt werden.

Diese Typen 1-3 ergeben also eine *paragenetische Reihe*, die der räumlichen Anordnung entspricht. (Geol. Bedeutung s. S. 57).



Eine bezeichnende Variante zu Typ 2, die primär biotitärmer und kalifeldspatführend ist, steht z. B. S Grünmorsbach (1578/3553) an. Im Grundgewebe herrscht Plagioklas neben wenig Kalifeldspat und Biotit vor (Tab. 3, Nr. 1). Sie führt grünlichen Granat (durch Chlorit bzw. grünen Glimmer in Rupturen) mit Kleinquarz - *Ri* (Anordnung in parallelen Zeilen angedeutet, also wahrscheinlich *si*; gegen *se* ca. 80° verlegt). Auf die Flächeneinheit entfallen beim Interngefüge etwa 5mal soviel Körner als im Externgefüge. Das Verhältnis der mittleren Entfernung zwischen den Intern- und Externquarzen ist etwa 4:1. Die Quarze im Externgefüge sind gröber und bilden ein offenes „Quarz in Feldspat-Gefüge“. Sie sind schwach in einen *ac*-Gürtel eingeregelt, der bei den Biotiten jedoch eindeutig ausgeprägt ist mit einem stark betonten *c*-Max. Die Internquarze in Granat besetzen undeutbare Punktmaxima.

Für dieses Gestein ist eine *Kornvergrößerung im Externgefüge* nach der Umschließung der Quarze durch Granat, sowie starke Umkristallisation des Grundgewebes evident, wobei das Ausmaß einer möglichen Quarz-Abwanderung offenbleibt. Auch diese Gesteine zeigen helle Quarz-Feldspat-Lagen, auch mit etwas Kalifeldspat, z. T. mit Hellglimmer. Die Hellglimmer sind groß, xenomorph, mit Korrosionsrand gegen Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, z. T. mit Biotit verwachsen. Die Hellglimmer gehören anscheinend zur Hauptkristallisation der hellen Lagen, mit späterer korrosiver Wechselwirkung mit den Feldspäten. Die komplexe Ausgangslösung scheint chemisch aus dem Nebengestein ableitbar zu sein (als Porenschmelze).

Vergleichbare Gesteine finden sich im Stbr. Stengerts (N-Teil 1374/3478) im Verband mit Augengneisen, hier aber etwas biotitreicher (chloritisiert) und ohne Granatholblasten (Tab. 3, Nr. 2 u. 3). Für Nr. 3 und 4 kennzeichnend ist rel. viel Epidot, der immer einen Orthit-Kern besitzt sowie Chloritpseudomorphosen, die z. T. noch (unveränderte?) Horn-



Tabelle 3: Paragneise und ihre Weiterbildung in Dioritnähe

Handstück	1	2	3 <sup>2)</sup>	4 <sup>2)</sup>	5 <sup>5)</sup>	6	7	8 <sup>7)</sup>	9
	247		568a2	568a1	24776	145,1	197	446	körnig-streif.
Fundort	Grün-morsbach	Stengerts	Stengerts		Grauberg	vergleiche Seite 24			Gneis-berg nach DEML
	1578/ 3553	1374/ 3478	1375/ 3570	1375/ 3570	1339/ 3687	Grün-mors-bach	Grün-morsbach	Grün-morsbach	
							1557/ 3588	1528/ 3618	
Plagioklas	52,0	47,5	54,1	59,6	48,6	54,7	50,6	38,8	25,3
(An-Gehalt)	(28–35)	(26–34)	(?)	(32–37)	(27)				
Kalifeldspat	14,4	10,6	7,4	1,8	—	0,9	—	1,2	9,0
Quarz	25,2	36,1	18,2	17,5	29,8	27,6	37,6	45,9	52,9
Hornblende	—	—	1,7 <sup>3)</sup>	0,1 <sup>4)</sup>	—	—	—	—	2,4
Biotit	3,7	14,7	16,8	20,0	13,0	16,1 <sup>6)</sup>	10,8	13,2	2,8
Muskowit	0,4	—	—	—	0,4	—	—	0,8	—
Orthit-									
Epidot	—	0,1	0,3	0,1	—	—	0,1	—	—
Apatit	+	0,3	0,5	0,3	0,2	+	0,2	+	—
Titanit	—	—	—	0,2	—	—	0,3	—	—
Erz	—	0,7	1,0	0,4	—	0,7	0,4	—	—
Zirkon	—	—	+	—	—	+	+	0,1	—
Granat	4,3 <sup>1)</sup>	—	—	—	8,2 <sup>5)</sup>	—	—	—	7,6
Ges.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Kornzahl	1366	1472	1670	2029	—	1365	2169	2024	—

1) Mit 0,6% Quarz Ri.; 2) Zwei Schriffe vom gleichen Handstück: Nr. 3 ein mittelkörniger, feldspat-reicher Paragneis; Nr. 4 ein grobkörniger, massiger Perlgneis; darin treten große, im Schliff nicht getroffene Kalifeldspäte auf. Diese in der Analyse nicht berücksichtigt. Die Grenze der beiden Varietäten ist sehr deutlich || s. Übergang zum Augengneis (Tab. 5); 3) Davon 1% Pseudomorphosen nach Hornblende (?) aus Chlorit + Erzsymplektit; 4) Chloritpseudomorphosen; 5) Mit großem Granat, almandin-reich ( $n_{NaD} = 1,808$ ;  $a_o = 11,55 \text{ \AA}$ ); der Granat enthält auch reichlich Haematit (röntgenographisch bestimmt). Vol.-% am Anschliff bestimmt mit Kreuzgitter von  $\frac{1}{2}$  cm Maschenweite; 6) Davon 1,0% sekundärer Chlorit; 7) Schliff relativ klein, daher kein guter Schätzwert.

Blendereste enthalten. Die wenigen Kalifeldspäte führen z. T. Myrmekit. Räumlich liegt das Vorkommen zwischen Typ 2 und 3, aber noch außerhalb des Diorits.

*Gefüge:* Biotit: s-Tektonit mit Andeutung eines *ac*-Gürtels. Die Quarzpole, getrennt vermessen für Grundgewebe und Feldspat-Quarz-Lage (D 8b, 8c) liegen auf einem *ac*-Gürtel mit einem undeutbaren zentralen Nebenmaximum. Ihre Maxima decken sich nur teilweise; sie sind also unter sich und gegenüber dem Biotitgefüge homotaktisch (gleich-symmetrisch) geregelt. Die Abweichungen sind wohl durch die Inhomogenität des Gefüges erklärbar. Jedenfalls war *nach* der Bildung der hellen Lagen noch eine *regelmäßige Deformation* wirksam, und das Gefüge ist für die Deutung des Aggregatzustandes der hellen Lagen vor der Deformation als Schmelze etc. (s. u.) nicht auswertbar.

Weitere Vorkommen dieser Gesteine sind nur aus Lesesteinen bekannt. Sie entsprechen Koch's (1939) „Orthogneis-Migmatiten“, vielleicht auch teilweise den „Hornfelsgneisen“.

In diese Serie gehört offenbar auch der von Thürach (1892, 95) beschriebene „feinkörnige Gneis mit rhombischem Augit“ (Hypersthen), der leider noch nicht wiederaufgefunden wurde. Er enthält „wenig Quarz“ (im Grundgewebe), dagegen ist der Granat „voll von mikroskopischen Quarzeinschlüssen“. Der Hypersthen ist „reichlich von Feldspat durchwachsen und enthält auch Quarzkörnchen“. Die Paragenese Hypersthen-Granat ist mineralfaziell eigenartig, so daß die Thürach'sche Bestimmung einer Bestätigung bedarf.

## 2. Amphibolite

In die Weiterbildung der Amphibolite bietet der Lamprophybruch S Schweinheim (1309/3471) gute Einblicke. Im Verband mit Augengneisen treten dort parallel eingeschaltete Amphibolitlagen auf. Der Normaltyp (Tab. 4, Nr. 1), der keine Änderung gegenüber dem Amphibolit der Paragneisserie erkennen läßt, besteht fast nur aus Plagioklas und Hornblende. Im Aufschluß ist jedoch ein reichlicher Anteil an meist parallel eingeschalteten hellen Lagen sichtbar. Das unmittelbare Nebengestein solcher Lagen weicht nun auffällig von dem Normaltyp ab, da es bis zur Hälfte aus Quarz bestehen kann (Tab. 4, Nr. 2a, b) bei unverändertem Gehalt an Hornblende und bei starker Abnahme des Feldspats. Makroskopisch ist dies nicht erkennbar. Eine

Tabelle 4: Amphibolite in Dioritnähe

Handstück Fundort	1	2		3	
	770 Stbr.Exer- zierplatz 1309/3468	a	b	c	
			760 Exerzierplatz 1309/3471	24818 Stengerts 1368/3475 PlagHoBiSf	
Plagioklas (An-Gehalt)	55,8 (28–37)	18,5 (50–56)	10,2	82,6 <sup>1)</sup> (47–60)	53,3 (37–45)
Kalifeldspat	0,3	—	—	—	0,2
Quarz	3,9	40,4	51,1	4,2	10,1
Biotit	2,0	—	—	—	20,4
Hornblende	37,0	40,4	38,2	8,6 <sup>2)</sup>	14,9
Pyroxen	—	0,3	0,1	0,2	—
Titanit	0,4	—	—	—	0,5
Apatit	0,5	0,3	0,4	—	—
Orthit	} 0,1	—	—	—	—
Erz		0,1	—	0,1	0,6
Granat	—	—	—	4,3 <sup>3)</sup>	—
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Kornzahl	1550	1073	1007	1006	1326

760 a Hornblende-Quarz-Plagioklas-Grundgewebe

760 b Hornblende-Quarz-Plagioklas-Grundgewebe

760 c grobkörnige ~ 1/2 cm dicke Plagioklaslage, Pflasterstruktur; trennt 760 a und b.

<sup>1)</sup> Davon 3,6% vollständig durch rel. grobschuppige Muskowitpseudomorphosen verdrängt; in Lagen || s.

<sup>2)</sup> Davon 5,6% Pseudomorphosen (Chlorit — Erz + Symplektit), z. T. nach Pyroxen.

<sup>3)</sup> Almandinreich ( $n = 1,809, a_0 = 11,62 \text{ \AA}$ ); geknüpft an die Lagen mit starker Plagioklasverglimmerung.

parallel eingeschaltete helle Lage (ca.  $\frac{1}{2}$  cm dick) besteht fast nur aus Feldspat (Tab. 4, Nr. 2c).

Dieses Beispiel zeigt, daß *komplizierte stoffliche Differentiationen* vorliegen, die auf Grund der bisherigen Schriffe nicht eindeutig erklärbar sind. Es müßte in Profilen festgestellt werden, ob eine stetige Zunahme des Quarzes in Richtung auf die hellen Lagen vorliegt. Die hellen Lagen selbst zeigen ebenfalls typische Veränderungen, die allerdings auch auf das Nebengestein übergreifen. Schon makroskopisch bemerkt man örtlich, wie die Gesteine feinkörnig bis dicht werden mit bläulich-grüner Farbe und kleinen roten Granaten. Sie sind äußerst zäh. Im Schliff bestehen diese Partien hauptsächlich aus vollständig in ein muskowitzähnliches Mineral umgewandelten Feldspäten. Die Hornblenden sind in blaßgrüne Pyroxene umgewandelt, wobei die Menge geringer wird. Ferner tritt in zahlreichen, aber kleinen Körnchen Magnetit auf sowie Granat (im Schliff rötlich,  $n_{\text{NaD}} = 1,809$ ,  $a_o = 11,62 \text{ \AA}$ , almandinreich, fast immer idiomorph mit (110), relativ arm an Einschlüssen). Ein Teil der für die Granat- und Magnetitbildung erforderlichen Komponenten, speziell das Eisen, sind bei der Umwandlung der Hornblende zu Pyroxen freigeworden.

Es handelt sich hier sicher nicht um isochemische Umsetzungen, sondern mindestens Wasser ist aufgenommen worden. Das Wasser dürfte auch als Mineralisator die übrigen Umsetzungen begünstigt haben.

Die Umwandlung der Amphibolite im einzelnen muß einer speziellen Untersuchung vorbehalten bleiben.

### 3. Perlgneise

Auch bei den Perlgneisen ist eine deutliche Weiterbildung an der allmählich zunehmenden Homogenität bezüglich des Mineralbestandes erkennbar, so daß schließlich im Handstück weitgehend dioritische bzw. trondhjemitische Typen entstehen (abgesehen vom Gefüge, s. u.).

Diese weitergebildeten Perlgneise sind meist massig, seltener plattig, je nach der Feldspatmenge dunkel-hellgrau, und zeigen auf dem Querbruch ein flasriges Parallelgefüge. Konvergenzen zu Dioriten ergeben sich, wenn im Mineralbestand Hornblende auftritt. Örtlich wurden schlierenartige Partien von dioritischer Zusammensetzung im normalen Perlgneis festgestellt und es fragt sich, ob die vereinzelt Dioritvorkommen in der Paragneisserie (s. u.) in genetischer Hinsicht nicht als derartige Schlieren größeren Ausmaßes betrachtet werden können.

Die *Plagioklase* entsprechen den Plagioklasen im plattigen Perlgneis durchaus (*An*<sub>27-40</sub>). Sie bilden etwa die Hälfte des Mineralbestandes (Tab. 3, Nr. 4 und 5). Sie liegen deutlich  $\parallel s$  und zeigen mit dem Gipsblättchen geregeltes Gefüge ( $M \parallel s$ , nach der überdurchschnittlichen Häufigkeit von Schnitten  $\perp P M$  in *ac*-Schliffen  $[100] \parallel B$ ). Sie liegen als Starrheitsinhomogenitäten in dem nach ihrer Bildung durchbewegten Gefüge.

Die *Quarze* zeigen von länglichen großen Körnern (undulös) alle Übergänge zu mechanisch unversehrten Kleinkörnern (durch mech. Zerlegung aus Großkörnern entstandenes, geregeltes, rekristallisiertes Aggregat = „Mörtelquarz“), sie bilden bis  $\frac{1}{4}$  des Mineralbestandes.

Die *Biotite* sind z. T. zermahlen an Engpässen zwischen Plagioklas, vielfach mech. gebogen, deutlich mit dem Quarzmörtel auf durchlaufenden parallelen Zonen  $\parallel s$  (Verteilungsgruppen) liegend, selten chloritisiert. Die Deformationsmerkmale sind also gleich wie im Augengneis und im Diorit (s. u.).

Petrographisch sind die Perlgneise durch das starke Zurücktreten des Kalifeldspats und durch den meist größeren Biotitgehalt von den Augengneisen unterschieden. Sie sind schon äußerlich dunkler.

*Akzessorisch* ist gewöhnlich Apatit, besonders in den Biotit-Quarz-Mörtelzonen, sowie Orthit, z. T. mit Epidotanwachsrand, ferner vereinzelt Zirkon mit pleochroitischen Höfen vorhanden; Titanit und Hornblende fehlen i. a. Kalifeldspat tritt meist nur als orientierter Antiperthit und als Rupturenfüllung in Plagioklas auf.

Granat fehlt gewöhnlich, tritt aber örtlich in großen Porphyrblasten – 2 cm (Tab. 3, Nr. 5) mit makroskopisch sichtbaren Quarz- und Biotitinterngefügen auf. In der Fortsetzung der Granate (almandinreich) liegen in *s* langausgezogene glimmerarme Feldspat-Quarz-Zwickelfüllungen.

Ein vielleicht besonderer Typ der Perlgneise, jedenfalls hinsichtlich der tektonischen Fazies tritt E Grünmorsbach auf (z. B. 1641/3606, GT der Karte, Abgrenzung unsicher), die stark postkristallin überprägt sind (grobfaserig, fast phyllonitisch; petrographisch nicht untersucht, vergrust). Nach dem Mineralbestand ist es ein granitischer (aber nicht sicherer Ortho-)Gneis. THÜRACH (1892, 97) rechnet die Vorkommen W Straßbessenbach (1648/3612) zum Plagioklas-Hornblende-Gneis = Diorit; Hornblende ist aber kaum vorhanden, außerdem sind die Gesteine relativ quarzreich. Auch in diesen Gesteinen kommen zahlreiche parallel eingeschichtete Paragneisschollen vor.

*Gefüge: Glimmer: s*-Tektonite, *ac*-Gürtel angedeutet, teilweise *hOl*-Nebenmaxima vorhanden.

*Quarz: ac*-Gürtel mit schwachen Maxima, ferner mit charakteristischen Abweichungen von der *ac*-Zone. Maxima nicht persistent im ganzen Bereich, wegen empfindlicher Reaktion auf örtliche Inhomogenitäten (rel. starre Plagioklas-Kerne in höher Teilbeweglicher Umgebung), s. D9.

Im Steinbruch Gailbach (1472/3474) ist an einer Stelle eine dunkle, glimmerreichere, nur  $\frac{1}{2}$  cm dicke Lage eingeschaltet, die im Schriff eindeutig als *Mylonitisierungszone* erkennbar ist. In ihrer Nähe sind die Plagioklase des anschließenden Perlgneises besonders stark von amöboidem Kalifeldspat durchsetzt, was auf metasomatische Kalifeldspatbildung weisen kann. In der Mylonitisierungszone sind die Quarze schärfer geregelt (D 10 c: Kleinkreisgürtel von ca.  $20^\circ$  um *c*, entsprechend Quarzmaximum I-II, s. SANDER 1950; 143, 349 etc.), aber homotaktisch (gleichsymmetrisch) zum Perlgneis (D 10 d). Entsprechendes gilt von den Glimmerdiagrammen (nicht wiedergegeben; *s*-Tektonite). Die Symmetriekonstanz zwischen Perlgneis und Mylonit spricht für Formung durch die gleiche Beanspruchung; der verschiedene Grad der Regelung für verschiedene Deformationsgeschwindigkeit.

Die gleiche Deutung als *Bewegungshorizont* dürfte wohl auch für KLEMM's „*Grauwackenschiefer*“ aus dem Lamprophybruch X (1308/3466) zutreffen (KLEMM 1895, Tafel II, Fig. 1,2; KLEMM's Deutung S. 234, Beschreibung S. 216). An dem stärker vergrößerten Ausschnitt aus der „*Grauwacke*“ Tafel VI, Fig. 3 sind deutlich die Quarzmörtelzonen, die sich um die Feldspäte herumschmiegen, erkennbar.

Im Stbr. Gailbach 1472/3474 an der nördl. Stirnwand sieht man auf einem kleinen Plattenschuß mehrere auffällige parallele Rücken bzw. Kämmе (mittl. Abstand ca. 20 cm, Höhe ca.  $\frac{1}{2}$  cm, Grat z. T. aufgerissen, Str. 70/F. 45 W, auslaufend und versetzt neu einsetzend). Es handelt sich nicht um Falten; im Korngefüge haben sie kein Korrelat (Diagramme nicht wiedergegeben, Schriff senkr. zum Rücken), denn es erscheint ein *ac*-Gürtel zu dem ebenfalls sichtbaren, im Aufschluß herrschenden *B* (ca. 80/15E). Dagegen erkennt man im Aufschluß an einer günstigen Stelle, wie parallel den Rücken senkrecht *s* eine Kluft durchsetzt. Solche Klüfte dürften als lokale Inhomogenitäten für die Bildung der sonderbaren Rücken maßgebend sein.

In diesen Perlgneisen waren *keine Relikte* primärer sedimentärer Kornformen oder *klastischer Strukturen* (KLEMM 1895, 217) oder Interngefüge sedimentärer Anlagerung

erhalten. Allerdings kommen vereinzelt Quarz-*Ri* in Plagioklas vor, in 2 Fällen sogar in parallelen Zeilen. Der geologische Verband und die lückenlose Reihe von Übergängen zu den plattigen Perlgneisen der Schieferserie, für die bessere Kriterien sedimentärer Herkunft vorliegen, stützen die Auffassung als weitgehend umkristallisierte Sedimente. KLEMM'S Deutung als „älterer Granit“ (S. 216) (bzw. „Biotitgranit“ S. 231) wird also nicht übernommen; die Auffassung als „metamorphe Grauwacken“ trifft auch nicht in KLEMM'S Sinn zu, da jene nur eine tektonische Fazies der Perlgneise sind.

#### 4. Augengneise

Der Augengneis, ein schon lange bekanntes Leitgestein der „Randzone“, steht im Verband mit den feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Schiefen und den massigen Perlgneisen, und örtlich gehen sogar die Perlgneise durch Auftreten von Kalifeldspat-Augen in Augengneis über.

Nach THÜRACH (1892, 50) ist der Augengneis nicht auf die „Randzone“ beschränkt. Die von ihm angegebenen Vorkommen im (neukartierten) Dioritgebiet sind aber untypisch und räumlich begrenzt, so daß sie nicht ausgeschieden wurden. Ältere Beschreibungen: GOLLE 1889, 495; BÜCKING 1892, 29; THÜRACH 1892, 49; ferner Untersuchungen der Feldspat-Augen durch DEML 1931, 15 und MOSEBACH 1934a, 46 und 1938, 347, 351 (mit Besprechung der älteren Literatur).

Tabelle 5: Augengneise

Handstück Fundort	1 560 Exerzierpl. 1308/3466	2 21914 Gailbachtal	3 561 Grauberg 1337/3487	4 6078 Exerzierpl.	5 Kalifeldspat- auge aus 561
Plagioklas ( <i>An</i> -Gehalt)	46,2 (~30)	46,6 (30)	46,9 (27-34)	38,1 (30)	4,3% <sup>5)</sup> (28-35) <sup>6)</sup>
Kalifeldspat	21,0	21,6 <sup>2)</sup>	19,8 <sup>4)</sup>	19,9	91,7
Quarz	22,6	20,2	22,7	30,8	2,4
Hornblende	—	1,6 <sup>3)</sup>	—	0,6 <sup>3)</sup>	—
Biotit	9,4	8,0	9,7	10,4	1,0
Muskowit	+	—	—	—	—
Orthit (+ Epidot)	+	+	+	0,2	0,1
Apatit	0,1	0,2	0,1	+	0,1
Titanit	—	—	0,7	—	0,2
Erz	0,3	1,6	0,1	—	0,2
Zirkon	—	—	—	—	—
Chlorit II	0,4	0,2	—	—	—
Kornzahl	100,0 808 <sup>1)</sup>	100,0 2174	100,0 1447	100,0 1811	100,0

1) Nur die Schliffhälfte ohne großen Kalifeldspat ausgewertet.

2) Davon 17% Augen, bestimmt an 2 Anschliffen von zusammen ~ 100 cm<sup>2</sup> mit Kreuzgitter von 1/2 cm Maschenweite.

3) Chlorit-Erz-Symplektit, pseudomorph nach Hornblende (?)

4) Berechnet für 10% Augen (geschätzt).

5) In anderen Augen weniger.

6) 7 U-Tischbestimmungen.

Die typischen Augengneise haben eine grobkörnige (–5mm), deutlich flaserig-parallelstruierte Zwischenmasse, ähnlich den massigen Perlgneisen, aus Plagioklas (*An* 30-35), Biotit,  $\pm$  Hornblende und Quarz, darin liegen mit der Längsrichtung in *s* Kalifeldspäte (3-5, z. T. — 8 cm, unterschiedlich idiomorph, oft ausgeschwänzt, mit freisichtig erkennbarem idiomorphem Biotit und öfters mit Quarz-Einschlüssen). (Tab. 5, Nr. 5) Ihr Anteil kann bis über 20%, meist etwa 10% betragen. In den Augengneisen liegen wie im Diorit oft feinkörnige, dunkle Plagioklas-Biotit-Schieferschollen und -lagen,  $\parallel$  *s* eingeschlichtet. Diffus begrenzte Schollen scheinen auf hornblende-reiche Augengneise beschränkt zu sein wie z. B. am Sportplatz Grünmorsbach (1588/3541). Die Hornblende selbst nimmt mit zunehmender Entfernung von der Dioritgrenze in den Augengneisen ab (THÜRACH 1892, 93). An einem (wahrscheinlich verschleppten) Fallstück (Hammelsberg bei Straßbessenbach) wurde stofflicher Querkontakt zwischen Augengneis und dunkler Scholle festgestellt, wobei aber die *s*-Flächen unabgelenkt fast quer zur stofflichen Grenze durchsetzen.

S Grünmorsbach (1557/3541, aufgelassener Stbr., ferner am Gehänge des Birkbaches E davon) führt der Augengneis auch *idiomorphen Granat* mit (211), bis 5 cm, der auch reichlich in Quarz-Feldspatlagen („Metatekten“) auftritt (vgl. auch THÜRACH 1892, 97); das Nebengestein sowie dunkle Schollen und Lagen im Augengneis, sind feinkörnige Biotit-Plagioklas-Schiefer („Meta-Arkosen“, s. o.) mit großen Granatholoblasten, z. T. mit grobschuppigen Biotitschieferrändern. (Die Granate sind nicht näher untersucht; sie entsprechen wahrscheinlich dem Almandin-reichen Granat in den Perlgneisen und nicht dem von MOSEBACH [1938], Anal. 10 untersuchten Spessartin.) Die Granate im Augengneis und den hellen Lagen enthalten Großquarzeinschlüsse, die deutlich von dem Kleinquarz-*Ri* in den Nebengesteinsgranaten verschieden sind. Die Granate liegen als Inhomogenitäten in dem nach ihrer Kristallisation durchbewegten Gefüge, zeigen selbst subparallele Rupturen mit neugebildetem grünem Chlorit (od. Glimmer). Sie sind also sicher keine direkt übernommenen Nebengesteinsrelikte, sondern gehören in ein spätes Stadium der Hauptkristallisation (Krist. I), als schon ein Teil des Quarzes ausgeschieden war. Die stofflichen Beziehungen zum Nebengestein sind noch ungeklärt.

Ein Sonderfall ist der Augengneis im Hohlweg bei Straßbessenbach (1668/3620, in THÜRACH'S Beschreibung 1892, 97 Lage 10 und 12, leider stark vergrust und nur zeitweise aufgeschlossen), wo zu beiden Seiten eines mittelkörnigen *Quarz-Feldspat-Lagen-gneises* (THÜRACH'S Lage 11) eine ca. 4 m mächtige Zone eines flasrigen Biotit- ( $\pm$  Hornblende-) Perlgneises mit parallel *s* orientierten, annähernd idiomorphen Kalifeldspat-Kristallen auftritt, mit parallel eingeschalteten Plagioklas-Biotit-Schieferlagen. Hier scheint die Kalifeldspatbildung wegen der symmetrischen Anordnung von dem Lagen-gneis auszugehen, der danach als „*Arterit*“ aufgefaßt werden kann. Körnige Quarz-Plagioklas-Lagen-gneise wurden auch in anderen Augengneisen gefunden (z. B. Grauberg 1360/3479), allerdings nur mit undeutlichem Parallelgefüge.

U. d. M.: Die geometrische Analyse (Tab. 5) ergibt modal einen *Granodiorit*. Im Grundgewebe dominiert immer Plagioklas (*An* 27-30-34%; Albit- und Albit-Karlsbad-Zwillinge); er ist einschlußarm, enthält aber oft kleine, durch Plagioklasflächen begrenzte Kalifeldspatfelder (orientierter Antiperthit) und -flecken (amöboid, gliedrig,  $\pm$  von Rissen und Korngrenzen ausgehend = Fleckenantiperthit), zeigt öfters gebogene Zwillingslamellen und Rupturen und ist außerdem  $\pm$  serizitisiert. Meist liegen die Plagioklase frei im Gefüge und sind von durchlaufenden Biotit-Quarz-Mörtelzonen umgeben. Kalifeldspäte treten im Grundgewebe zurück. Seltener vorhandene Hornblende liegt ebenfalls als Starrheitsinhomogenität im Mörtelgefüge.

Die Biotite sind häufig postkristallin verbogen, zerfranst und vielfach zerrieben (also nicht wie bei der Phyllonitisierung zu Häuten ausgeschmiert).

Akzessorisch tritt immer Titanit auf, oft grusartig zerlegt oder zerrissen, selten mit Druckwillingslamellen; ferner Apatit, Zirkon (auf den Meßlinien nicht angetroffen) und gewöhnlich Orthit (— 0,5 mm).

*Gefüge:* Biotit: s-Tektonite, angedeutete *ac*-Gürtel, z. T. mit symmetrisch angeordneten Maxima, z. B. D 11 a, jedoch ohne erkennbare *hOl*-Verteilungsgruppen; Gefüge im Kleinbereich inhomogen (Orthoklasaugen und Plagioklas als starre Kerne).

*Quarz:* D 11 b u. a. wie im massigen Perlgneis.

Die Kalifeldspatgroßkristalle haben *Orthoklasoptik* (s. auch DEML 1931, 15, und MOSEBACH 1938 a, 47), nur in einem Großkorn aus 4 Teilindividuen zeigten 2 Mikroklinoptik (mittels Murchisonitpaltung orientierbar). MOSEBACH erwähnt bereits massenhafte Quarzeinschlüsse neben weniger häufigen Plagioklaseinschlüssen. Diese sind von den Plagioklasen des Grundgewebes nicht verschieden, auch ebenso serizitisiert. Außerdem treten idiomorpher Biotit und seltener Hornblende sowie vereinzelt andere Akzessorien eingeschlossen auf.

Die Kalifeldspataugen, ebenfalls von Quarz-Biotit-Mörtelzonen umgeben, sind immer wolkig undulös, ferner mit reichlich staubförmigem, opazitischem Pigment in feinsten Rissen durchsetzt (anscheinend überhaupt typisch, vgl. KARL 1951) und zeigen häufig eine von Inhomogenitäten, z. B. Rupturen, Einschlüssen etc., ausgehende feine Gitterung, deren Entstehung in solchen Fällen als unmittelbare Teilbewegung zu einer mechanischen Formung, vergleichbar mit der Druckwillingsbildung, eindeutig ist.

Die ungewöhnlich deutliche *Regel der Internquarze* (Abb. 5) in einem Orthoklas-Großkorn, die nach Größe und Form als umschlossenes, mechanisch geregeltes Reliktgefüge gedeutet werden könnte, entspricht der bisher nur bei Schriftgraniten und -Pegmatiten bekannten *Wachstumsregel* nach dem FERSMANN'schen Trapezoedergesetz (A. E. FERSMANN 1929; DRESCHER-KADEN 1948, S. 105ff). In Abb. 6 sind die Internquarze aus diesem und weiteren Orthoklasen bezogen auf die Feldspat-Normalprojektion dargestellt.

Man erkennt die deutliche Besetzung des 42°-Kleinkreises. Die beiden Häufungen *A* und *W* (Bezeichnung von FERSMANN vgl. DRESCHER 1948, 111, Abb. 87) stammen zur Hauptsache aus dem besprochenen Großkorn. Die Häufung bei (130) entspricht der Regel „Baveno rechts“, die von DRESCHER (S. 128) aufgefunden wurde. Die beiden Punkte „I“ sind die Achsen eines Quarzwillings nach dem Japanergesetz, die zueinander den doppelten Winkel des FERSMANN'schen Kleinkreises bilden (84°33'). Die Erklärung der Quarzregelung durch vorkristalline Tektonik ist somit ausgeschlossen.

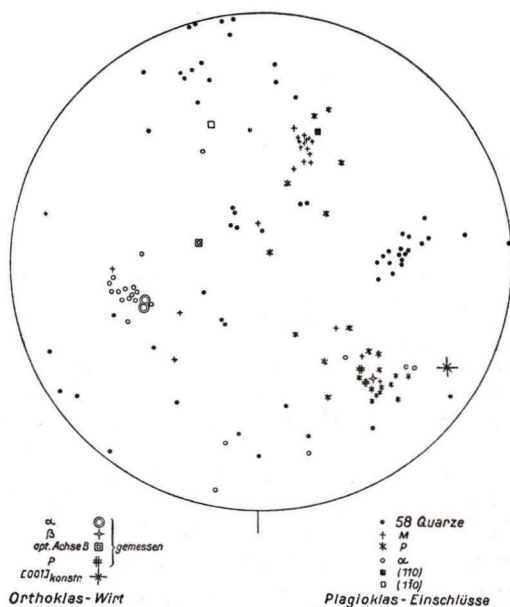


Abb. 5. Drehlagen der Quarz- und Plagioklaseinschlüsse in einem Orthoklasgroßkorn (flächentreue Projektion).

Die *Plagioklase* (xenomorph, z. T. verzwillingt) im gleichen Orthoklasgroßkorn sind ganz überwiegend *homoachs* orientiert (Abb. 5). Wegen der schiefen Schnittlage, ferner wegen der Schwankung des *An*-Gehalts (28–35% *An*, an 7 Internplagioklasen gemessen) ist die Orientierungsbestimmung nur auf etwa 5° genau. Außerdem schwankt die Orientierung des Orthoklaswirts an verschiedenen Stellen des Schiffs bis 5°. Es ist ausgeschlossen, diese Internplagioklase als insulare Relikte eines ehemals zusammenhängenden Großplagioklas zu deuten, wegen der wenigen nicht *homoachs* verwachsenen Körner, ferner wegen der abweichenden Zwillingsbildung bei benachbarten Einschlüssen und wegen des schwankenden *An*-Gehalts.

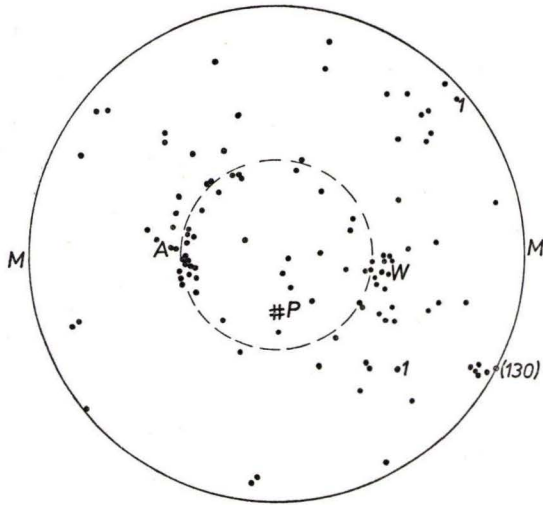


Abb. 6. Lagen der Quarzeinschlüsse aus verschiedenen Orthoklasen bezogen auf Feldspatnormalprojektion (stereograph. Proj.).

lich ist, wenn dessen Gitter schon teilweise vorhanden ist. „Einzeitigkeit“ (SANDER, 1948, Sachverzeichnis) besagt, daß eine feinere Untergliederung der Zeitbeziehungen während des Wachstums des Orthoklas mit den verwendeten Methoden nicht möglich ist. Diese Auffassung ist mit der FERSMANN'schen Theorie vereinbar.

Die idiomorphen Biotit- und Hornblende-einschlüsse und vielleicht die abweichend orientierten Plagioklase-einschlüsse, soweit sie nicht in Zwillingsstellung stehen, sind *älter* als der Wirt; dagegen ist bezüglich Orthoklas einzeitiges Wachstum auch bei Quarz möglich, der sich auf Grenzflächen älterer Kornarten ausgeschieden hat (z. B. Abb. 7). Korrosionserscheinungen sprechen nicht dagegen; diese gehören in das Endstadium des Wachstums „Kristall gegen Kristall“ (Einschlägige Ausführungen hierzu s. ERDMANNSDÖRFFER 1949b, bes. S. 232). Das Nebeneinandervorkommen von Orthoklas und Plagioklas bei Fehlen von perthitischer Entmischung fordert *Zustandsbedingungen* unterhalb der Grenze der Mischkristallbildung (ca. 700 Grad, S. BARTH-CORRENS-ESKOLA 1939, Abb. 8 bei Vernachlässigung von Druck und Lösungsgenossen) und eine „homogene Phase“, die an den einzeitig kristallisierenden Komponenten gesättigt ist.

Das Gegenstück zu den Plagioklas-Verwachsungen im Orthoklas sind hypothetisch die *orientierten Antiperthite* (S. 45), während für den Flecken-Antiperthit metasomatische Bildung wahrscheinlicher ist (vgl. DITTLER und KÖHLER 1925).

An den Orthoklasaugen und den Grundgewebeskalfeldspäten sind gewöhnlich Feldspat-Quarz-*Reaktionsgefüge* vorhanden, s. Abb. 7. Oft sind es auch Reaktionssäume,

Parallel verwachsene Plagioklase in Orthoklas beschrieb MAUCHER (1943) und erklärte sie als Anlagerungsregelung durch die Wirkung reiner Oberflächenkräfte; er hält die Einschlußplagioklase für älter als den Wirt, was auch DRESCHER (1948, 221 Fußnote 1) annimmt. Dabei wäre aber zu erwarten, daß die Plagioklase mit einer gewissen Lagefreiheit eingeregelt sind; insbesondere brauchten die Kanten nicht streng gleichgerichtet zu sein. Eine Diskussion der Oberflächenkräfte und der Viskosität ist von MAUCHER nicht durchgeführt. Außerdem ist es im vorliegenden Fall unwahrscheinlich, die Plagioklase für älter, den Quarz dagegen für jünger (metasomatisch nach DRESCHER S. 139ff.) zu halten. Es wird hier deshalb „*einzeitiges*“ Wachstum (orientierte Verwachsung) angenommen, also nicht strenge Gleichzeitigkeit, da ein orientierender Einfluß des Wirtes nur mög-



vergleichbar mit der „Albit-Kornbildung“ (ERDMANNSDÖRFFER, 1941), die z. T. eindeutig von mechanisch bestätigten Grenzflächen ausgeht (ähnliche Beobachtungen s. ERDMANNSDÖRFFER (1941, 54), ferner DRESCHER (1948, Abb. 156). Sichere Kriterien für „prämikroklinalen Myrmekit“ (DRESCHER 1948, 39) wurden nicht gefunden.

Interessant ist ferner, daß in der Nähe der Orthoklasaugen im Plagioklas (nur wenige Einzelfälle) relativ große Hellglimmer auftreten, die anscheinend nach bestimmten Plagioklasflächen eingewachsen sind.

Diese Plagioklase sind immer frei von Myrmekit der Hellglimmer ist von der normalen Serizitfüllung durch gröberes Korn und Orientierung deutlich verschieden. Die Entstehung auf Kosten des Plagioklas ist eindeutig. Einzelne Hellglimmer ragen aus dem Plagioklas in den anschließenden Orthoklas, und es ist deshalb nicht unwahrscheinlich, daß diese Hellglimmer schon vor dem Zusammenstoßen von Plagioklas und Orthoklas gebildet wurden

(„prämikroklinaler Serizitfüllung“ ERDMANNSDÖRFFER, S 1949 b, 231). Damit ist eine längere metasomatische Aktivität des Kalifeldspats angezeigt.



Abb. 7. Auf der Grenzfläche eines Aggregates aus mehreren hypidiomorphen Plagioklasen im Zwickel eines Kalifeldspat-Großkorns (punktiert, in diesem Fall Mikroklinoptik) ist Myrmekit vorgewuchert. Auf der Grenzfläche zwischen den Plagioklasen hat sich Quarz (schwarz) ausgeschieden. Handstück 572,2 Stbr. Gailbach (1472/3472).

## 5. Quarz-Feldspat-Lagengneise

= „körniger, glimmerarmer Gneis“, THÜRACH 1892, 77 = „aplitische Gneise“ DEML 1931, 19. Der hier gewählte Name bezeichnet das geologische Auftreten in parallel eingeschalteten Lagen (keine Adern, d. h. Röhren) und wird der Bezeichnung „Metatexit“ vorgezogen, da Kriterien für den ehemaligen Aggregatzustand fehlen. (Aus dem gleichen Grund wurden die Perlgneise nicht Metablastite genannt.) Megaskopisch ist der Mineralbestand rel. einheitlich: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz etwa in gleichem Verhältnis; wenig Biotit, örtlich Granat bis über 10%. Mit flasriger Paralleltexur, besonders bei Lagen von wenigen cm Dicke; mächtigere Lagen sind meist gleichmäßig körnig (ca. 1 mm Korngröße) mit undeutlicher Paralleltexur. Größerkörnige Varietäten enthalten mehr Biotit, werden granitähnlich und sind gewöhnlich mächtiger (- 2 m und mehr). Von den normalen Perl- und Paragneisen sind die Lagengneise wegen ihrer hellen Farbe und der gewöhnlich scharfen Grenze, von den Augengneisen wegen des feineren Korns und der größeren Homogenität des Gefüges leicht unterscheidbar; sie zeigen aber die gleichen, z. T. sehr ausgeprägten Deformationsmerkmale. In der Randzone treten sie häufiger und in größerer Mächtigkeit auf als in der nördlich anschließenden Paragneisserie. Über ihre Zusammensetzung können noch keine quantitativen Angaben gemacht werden.

Die Lagen sind nach der Wegsamkeit eingeschaltet und daher nicht aus dem unmittelbaren Nebengestein entmisch. Dies spricht nicht gegen Entmischung über-

haupt und besagt nichts über Reichweite und Herkunft („Arterite“-„Venite“) der Stofftransporte.

### C. Plutonischer Kern

#### 1. Diorit

(Andere Bezeichnungen s. THÜRACH 1892, 44)

Der Diorit tritt in ziemlich geschlossener Verbreitung im S des Arbeitsgebietes als relativ einheitlicher Pluton auf. Seine Grenze gegen die „Randzone“ ist nicht scharf ausgeprägt, da zwischen dem Diorit und den Perlgneisen megaskopisch Übergänge bestehen (s. o.). Auch in der Schieferhülle treten einzelne lokale Vorkommen auf, die streng parallel in den Schichtverband eingeschichtet sind. Solche Vorkommen sind:

a) am Findberg (1435/3514). Dieses zeigt äußerlich wenig Ähnlichkeit mit dem normalen Diorit, hat aber typisch dioritischen Mineralbestand (Tab. 6, Nr. 2). Die Pyroxenführung ist aber im normalen Diorit nicht vorhanden, und daher ist der Diorit am Findberg nicht als Derivat des plutonischen Diorits erklärbar. Dieses Vorkommen ist extrem mylonitisiert, äußerlich aber trotzdem kompakt wegen der ausheilenden Kristallisation II (s. u.).

b) am Birkbach (1580/3569), im Zusammenhang mit Perlgneisen

c) schon außerhalb der eigentlichen Randzone an Hirschbach (1658/3647). Dieses Vorkommen zeigt örtlich typischen Diorit mit Andesin, Hornblende, Biotit, tritt aber in grobfasrigen Perlgneisen (ohne Augengneise) mit dem gleichen Parallelgefüge parallel eingeschaltet auf. Es ist also keine Apophyse im gewöhnlichen Sinne, das Gefüge ist ein normales „Amplatzgefüge“ (s. tekt. Analyse).

Tab. 6 enthält als Ergänzung zu den wenigen chemischen Untersuchungen eine rohe Übersicht über den quantitativen Mineralbestand einiger Diorite. Trägt man das Biotit: Hornblendeverhältnis in Abhängigkeit vom Quarzgehalt auf, so ergibt sich ein merklicher Anstieg des Biotits mit dem Quarz. Der pyroxenführende Dioritschiefer vom Findberg (s. oben unter a) fällt stark heraus, so daß dieser auch aus diesem Grund von dem normalen Diorit abgetrennt werden darf. Durch umfangreiche ergänzende Untersuchungen müßte geklärt werden, ob innerhalb des Plutons eine gesetzmäßige Variation des Mineralbestandes auftritt. Wegen der häufigen leukokraten Einschaltungen (s. u.) an den verschiedensten Stellen ist aber kein einfaches Bild zu erwarten. Sehr auffällig ist die Probe 574 (Tab. 6, Nr. 8) mit mehr Kalifeldspat als Plagioklas. Jedoch handelt es sich um einen kleinen Schliff von einem kleinen Splitter, so daß er noch nicht als repräsentativ für eine mögliche syenitische Variante gelten darf. Diese Frage soll noch überprüft werden.

Das Dioritgebiet ist petrographisch mehrfach beschrieben (BÜCKING 1892, THÜRACH 1892, DEML 1931). In der am besten aufgeschlossenen äußeren Zone (aufgelassene Lamprophyre-Stbr.) zeigt der Diorit ein deutliches *Parallelflächengefüge*. Über dessen Bedeutung gehen die Meinungen der früheren Bearbeiter auseinander: THÜRACH 1892, 45 betont, daß er keinerlei Anzeichen für einen „eruptiven Diorit“ finden konnte und bezeichnet ihn als „Hornblende – Plagioklas-Gneis“. Die anderen Bearbeiter sind über die magmatische Herkunft einer Meinung. Die ausgeprägten Deformationsspuren waren bereits BÜCKING (1892, 26) bekannt, ebenso die Rupturenfüllung durch Epidot. THÜRACH (1892, 49) verneint einen Zusammenhang zwischen der „Kataklasstruktur und der schieferigen Ausbildung“. KLEMM (1895, 173) lehnt ausdrücklich die Erklärung der Paralleltexur durch

Tabelle 6: Diorite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Handstück	589	569	423	553	567	24772		574	Aplit in Diorit
Fundort	Kirsch- lingsgr. 1876/ 3274	Findberg 1435/ 3514	E Dörr- morsbach 1690/ 3442	Almhütte 1361/ 3451	Stengerts 1380/ 3460	Almhütte 1361/ 3451	Diorit nach DEML	Grün- morsbach 1594/ 3538	253a Almhütte 1361/ 3451
Plagioklas (An-Gehalt)	42,6 <sup>1)</sup>	46,9 (30-40)	47,5	51,2 (35-40)	56,8 (27-38)	62,7 (35-40)	65,9 (35-40)	30,8 (35)	67,8
Kalifeldspat	0,9	0,1	0,2	3,7	1,3	3,8	—	40,2	17,5
Quarz	—	7,6	—	3,9	16,4	12,6	10,1	2,9	6,8
Biotit (Chlorit)	12,3 <sup>2)</sup>	23,0	12,7	15,3	13,2	9,4	11,8	0,6	6,3
Hornblende	39,6	17,5	37,3 <sup>3)</sup>	21,6	11,0	10,5	12,2	22,4	—
Pyroxen	—	4,0	—	—	—	—	—	—	—
Apatit	0,7	0,5	0,7	0,7	0,2	0,2	—	0,2	0,9
Erz	0,9 <sup>3)</sup>	0,2	0,1	0,9 <sup>7)</sup>	—	0,2	—	0,3	0,2
Titanit	2,0	—	1,5	1,8 <sup>8)</sup>	0,6	0,6	—	0,9	0,4
Zirkon	—	—	+	+	+	+	—	—	0,1
Epidot II etc.	1,0 <sup>4)</sup>	0,2 <sup>5)</sup>	—	0,9 <sup>6)</sup>	0,5 <sup>10)</sup>	—	—	1,7 <sup>11)</sup>	—
Ges.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Kornzahl	1364	1381	1691	1467	1224	2137	—	1283	1609
Biotit:									
Hornblende	0,31	1,35	0,34	0,71	1,2	0,9	0,97	0,03	—

<sup>1)</sup> Völlig serizitisiert; <sup>2)</sup> meist Chlorit; <sup>3)</sup> Oxyd, einzelne Sulfidkörner; <sup>4)</sup> nur auf Rupturen; <sup>5)</sup> Calcit, sekundär; <sup>6)</sup> zum kleinen Teil mit Reaktionserz und Calcit; <sup>7)</sup> davon 0,5 Symplektit mit Chlorit; <sup>8)</sup> davon 0,8 sekundär; <sup>9)</sup> 0,8% Kornerupin (?), 0,1% Orthit; <sup>10)</sup> Orthit; <sup>11)</sup> davon 1,3 Chlorit II (Delessit).

„Gebirgsdruck“ ab, obwohl er „hochentwickelte Trimmerstruktur“ (S. 248, 173) kennt. Deml (1931, 13) dagegen führte den Lagerbau auf „lamellare Gleitung“ zurück.

Zur Klärung dieser Fragen wurden neue petrographische und tektonische Untersuchungen angestellt, von denen nur die zum Verständnis der später angeführten Bildungsgeschichte wichtigen (z. T. längst bekannten) Befunde angeführt werden. Wie erwähnt ist das Parallellängengefuge in den äußeren Zonen des Plutons deutlich; weiter im S (südlich Oberbessenbach) finden sich vereinzelt aber bereits Übergänge zu Leistenstruktur, indem die Hornblende-Stengel ein sperriges Gerüst bilden, in dessen Zwickeln die Hauptmenge der Plagioklasse aggregiert sind.

Für die Bildungsgeschichte wichtig sind die *Deformationsmerkmale*: U. d. M. leicht gebogene Plagioklas-Lamellen, zerrissene Plagioklase, gebogene, in Extremfällen zu feinkörnigem Zerreibsel zerkleinerte Biotite, aufgespaltene Hornblenden, Quarz (wo vorhanden) als geregeltes Kleinkörnerpflaster in Zwickeln, Titanit oft grusartig zerlegt in xenomorph begrenzte Teilkörner, seltener mit Zwillingslamellen. (Druckzwillinge durch einfache Schiebung nach MÜGGE s. ROSENBUSCH-MÜGGE, 1927, 645.)

*Rupturenausheilende Kornarten*: Kalifeldspat (besonders in Plagioklas); Epidot (in Plagioklas, Hornblende; in Biotit fraglich), Chlorit (Pennin; in Plagioklas, Hornblende, Biotit); Prochlorit (in Kalifeldspat). Titanit als sehr feinkörnige Aggregate zwischen aufgeblättertem Biotit, mit opazitischer Substanz zusammen. Fraglicher Kornerupin (Mg-Al-Silikat, nach optischen Daten bestimmt; Sillimanit-ähnlich, aber mit anderer optischer Orientierung, in allen Schnitten  $n'_{\alpha}$  in Längsrichtung, fasrig, gewöhnlich spitzwinklig zur Anwachswand oder fächerartig; Paragenese zweifelhaft, nähere Untersuchung notwendig) in wenigen Fällen in feinfaserigen Aggregaten zwischen aufgeblättertem Biotit.

Die Rupturen in Plagioklas sind häufig (wohl metasomatisch) von Kalifeldspat erweitert. Ferner zeigen die Plagioklase meist starke wirrfilzige Füllung mit Serizit, z. T. auch mit hochlichtbrechenden Mikrolithen (Klinozoisitgruppe); die Biotite und örtlich auch die Hornblenden sind in verschiedenen Graden chlorisitert.

Von dieser ausheilenden Kristallisation zu unterscheiden ist die von späteren Rissen und Klüften ausgehende Verfärbung durch Fe-hältige Lösungen, durch die die Plagioklase ein ziegelähnliches Rot annehmen (eindeutig z. B. S Oberbessenbach 1827/3388).

*Gefüge*: D 12, D 13

*Biotit*: *s*-Tektonite (gilt auch für die Aplite!). Wegen des groben Kornes ist die Regel relativ ungenau. *ac*-Gürtel angedeutet, manchmal auch *hOl*-Nebenmaxima, das Hauptmaximum in *c* aber deutlich vorherrschend.

*Quarz*: in quarzdioritischen Übergangstypen (D 13), ähnlich den massigen Perlgneisen.

*Hornblende*: *s*-Tektonit (nur 1 Diagramm, nicht wiedergegeben), mit angedeutetem *ac*-Gürtel. Die Hornblenden liegen mit der Winkelhalbierenden des spitzen Winkels der Spaltflächen in *s*.

*Plagioklas*: ebenfalls geregelt, nicht vermessen. Wegen der überdurchschnittlichen Häufigkeit der Schnittlagen senkrecht *PM* in *ac*-Schliffen wahrscheinlich bevorzugt mit [100] parallel *B*, im übrigen mit *M* in *s*.

## 2. Lamprophyre

Die Lamprophyre wurden petrographisch nicht neu untersucht, vgl. GOLLER 1889, BÜCKING 1892, 30, THÜRACH 1892, 99, KLEMM 1895; DEML 1931, 25. Es handelt sich um recht variable Gesteine aus der *Kersantit-Spessartit-Reihe*. Dagegen wurden ihre tektonische und zeitliche Beziehung zum Diorit geklärt. Die Vorkommen wurden kartiert; die häufigen Nebentrümmer und die kleinen Vorkommen, die nur durch vereinzelte Lesesteine gekennzeichnet sind, sind im allgemeinen weggelassen; dies gilt besonders für die im südlichen Teil der anschließenden Schieferserie nicht seltenen Gänge.

Äußerliche Konvergenzen zu Lamprophyren zeigen teilweise die ebenfalls häufigen *Zertrümmerungsprodukte* der Diorite und Paragneise (Hart-Mylonite, Breccien, Kakirite), die in der dichten rötlich-braunen oder grünlichen Zwischenmasse aber meist gut kenntliche Feldspatreste des Ausgangsgesteins oder Gesteinsfragmente enthalten. (Vgl.

THÜRACH 1892, 72; KLEMM 1895, 234). Relativ gut aufgeschlossen z. B. Stbr. Keilberg (1809/3757) mit verschiedenen Stadien der Mylonitisierung.

Die Lamprophyre zeigen ein (z. T. megaskopisch) deutliches Fluidalgefüge parallel den Unebenheiten der Wand durch Einregelung der Biotite und Orthoklaseinsprenglinge in die Laminationsflächen. Das *Einströmungsgefüge* wurde aber nicht im einzelnen untersucht. Am Salband ist nach den bisherigen Beobachtungen eine dünne, feinkörnige Quarz-Feldspatbreccie ausgebildet, ohne stetige Durchbewegung, aber trotzdem mit statistischer Gefügeregel (*ac*-Gürtel mit diskreten Häufungen). Die Lamprophyre sind also jünger als die stetige Tiefentektonik des Nebengesteins. Die tektonische und zeitliche Stellung entspricht der bei Lamprophyren allgemein verbreiteten, s. BEDERKE 1947, 16.

Es gibt vereinzelt aber auch „*geschieferte*“ Lamprophyre (z. B. am Grauberg 1323/3474). Das betreffende, unzureichend aufgeschlossene Vorkommen folgt ebenfalls anscheinend der N-S Richtung (Fallen nicht feststellbar), während die „Schieferungsflächen“, die nur in Randnähe einigermaßen deutlich erhalten sind, etwa 20/25 W und damit von den tektonischen Elementen der Umgebung abweichend liegen. Die Schieferung ist also nicht auf die tektonische Formung der Umgebung beziehbar, sondern eher mit der in den Lamprophyren häufigen enggescharten Klüftung zu vergleichen. Diese Lamprophyre sind daher nicht älter als die übrigen.

Über die z. T. reichlichen Pegmatite vgl. THÜRACH (1892, S. 60); sie greifen oft quer durch die Dioritstrukturen, zeigen aber meist ebenfalls Deformationsspuren.

### 3. Leukokrate Varietäten

a) Durch Abnahme der dunklen Gemengteile, besonders der Hornblende gehen die Diorite in leukokrate *Granodiorite* und *granitische Varietäten* über, vgl. DEML (1931, 9). Im Verwitterungsgrus sind sie vom Diorit meist nicht zu trennen, so daß sie nicht auskartiert wurden. Sie treten oft als konkordante Einlagerungen mit  $\pm$  deutlichen Grenzen, z. T. aber anscheinend apophysenartig (z. B. E. Dörmorsbach 1691/3442) im Diorit auf. Vielleicht haben sie südlich von Oberbessenbach größere Verbreitung.

Tab. 7 gibt eine Übersicht über die Variationsbreite dieser Gesteine. Nr. 2 entspricht dem einzigen aus der Gruppe b (s. u.) untersuchten Beispiel.

Gleiche Deformationsspuren, gleiche ausheilende Kornarten (in Kalifeldspat auch Rupturenverheilung durch Kalifeldspat); Myrmekit.

b) Von diesen Varietäten zu unterscheiden ist ein *Mikrokin-*„*Granit*“, der die meisten Meinungsverschiedenheiten hervorgerufen hat. Andere Bezeichnungen: „Granitgneis“ BÜCKING (1892, 22); „glimmerarmer, körniger Gneis“ THÜRACH (1892, 56); „Jüngerer Granit“ KLEMM (1895, 175); „pegmatitischer Aplit“ DEML (1931, 34). Nach dem Mineralbestand sind Übergänge zu den granitischen bzw. granodioritischen Gesteinen (s. o. Tab. 7 Nr. 2) vorhanden, nach dem geologischen Verband anscheinend nicht.

Megaskopisch ist das Gestein rötlich, körnig, plattig oder massiv; S Oberbessenbach vergesellschaftet mit Pegmatiten, ferner anscheinend mit Paragneisen.

U.d.M.: *Kalifeldspat* (vielfach eindeutig Mikrokin mit deutlicher Gitterung ohne Anzeichen mechanischer Entstehung; öfters mit spindelförmigen *s*-ähnlichen Rissen in der Lage der Murchisonitspaltung mit Plagioklasfüllung = „Spindelperthit“;  $2V_{\alpha} = 85 \pm 3$ ).

Tabelle 7: Leukokrate Varietäten

	1	2	3	4	5	6	7
Handstück	422,2	594	603	n.DEML	n.DEML	24774	24811
Fundort	E Dörr- morsbach	Soden	E Dörr- morsbach	Bessen- bachtal	Zecken- buckel	E Dörr- morsbach	E Dörr- morsbach
	1691/ 3441	1706/ 3208	1691/ 3442				1691/ 3440
Plagioklas (An-Gehalt)	30,8 (26–28)	31,5 (13–17)	37,4 (25–30)	38,2 (25)	40,6 (30)	42,8 (30)	45,3 (30)
Kalifeldspat	33,3	33,8	22,7	31,1	5,8	20,8	12,7
Quarz	34,8	32,6	34,2	21,8	34,8	23,9	26,8
Hornblende	—	—	—	—	—	0,1	0,2 <sup>5)</sup>
Biotit	1,0	0,3 <sup>1)</sup>	5,7 <sup>2)</sup>	4,8	18,8	12,0	14,7
Orthit (+Epidot)	—	—	—	2,2 <sup>3)</sup>	—	0,1	—
Apatit	+	—	+	—	—	0,2	0,1
Titanit	—	—	—	1,6	—	—	—
Zirkon	—	—	—	—	—	+	—
Erz	0,1	1,8 <sup>1)</sup>	—	0,2	—	0,1	0,2
Kornzahl	100,0 2207	100,0 1609	100,0 1912	99,9 <sup>4)</sup>	100,0	100,0 2692	100,0 2103

<sup>1)</sup> Pseudomorphosiert durch Erz + Chlorit.

<sup>2)</sup> Zum geringen Teil zersetzt.

<sup>3)</sup> Davon 0,4% Orthit.

<sup>4)</sup> Durch Abrundung der Originalwerte.

<sup>5)</sup> Chloritpseudomorphosen, primäres Mineral nicht sicher (Hornblende?).

Quarz (Großkörner meist zerlegt in „Mörtel“ in Verteilungsgruppen parallel *s*). *Oligoklas* (An 13–17), mittelkörnig ( $1/2$ –1 mm). *Biotit* fast fehlend und vollgestopft mit oxydischem Erz bzw. vergrünt, gebogen zerfranst; oxydisches Erz aber inhomogen verteilt, idiomorph und xenomorph, z. T. sekundär. Deformationserscheinungen ähnlich wie beim Diorit; ausheilende Kornarten vorwiegend Quarz.

Gefüge: D 14. B-Tektonit bei Quarz.

Die *Verbreitung* ist nur ungenügend bekannt, da das Gestein im Gebiet der Bunt-sandsteinbedeckung liegt.

Aufschlüsse: E Soden 1706/3208, S Oberbessenbach 1858/3288, S Dörrmorsbach 1682/3382 DEML (1931, 35). Es handelt sich um eine sehr „trockene“ Paragenese, da die femischen Komponenten anscheinend weitgehend in Erz und nicht in Biotit gebunden sind. Daher ist es kein normaler Granit und wegen des oft reichlichen Erzes auch kein normaler Aplit. Die äußerliche Ähnlichkeit mit gewissen Quarz-Feldspat-„Lagengneisen“ der Randzone (s. o.) berechtigt nicht zu einer genetischen Verbindung, wie schon THÜRACH (1892, 56) betont.

Nach DEML und KLEMM ist der Mikroklin-„Granit“ wegen des z. T. gangartigen Auftretens (1682/3382) *jünger* als der umgebende Diorit. Dies trifft sicher zu für die helle Einbettungsmasse der unten beschriebenen „Agmatite“, die zwischen zwei Mikroklin-„Granit“-Lagen eingeschaltet sind (s. Karte 1876/3273). Diese Einbettungsmasse entspricht mindestens megaskopisch manchen Mikroklin-„Graniten“, so daß deren rel. späteres Eindringen in den teilweise bereits verfestigten Diorit wohl mit Recht angenommen werden kann. Sicher aber waren diese Mikroklin-„Granite“ bereits vor der

Deformation nach Kristallisation I (s. u.) im Verband ihrer jetzigen Umgebung, da sie das gleiche tektonische Schicksal erlebt haben (s. tekt. Analyse).

#### 4. Basische Einlagerungen

a) Im ganzen Dioritgebiet bezeichnend sind dunkle Schollen und Lagen aus vorwiegend Plagioklas und Biotit  $\pm$  Hornblende; vgl. BÜCKING (1892, 29); THÜRACH (1892, 23); DEML (1931, 13). Sie sind meist scharf gegen die Umgebung abgegrenzt, feiner körnig, paralleleingeschichtet, oft mit hellgrauer Rinde erhaben auf den Dioritblöcken herauswitternd, häufig mit größeren Plagioklasneubildungen, quarzarm bzw. -frei. Die Akzessorien sind gleich wie im Diorit, schwanken nach Art, Häufigkeit und Verteilung aber relativ stark. Das Gefüge ist fast immer deutlich vorkristallin geregelt, meist als *s*-Tektonit. Der *An*-Gehalt der Plagioklase ist gleich oder wenig höher als im Diorit. Auftreten und vorkristalline Regelung kennzeichnen diese Schollen als Fremdkörper im Diorit. Einzelbeispiele s. o., S. 38.

b) Andere Schollen sind weniger deutlich individualisiert, gröber im Korn und zeigen mehr Plagioklas-Einsprenglinge, erreichen auch meist größere Dimensionen. Im Mineralbestand weichen sie z. T. von den Dioriten ab, z. B. durch Auftreten von Pyroxen (meist weitgehend opazitisch zersetzt, nicht uralitisiert).

Auch diese Schollen könnten *assimiliertes Nebengestein* sein, das nach Ablauf der Reaktionen mit dem Dioritsystem im Gleichgewicht steht (BOWEN 1922). Bei der Annahme der BOWEN'schen Theorie über das Verhalten von Einschlüssen ist eine Deutung des Diorits als stärker mobilisiertes Stadium solcher Einschlüsse energetisch nicht zu begründen. Es ist jedoch auch möglich, die diffus begrenzten Schollen (b) als Reste (Residuen) eines durch Ultrametamorphose nicht vollständig homogenisierten Altbestandes aufzufassen (wie z. B. NICKEL 1949, 450), der sich im bereits gebildeten „Magma“ (homogene Phase) natürlich entsprechend der BOWEN'schen Theorie verhält. Begrifflich sind somit *zwei Gruppen* basischer Einlagerungen zu trennen: a) in ein fertiges Magma geratene Nebengesteinsschollen; die Entstehung des Diorits aus einem „Magma“ wird noch begründet, s. S. 58, b) reliktsche, „vormagmatische“ Altbestände, d. h. solche, die eine Umbildung zu einem dioritischen Magma in situ oder (hier wahrscheinlicher) vor der Platznahme des Diorits überstanden haben. a) und b) sind durch ein unbestimmbares, zwischen Magma-bildung und Platznahme liegendes Zeitintervall getrennt, aber beide stehen stofflich mit dem Diorit im Gleichgewicht. Freilich fehlt es noch an eindeutigen Kriterien zur Unterscheidung dieser beiden Gruppen.

#### 5. Basische Varietäten des Diorits

Von den basischen Einlagerungen zu unterscheiden sind basische Varietäten des Diorits, die im S des Gebietes anscheinend als selbständige Gesteine auftreten (S Oberbessenbach 1878/3270).

U. d. M. (Tab. 6, Nr. 1) Plagioklas, meist vollständig serizitisiert, Rupturen mit Kalifeldspat verheilt, Hornblende, oft zerrissen, Rupturen mit Epidot, Chlorit, Kalifeldspat verheilt; ferner mit chloritisiertem Biotit z. T. aufgeblättert und mit feinkörnigen Titanitaggregaten oder manchmal mit Epidot zwischen den Spaltflächen. Diese meladioritischen – gabbroiden Varietäten sind vielleicht als früheste Ausscheidungen der Dioritsippe zu bewerten. Bei diesen Gesteinen fand sich z. T. die bereits erwähnte *Leistenstruktur* der Hornblendens. Die Analyse bei KLEMM 1895, 223, II dürfte von dieser Varietät stammen.

Im Anstehenden sind diese Gesteine meist quer durchgriffen von pegmatitoiden, grobkörnigen Feldspat-Hornblende-Lagen, die fast immer Risse füllen und örtlich drusig entwickelt sind. Die anscheinende stoffliche Übereinstimmung mit dem Nebengestein gestattet, Abmischung aus dem Nahbereich anzunehmen (nähere Untersuchung erforderlich).

Es finden sich nun aber auch im gleichen Gebiet (leider nur in Lesesteinen und zeitweilig – nur 1951 – gesprengten Blöcken) *grobgemengte* Typen mit scharf begrenzten dunklen Schollen (mit abgestumpften Kanten), die in einer granitisch-dioritischen Zwischenmasse eingebettet liegen. Die Schollen erreichen bis  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser, sie bestehen megaskopisch vorwiegend aus Hornblende neben anscheinend chloritisiertem Biotit und kleinerkörnigem Plagioklas, z. T. mit megaskopisch erkennbarer Gefügeregel, die Verstellungen der Schollen gegeneinander erkennen läßt. Sie sind z. T. zerrissen, die Spalten selbst sind mit groben Feldspaten und anscheinend Epidot gefüllt. Zweifellos haben zwischen Schollen und Einbettungsmedium Relativbewegungen stattgefunden, wobei das Einbettungsmedium höher teilbeweglich war als die Schollen. Es gibt aber ebenso häufig feinkörnige, feldspatreichere Schollen mit eingesprenkten Sulfiden, die randlich aufgelockert sind und mit einem diffusen, gröberkörnigen Reaktionssaum in die Einbettung übergehen und durch die hindurch megaskopisch dioritähnliche (?Reaktions-) Schlieren ziehen. Nach der Zusammensetzung sind sicher verschiedene Ausgangsgesteine als Schollen eingebettet. Eine nähere Untersuchung dieser evtl. Agmatite hätte vor allem die stofflichen Beziehungen zwischen Schollen und Einbettung und das Verhältnis von mechanischen zu molekularen Teilbewegungen zu verfolgen (noch keine Schiffe vorhanden).

Diese Gesteine erinnern sehr an die von KOCH (1939, 15) aus dem NW. Thüringer Wald beschriebenen diskordant „durchaderten“ amphibolitogenen Migmatite.

## II. Teil: Genetische Interpretation

Genesis wird hier bei der geologisch-genetischen Auswertung der deskriptiven Ergebnisse begrifflich zunächst im engeren Sinn als *Ablauf in der Zeit*, also als Geschichte gefaßt und methodisch auf beobachtbare Merkmale begrenzt. Die folgende Besprechung bezieht sich besonders auf den Diorit und die Randzone. Die Petrologie der übrigen Schieferserie ist nur teilweise mitbesprochen; die Zweiglimmerschieferserie als Ganzes erfordert noch weitere petrographische Untersuchungen.

### A. Kriterien für die zeitliche Gliederung

1. Eine wichtige Zeitmarke ergibt sich durch die Altersbestimmung der Kornarten im *Verhältnis zur Deformation* (prä-para-post-kristalline Deformation, SANDER 1950, 295 nach älteren Arbeiten (nach bekannten Kriterien. Sie ergibt die Unterscheidung einer vortektonischen Kristallisation I von einer nachtektonischen Kristallisation II.
2. Die feinere, in Einzelfällen nicht sicher durchführbare Untergliederung innerhalb der vortektonischen Kristallisation erfolgt



- a) nach *Reliktgefügen*, insbesondere reliktschen Interngefügen (SANDER 1950, 126 u. a.).
- b) nach der *gegenseitigen Umschließung* (DRESCHER 1948, 3 u. a.), jedoch nicht all-gemeingültig, da das umschlossene Korn älter (*si*, *Ri*, idiomorphe Einschlüsse), gleichalt (einzeitig, s. S. 47 orientierte Verwachsungen) oder jünger (metasoma-tisch, entmischt) als der Wirt sein kann.
- c) nach *Verdrängungserscheinungen* (Pseudomorphosierung usw.).

Wenig geeignet bzw. mehrdeutig sind Grenzflächenkonturen einschließlich Myrmekit-bildung, Trübungs- und Zersetzungserscheinungen (getrübtter Myrmekitplagioklas, von stark mechanisch betätigten Grenzflächen um Kalifeldspataugen aus vorwuchernd ist eindeutig jünger als der ungetrübtte Kalifeldspat) und manchmal auch das Wachstum entlang Korngrenzen (s. S. 48 und Abb. 7).

### B. Ergebnisse

- a) Tab. 8 zeigt schematisch für den Diorit und den Augengneis die zeitliche Gliederung. Der Orthoklas, insbesondere die Großkristalle der Augengneise gehören auf Grund der S. 45 beschriebenen Merkmale eindeutig in einen späten Abschnitt der

Tabelle 8: Relative Altersfolge der Kornarten im Diorit und seinen Varietäten

	Kristallisation I	Deformation	Krist: II
Apatit	————	r	
Zirkon	————	(r)	
oxyd. } Erz			
sulf. }	————		
Titanit	———— — — —	r (st)	————
Orthit	— — — —		
(Pyroxen)	———— — — —		
Hornblende	————	r	
Biotit	— — — — — — —	r, st	
Plagioklas	— — — — — — — —	r, st	
Orthoklas	———— — — — —	r, st	————
Quarz	———— — — — —	r, st	————
Myrmekit		—	————
Epidot			————
Chlorit			———— — —
Serizit			———— — — —
Karbonat			— — — — —

———— wahrscheinlich      — — — — unsicher  
 r = rupturrell.  
 st = stetig.

<sup>1)</sup> als Anwachsrand an Orthit. Umwandlungs- und Füllungsminerale teilweise berücksichtigt.

vortektonischen Kristallisation, aber *vor* der Deformation<sup>1)</sup> war mindestens die heutige Kristallgröße erreicht. Der durch Kristallisation I erreichte stationäre Zustand wird unvermittelt nach einem petrographisch nicht feststellbaren Zeitintervall abgelöst durch eine Deformation, die – bei Annahme der Tiefenstufenhypothese – einen Tiefenstufenwechsel zu der epizonalen Kristallisation II vermittelt. Mesozonale Zwischenstadien fehlen.

Die rupturenheilende, epizonale Kristallisation II ist zeitlich nicht näher unterzugliedern. Plagioklasrupturen sind nur von Kalifeldspat verheilt (und z. T. metasomatisch erweitert, s. S. 43), nie von Plagioklas. Für Quarz und Kalifeldspat ist parakristalline Deformation möglich, da sie in gleicher Phase rekristallisieren. Die epizonalen Zustandsbedingungen genügten aber zur Sammelkristallisation nicht, so daß die Mörtelgefüge erhalten blieben.

Der Anteil des von Rupturen, Korngrenzen, Spaltrissen aus vordringenden Kalifeldspats II scheint von der Intensität der vorhergegangenen Durchbewegung abzuhängen.

Ein zeitlicher Zusammenhang zwischen den rupturenheilenden Kornarten und der Chloritisierung der Biotite und Hornblenden, ferner mit der wirrstrahlig-filzigen Serizitisierung<sup>2)</sup> der Plagioklase ist nicht direkt erweisbar und wurde nur aus der gleichen Mineralfazies geschlossen. Es sind aber Konvergenzen möglich zwischen epizonaler und hydrothermaler Mineralfazies (deuterische Nachphase), deren Trennung in dieser Untersuchung nicht möglich war. In eine deuterische Nachphase (und zwar schon vor der Deformation) kann man die Chloritisierung und die seltene (nicht zweifelsfreie) „prämikrokline Serizitisierung“ (S. 48) einordnen; nicht dagegen die von Rissen usw. ausgehende Serizitisierung. Die Myrmekitbildung muß wegen Fehlens jeglicher Deformationsspuren (trotz großer Empfindlichkeit) und wegen der häufigen Bindung an durchbewegte Korngrenzen in Kristallisation II gestellt werden. Ebenso gehören die Spindelperthite in Kristallisation II.

b) In den *Paragesteinen* der Randzone ist die vortektonische Kristallisation I mindestens zweiaktig. Eine ältere *mesozonale Regionalmetamorphose* mit Bildung von Granatholoblasten muß zeitlich getrennt werden von einer späteren *Tiefenkontaktmetamorphose* mit Quarz (und Feldspat-)auflösung im Externgefüge, verbunden mit starker Umkristallisation und Kornvergrößerung (S. 39). Die ausführlich beschriebene paragenetische Reihe (S. 37) zeigt beim gleichen Ausgangsgestein (Grauwackenschiefer) verschiedene Grade der Umbildung in Abhängigkeit von der Entfernung vom Diorit. Bei Schollen im Diorit ist hypothetisch auch der ehemalige gemeine Granat aufgelöst, da er in solchen Schollen noch nicht gefunden wurde und in Dioritnähe Auflösungserscheinungen zeigt. Als bezeichnende Neubildung entsteht bei der Tiefenkontaktmetamorphose Sillimanit.

Bei den *Amphiboliten* sind mit der Tiefenkontaktmetamorphose starke stoffliche Differentiationen verbunden mit Absonderung von Plagioklaslagen und anscheinend Anreicherung von Quarz in der Nähe dieser Plagioklaslagen im Amphibolit.

<sup>1)</sup> In manchen Arbeiten wird angenommen, die Zerbrechung begünstige die Bildung von Porphyroblasten, indem sie geeignete Wanderwege für die „granitisierenden“ Lösungen schaffe (SEITSAARI, Bull. C. G. Finl. 153 [1951] 1–120, bes. 90–92 u. dort erwähnte Arb.). Wegen der umgekehrten Zeitfolge ist dies im südl. Spessart ausgeschlossen.

<sup>2)</sup> Nicht identisch mit „gefüllten“ Feldspäten der alpinpetrographischen Literatur.

Jedoch ist noch ein weiterer deutlicher Abschnitt der Umwandlung erkennbar, nämlich die Verglimmerung der hellen Lagen unter Umwandlung der Hornblende in Pyroxen + Magnetit + almandinreichen Granat.

Schematisch ergibt sich folgender Ablauf (wobei die Entwicklung bei den Amphiboliten nur einer vorläufigen Auffassung entspricht) (S. Tab. 9).

Tab. 9: Zeitliche Gliederung der Metamorphose

Altbestand	vordioritische Regionalmetamorphose	vom Diorit ausgehende Tiefenkontaktmetamorphose	Durchbewegung	Epizonale Kristallisation
mit vorkristalliner Tektonik				(unvollständig)
Sandige Schiefer Grauwacken etc.	Granatschiefergneise	Quarzauflösung im Grundgewebe Kornvergrößerung Quarz-Feldspat-Lagenbildung	Sillimanitneubildung	vermittelt einen Tiefenstufenwechsel  Umbildung der Massengesteine zu Tektoniten  verheilt die Deformations Spuren Neubildung von Epidot, Chlorit etc.
Basische Ergußgesteine (?)	Amphibolite	Differenzierung in quarzarme u. quarzreiche Amphibolite  Feldspatlagen	Verglimmerung (hydrothermal oder pneumatolytisch) Pyroxen-Granat-Magnetitbildung	wegen relativer Starrheit nicht oder kaum beeinflusst

Natürlich ist über die *Zeitdauer* der einzelnen Abläufe und erst recht nicht über ihre Einstufung in die geologische Zeitskala eine beweisbare Aussage möglich. Lediglich aus Analogiegründen wird der Diorit in die varistische Ära gestellt.

Die Zuordnung der Tiefenkontaktmetamorphose zum Diorit als Herd ist wegen der engen räumlichen Verknüpfung nicht zu bestreiten. Das Eindringen des Diorits ist zeitlich dadurch relativ festgelegt. Ferner ist der Diorit als *Energiequelle* großen Stils erkennbar (jedoch nicht für die vordioritische Regionalmetamorphose) und hierfür kommt in erster Linie Kristallisationswärme in Frage (BOWEN 1922), so daß die Annahme magmatischer Herkunft angemessen ist. Der Diorit hat nach den Beobachtungen an Nebengesteinsschollen vor allem saure Exsudate („Ektekte“) aufgenommen. Dies entspricht der BOWEN'schen (1922) Theorie über das Verhalten von Einschlüssen, und es ist nicht möglich, KLEMM's (1895; 224, 231) bzw.

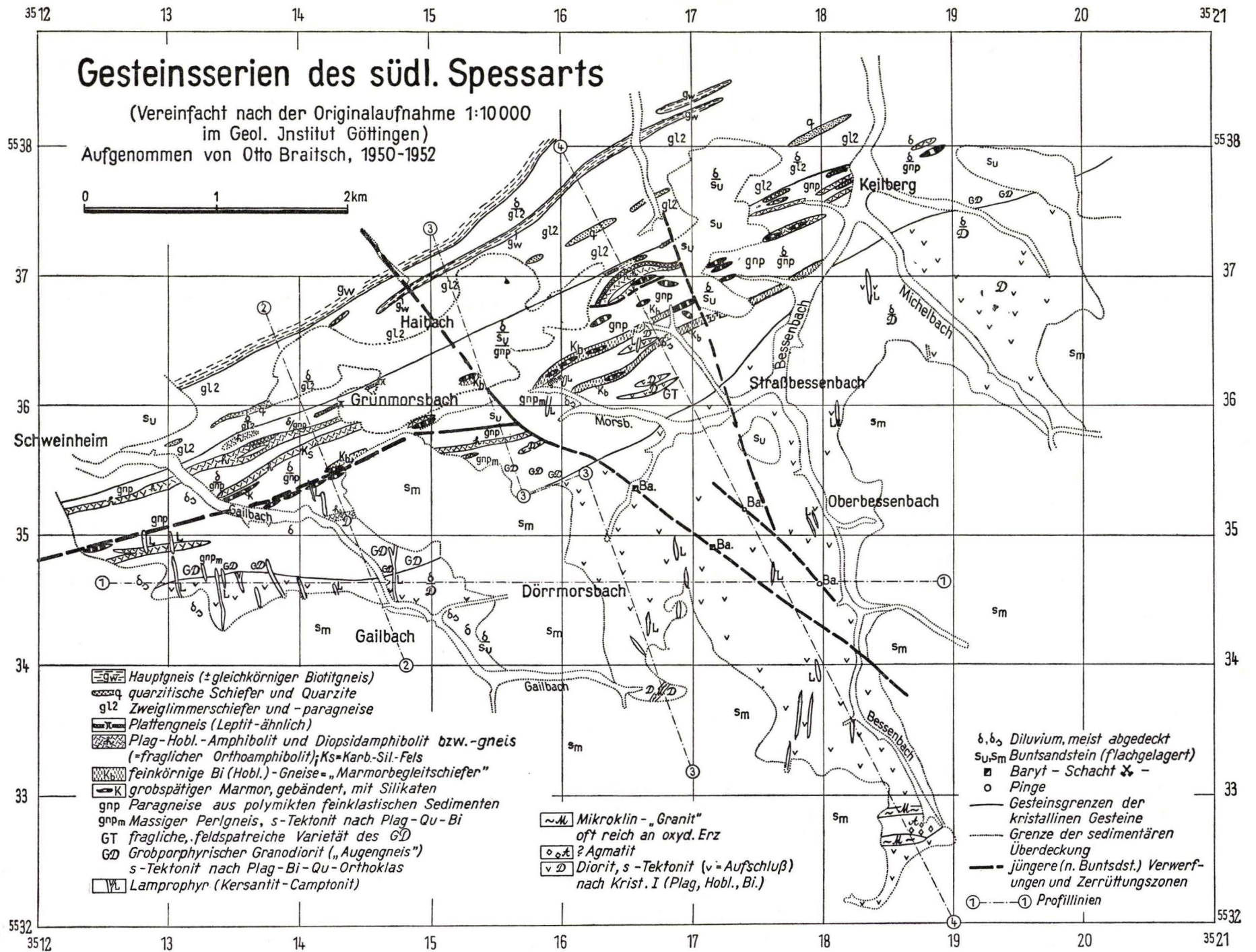


Abb. 8

Koch's (1939, S. 93 etc.) Ansicht der Assimilation von Amphibolit in einem granitischen Magma zu übernehmen, zumal die Amphibolite in der Paragneisserie quantitativ so stark zurücktreten, daß sie nicht annähernd ausreichen, um ein granitisches Magma von der Größenordnung des Diorits in der Zusammensetzung zu verändern.

Die Augengneise mit der *Anreicherung des Kaliums* bilden ein spezielles geochemisches Problem im Großbereich, das im Spessart nicht eindeutig lösbar ist. Die Ableitung durch Differentiation aus dem Diorit erscheint schwierig, obwohl zwar kalireiche Randbildungen im Diorit aufzutreten scheinen (Tab. 6 Nr. 8), andererseits jedoch die Verzahnung mit gut kenntlichen Paragneisen und lokal die Augenbildung in Paragneisen (S. 45) ersichtlich ist<sup>1</sup>.

Es wird versuchsweise sowohl für die Augengneise als für die massigen Perlgneise die Entstehung durch Ultrametamorphose von älteren Sedimentgneisen angenommen, wobei magmaähnliche Zustände durchlaufen wurden. Die hellen Quarz-Feldspatlagen werden als Produkte partieller Anatexis aufgefaßt, nicht dagegen als magmatische Injektionen. Hierdurch ist am einfachsten das Vorkommen von Kalifeldspat in den hellen Lagen, dagegen sein Fehlen in den Perlgneisen erklärbar. Es ist also nicht nötig, eine vom Pluton sich konzentrisch ausbreitende Stoffwanderung, sondern lediglich ein Energiegefälle, das abnehmende Intensität stofflicher Umsetzungen verursacht, anzunehmen. Vor allem ist nichts von einer basischen Front zu bemerken.

### III. Teil: Tektonische Analyse

#### A. Problemstellung

Die tektonische Analyse hat die Frage nach dem Zustandekommen des heutigen geologischen Verbandes zu klären, speziell also bei einem Pluton zu entscheiden, ob „*Einströmungs-*“ oder „*Amplatzgefüge*“ vorliegt (SANDER 1948, 185). Zu diesem Zweck müssen tektonisch gleichwertige (und zwar mechanisch und zeitlich gleichwertige) Elemente verglichen werden. Die Aufgabe gliedert sich demnach in 2 Teile:

1. Ermittlung und 3-dimensionale Darstellung der tektonischen Elemente (*s*-Flächen, Achsen, Klüfte), getrennt für Pluton und Hülle.<sup>2</sup>)
2. Untersuchung der mechanischen Funktion dieser tektonischen Elemente, um ihre Bedeutung für das Bewegungsbild zu erfassen, getrennt für Pluton und Hülle. Speziell ist bei linearen Richtungen (z. B. subparallel gestellte Hornblendestengel) zu entscheiden, ob es sich um *B* (*b*) oder *a* im Sinne der Gefügekunde handelt.

<sup>1</sup>) Solche Fälle sind nicht selten (ERDMANNSDÖRFFER 1949b, 235) und gut zu beobachten auf Gletscherschliffen am Krimmler Kees (Großvenedigergebiet, Nordrand des Zentralgneises).

<sup>2</sup>) Um die hier durchgeführte tektonische Analyse mit anderen Kristallingebieten für Fernerstehende leichter vergleichbar zu machen, sei erwähnt, daß die als (*ab*) indizierten *s*-Flächen in CLOOS'scher Terminologie den *S*-Klüften, allerdings vielleicht nicht allgemein, die *B*-Achsen der CLOOS'schen Streckung entsprechen würden. Das Begriffsinventar der „*Granittektonik*“ wurde nicht verwendet aus den von SANDER (1948) angeführten Gründen.

## B. Methode

Die erste Teilaufgabe wurde im wesentlichen mit dem Kompaß und der Lagenkugelprojektion (Verfahren: SANDER 1948, 125ff.) erledigt. Im Felde einmeßbar waren im Dioritgebiet nach etwas Übung die *s-Flächen*, allerdings oft nur in künstlichen Aufschlüssen, da sie an den wollsackartig abgewitterten Blöcken und Klippen, die häufig im Dioritgebiet hervortreten, nicht genau genug feststellbar sind wegen optischer Täuschungen an den rundlichen Felsformen und weil öfters unsicher ist, ob diese Blöcke unverstellt anstehen. Z. T. jedoch treten eine enge Klüftung parallel *s* (z. B. oberhalb Almhütte 1363/3451) und häufig parallel *s* eingeschichtete, scheibenförmige Nebengesteinsschollen hervor. In der Hülle sind die *s-Flächen* als Flächen bester Teilbarkeit (Platten-Blattlagen) eindeutig, vereinzelt auch mit Umfaltung oder Kleinfältelung, was im Diorit nirgends beobachtet wurde. Lineare Vorzugsrichtungen sind im Diorit kaum erkennbar (Parallelorientierung der Hornblenden ist selten sichtbar, z. B. 1594/3538), in der Hülle sind sie genügend häufig auf *s* als Striemung parallel *B*. Die Klüfte werden nur zum Teil ausgewertet; wichtig war besonders die räumliche Lage der Lamprophyre, deren rel. konstantes N-S Streichen auffällt.

Da megaskopisch im Diorit keine Achsen bzw. lineare Vorzugsrichtungen gefunden wurden, mußte dies durch Korngefügeanalysen versucht werden.

Die 2. Teilfrage nach der *tektonischen Bedeutung* der eingemessenen Flächen konnte durch die Korngefügeanalysen gelöst werden, nämlich 1. symmetrologisch durch Feststellung des Deformationsplans und seiner Koordinaten an orientierten Proben; 2. in physikalisch-kinematischer Hinsicht durch Untersuchung der Teilbewegungen im Gefüge und ihrer Summierbarkeit zu einem Bewegungsbild; und 3. zeitlich durch Zeitbestimmung der Deformation im Verhältnis zur Kristallisation.

Die tektonische *Auswertung der Gefügediagramme* erfolgte nach dem inzwischen vom Verfasser beschriebenen Verfahren<sup>1)</sup>. In der tektonischen Karte (Abb. 9) sind die aus Korngefügediagrammen stammenden *B-Achsen* als + eingetragen.

## C. Ergebnisse

Die Ergebnisse der tektonischen Analyse sind auf der tektonischen Karte dargestellt. Über 1000 Kompaßmessungen sind in den Diagrammen zusammengefaßt (s. Legende der Karte). Obwohl im einzelnen relativ große Schwankungen im Streichen und Fallen auftreten, erkennt man im ganzen einen einheitlichen tektonischen Bau. Ein Vergleich zwischen dem Diorit-Tektonit und seiner Hülle zeigt, daß innerhalb der Schwankung die tektonischen Elemente gleich sind (über die mech. und zeitliche Gleichwertigkeit s. u.). Es liegt also Parallelkontakt vor. Im allgemeinen besteht auch stofflicher Parallelkontakt (Ausnahme s. S. 45). Die *s-Flächen* streichen 60–90° und fallen 70–90° vorwiegend nach N.

*B-Achsen* im Diorit wurden i. a. nur in biotit- und quarzführenden Gesteinen bestimmt, was natürlich eine subjektive Auslese bedeutet. Sie sind nur schwach ausgeprägt, aber symmetrologisch eindeutig als *B*, wegen der geringen Zahl zur Verallgemeinerung aber nur mit Vorbehalt ausreichend. Man erkennt auch, daß die *B-Achsen* innerhalb der Schwankung mit den Loten auf die Lamprophyrsalbänder zusammenfallen. Die Lamprophyre haben demnach Querklüfte (Ausnahme vielleicht S Dörrmorsbach 1662/3410) zum Aufstieg benutzt, die erst durch die Tektonik entstanden sein können. Damit ist die zeitliche Einstufung der Lamprophyre nach der Deformation (nach Kristallisation I) bestätigt, was schon aus dem Einströmungsgefüge der Lamprophyre (s. S. 52) geschlossen wurde.

<sup>1)</sup> Heidelberg. Beitr., 4 (1954) 1–5.

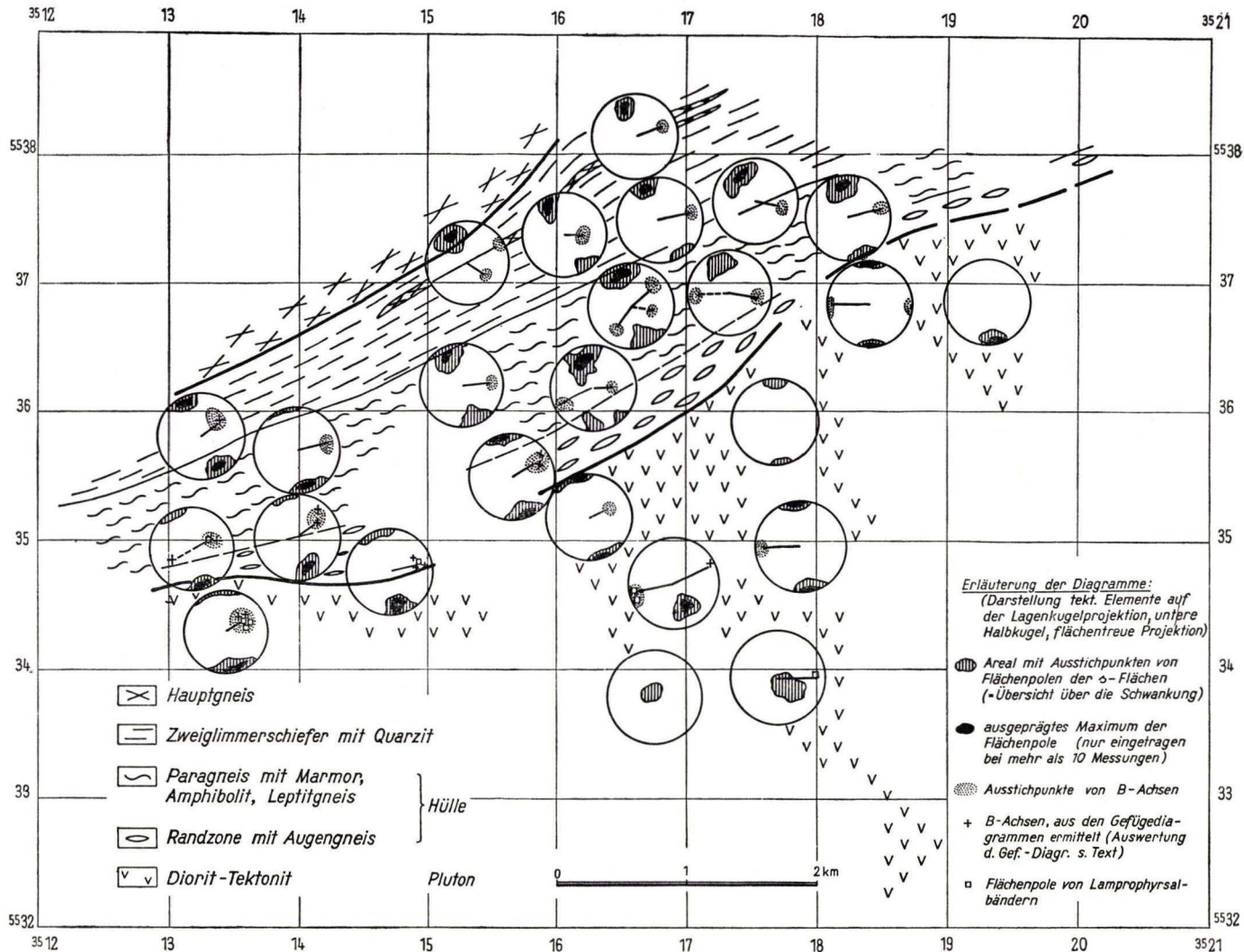


Abb. 9. Tektonische Übersicht.

Die *B*-Achsen streichen durchschnittlich  $80^\circ$  und fallen im *W*-Teil (*W* des Gailbaches) bis  $45^\circ$  nach *E*, legen sich nach *E* zu aber allmählich flacher. Entsprechend fallen die auf Querklüften sitzenden Lamprophyre im *W* (Stengerts) bis  $45^\circ$  nach *W*, stellen sich nach *E* aber allmählich steil (Vgl. den *W*-*E* gelegten Vertikalschnitt in Abb. 10). Im am weitesten westlich gelegenen Aufschluß (Lamprophyr-Stbr. X, 1308/3466) ist vielleicht schon der Übergang zu wieder flacher liegenden *B* angedeutet. Aus Raumgründen mußte das ganze Dioritgebiet *W* des Gailbaches auf einem Diagramm dargestellt werden, in Wirklichkeit handelt es sich um einen allmählichen Übergang, wie ihn der *W*-*E*-Vertikalschnitt zeigt. In der Hülle des Plutons fallen westl. des Gailbaches im Diagramm einzelne *B* aus dem Hauptareal heraus (indem sie abweichend nach *W* fallen). Es ist aber nicht genügend sicher, ob diese Vorkommen unverstellt anstehen. Außerdem stammt eines dieser *B* von einer Scholle (Typ 2, S. 37) und gehört zu einer Kleinfältelung vor der Kristallisation I. Es ist möglich, daß diese Scholle als Ganzes *passiv* in dem umliegenden höherenteilbeweglichen Augengneis *eingeformt* wurde bei der Deformation nach Kristallisation I, ohne im Kleingefüge erheblich durchbewegt und umgeprägt zu werden, zumal die Spuren mechanischer Deformation nach der Kristallisation I gering sind<sup>1)</sup>. Diese Verhältnisse beweisen also nur Relativbewegungen zwischen Scholle und Umgebung und verschiedene mechanische Reaktion von Scholle und Augengneis auf die Beanspruchung nach Kristallisation I auf Grund verschiedener Teilbeweglichkeit, sie beweisen aber noch nicht ein „Einströmungsgefüge“ für den höherenteilbeweglichen Bereich.

Der innere Bau des Diorits ist nicht genügend sicher bekannt; nach den bis jetzt möglichen Messungen wird das Fallen von *N* nach *S* flacher (Dörrmorsbach, Oberbesenbach, Profile 3, 4 auf Abb. 10), vereinzelt wurde auch flaches Südfallen beobachtet. In den südlichsten Aufschlüssen (Sodener Tal, Übersichtsbegehung) herrscht aber noch mittelsteiles bis steiles *N*-Fallen, so daß die Annahme eines Gewölbes derzeit unbegründet ist.

Auch der im zentralen Teil des Dioritgebietes auftretende Mikroklin-, „Granit“ (S. 52 unter 3b und Profil 4) ist homotaktisch mit dem Diorit geprägt (*D* 14, *B* 66/20; *SE* Soden). Diese Deformation erfolgte nach Kristallisation I (vgl. bei DEML 1931, Tafel IX, Abb. 2 und 3). Ferner sind die dioritischen Aplite und die leukokraten Varietäten von der gleichen tektonischen Formung erfaßt, ebenso die in der Hülle verbreiteten Quarz-Feldspat-Lagen (*D* 8c). Es gibt aber auch quergreifende, pegmatitartige Reißfüllungen, die megaskopisch keine Spuren einer stetigen Schieferung zeigen und wohl in ein sehr spätes Stadium der Tektonik gehören.

Je näher man der Dioritgrenze (vom Innern des Plutons her) kommt, desto deutlicher werden die Merkmale postkristalliner Deformation, und in den Augengneisen und den massigen Perlgneisen finden sich vereinzelt auch gekrümmte *s*-Flächen. So z. B. im Stbr. Gailbach 1472/3472 und besonders ausgeprägt 30 m *E* des Lampr. Stbr. X, 1311/3467, wo eine Spitzfalte an einer dünnen, im Augengneis eingeschlossenen Biotit-Plagioklas-Schieferscholle sichtbar ist.

Die konstruktiv aus der Faltengestalt ermittelte Faltenachse ist parallel *B* aus dem Korngefüge (*D* 11); dem Augengneis auch hier eingeschaltete Quarz-Feldspat-Lagen sind mit gekrümmt; das bzgl. Biotit postkristalline *B* in der Biotit-Plagioklas-Schieferscholle ist an kleinen Knickfältchen schon megaskopisch erkennbar; das *B* dieser Knickfältchen fällt etwa  $15^\circ$  steiler als das *B* der Faltengestalt. Diese Verkrümmungen dürften aber nicht auf Stauchung oder Verbiegung beruhen, da keine entsprechenden Falten höherer

<sup>1)</sup> Solche Fälle liegen nach eigenen Beobachtungen anscheinend im Randgebiet des Großvenedigergneises vor und könnten bei den dortigen Aufschlußverhältnissen eingehend untersucht werden.



Ordnung auftreten. Vielmehr gehen sie in erster Linie wohl auf unterschiedliche Beträge der Relativverschiebung in dem höherteilbeweglichen Augengneis im Vergleich zu der „zäheren“ Biotit-Plagioklas-Schieferscholle zurück; es handelt sich also wahrscheinlich um einen Typ von *Scherfalten* in einem festigkeitsanisotropen und -inhomogenen Bereich.

Immerhin aber weisen die zunehmend deutlicher werdenden Merkmale postkristalliner Deformation, ferner auch die in den Gefügediagrammen teilweise angedeuteten *hOl*-Flächen auf ein *geändertes Festigkeitsverhalten* z. Z. der Deformation und allmählich erkennbare Leitung gerichteter Drucke.

Bei näherer Betrachtung der tektonischen Diagramme der Schieferhülle zeigen sich nun unzufällige Änderungen im Streichen der *B*-Achsen. Und zwar treten in dem Bereich, in dem die Grenze Dioritpluton – Hülle und die Grenze Zweiglimmerschieferserie – Hauptgneis etwa NE verlaufen (von Straßbessenbach nach NW), *B*-Achsen mit etwa 90–110° Streichen und 20–40° E-Fallen (bei einem kaum veränderten Streichen der *s*-Flächen) auf. Es handelt sich hier um schiefe *Überprägung*, der evtl. auch der abweichende Verlauf der Grenze zuzuordnen ist<sup>1)</sup>. Über verschieden alte Präzungen s. u.

Die *Art der Teilbewegung* (A 2, S. 59) und ihre mechanische Bedeutung ergibt sich aus der Entscheidung zwischen Scherungs-*s* und Plättungs-*s* (da fast nur *s*-Tektonite festgestellt wurden). Da nun die Biotite in Verteilungsgruppen auf einem System paralleler *s*-Flächen liegen, zusammen mit Quarz-Mörtel-Zonen (= rekristallisierte Großkörner), die auch manchmal an gebogene Plagioklas-Lamellen grenzen, ist einschichtige Scherung sehr wahrscheinlich. Bei der Grobkörnigkeit ist aber kein reines Scherungs-*s* zu erwarten, und die in verschiedenen Glimmerdiagrammen angedeuteten *hOl*-Nebenmaxima können, müssen aber nicht auf untergeordnet betätigte *hOl*-Scherflächen hinweisen. D. h., die Scherbeanspruchung geht z. T. in rings umfassende Beanspruchung über. Das Auftreten von Quarz-Mörtel-Zonen zwischen mechanisch wenig beschädigten Plagioklasen (Teilbeweglichkeitsunterschiede!) macht verständlich, daß die Quarze in den Gefügediagrammen keine ausgeprägte Regel als *s*-Tektonite zeigen. Sie sind inhomogen geregelt, wie mit dem Gipsblättchen und aus den Teildiagrammen für die einzelnen Mörtelgruppen zu erkennen ist, da Quarz als empfindlichste Kornart auch auf die feinen Inhomogenitäten der Beanspruchung zwischen sich verschiebenden Plagioklasen reagiert. Zum Scherungs-*s* s. auch S. 26. Das Nebeneinander der Lamellenbiegung bei Plagioklas, die auch in Zerbrechen übergeht, und von Quarz-Mörtel-Zonen zeigt, daß die Deformation von Plagioklas, Quarz und Biotit zeitlich zum gleichen Akt gehört. Der Relativsinn der Bewegung in *s* war nicht feststellbar, da nur wenige Plagioklase mit gebogenen Lamellen unmittelbar an Bewegungsflächen gefunden wurden. Auch der Betrag der Relativbewegung bleibt unbestimmt. Die *s*-Flächen sind nicht eben, sondern schmiegen sich um die Starrheitsinhomogenitäten, besonders die rel. starren Plagioklase und die Orthoklasaugen, herum. („Ungezwungene Formung“; SANDER 1948, 25, 48, 81) *hOl*- oder *Okl*-Verteilungsgruppen sind im Gefügebild i. a. nicht erkennbar.

Im ganzen ergibt sich also eine *Summierung* der Teilbewegungen in *s*, auch bei den Typen mit angedeuteter *B*-achsialer Prägung. Ferner sind die Teilbewegungen in Pluton und Hülle gleichartig und einzeitig. Unterschieden ergeben sich aber je nach

<sup>1)</sup> Anpassung an den älteren Bau des Biotitgneiskerns; s. die folgende Arbeit.

der Zusammensetzung der einzelnen Gesteine. So zeigen quarzfreie Gesteine nur sehr geringe Deformationsmerkmale, und es sind praktisch keine Teilbewegungen parallel  $s$  nachweisbar. Die Durchbewegung bis ins Kleingefüge erfaßt eben nur die entsprechend teilbeweglichen Gesteine. Am ausgeprägtesten ist sie in festigkeitsinhomogenen Gesteinen wie den Augengneisen und Perlgneisen (auch in den plattigen Perlgneisen der Schieferserie, Abb. 1).

Für den heutigen tektonischen Bau des Plutons und seiner Hülle ist also diese Deformation (nach Krist. I) bestimmend. Der Deformationsplan ergibt sich aus den tektonischen Koordinaten: Ebene der Formung, in der die Hauptbeanspruchungen liegen, ist die Ebene  $\perp b$ , d. h. auch die Einengungsrichtung liegt  $\perp b$  (in fast meridionaler Richtung).

Dieser Deformation nach Krist. I. entspricht wenigstens z. T. im NW Thüringer Wald die von KOCH immer wieder erwähnte „spätere Kataklyse“ (1939, 41; 70; 75; 90), die nach der Beschreibung ebenfalls gewöhnlich eine stetige Durchbewegung im Korngefüge ist, wobei die Plagioklasse wegen ihrer relativen Starrheit nicht deformiert wurden. Die im NW Thüringer Wald als Möglichkeit angedeutete Rückführbarkeit dieser „ziemlich weit verbreiteten Kataklyse ... (auf die) ... saxonische Heraushebung des Gebietes“ (Koch 1931, 41) ist im Spessart ausgeschlossen, da die „saxonische“ Bruchtektonik an diskrete Bewegungs- und Trümmerzonen (s. u.) gebunden ist im Gegensatz zu der raumstetigen Tiefentektonik nach Krist. I.

Allerdings ist eine extreme Zerrüttung in hohem tekt. Niveau im NW-Thüringer Wald sicher vorhanden, sie hat im Spessart nur eine rel. bescheidene Entsprechung in den späteren Bruchsystemen. Jedoch darf die spätere Kataklyse nicht als ein Vorgang betrachtet werden.

Folgende von KOCH beschriebenen Merkmale zeigen eine Äquivalenz der Deformation nach Krist. I. im südl. Spessart und der „späteren Kataklyse“ im NW Thüringer Wald: Die Quarzzüge, die Bildung der „Lentikulargefüge“ der „Biotit-Plagioklas-Körneltgneise“ (Koch 1939, 71) einschließlich der „grobaugig-blastomylonitischen Mischgneise“ (S. 77) und die Flasertextur in den „amphibolitogenen fasergneisartigen Migmatiten“ (S. 23), die später als die „pegmatitisch-metatektische Durchblutung“ (S. 77) entstand.

Das Ausmaß dieser Tektonik ist vielleicht indirekt erschließbar. Sie trennt nämlich Kristallisation I und II. Krist. II gehört in eine epizonale Mineralfazies. Man kann also der Deformation nach Kristallisation I den Transport aus dem Stabilitätsbereich der Krist. I in das Feld der Krist. II (bzw. durch das Feld hindurch) zuschreiben (was der Summierbarkeit der Teilbewegungen  $\parallel s$  entspricht). Bei Annahme der Tiefenstufenhypothese liefert Krist. II für diesen tektonischen Transport ein hinreichendes Kriterium für „Aufwärtsbau“ (SANDER 1948, 50, 168, 197), was im Hinblick auf die Verschluckungshypothese AMPFERER'S festgestellt wird. Für die Frage der Entstehung des Diorits aus „Magma“ oder durch „Granitisation“ ist der Aufwärtsbau aber nicht auswertbar, da der Diorit vor der Tektonik bereits fertig vorlag (s. o.).

Die Schlußfolgerung hinsichtlich des Ausmaßes der Tektonik nach Kristallisation I hängt allerdings an der evtl. bestreitbaren Annahme, daß die Kristallisation II durch Zustandsbedingungen der weniger tiefen Erdkruste verursacht sei. Da Kristallisation I und II, wie ausführlich nachgewiesen, durch die Deformation nach Kristallisation I getrennt wird, ohne daß petrographische Äquivalente meso-thermalen Mineralfazies als Zwischenglieder erkennbar sind, scheint die Annahme eines relativ raschen Tiefenstufenwechsels berechtigt. Solche Übergangsglieder könnte man nämlich bei einer nur durch allmähliche Abkühlung verursachten Änderung der Mineralfazies erwarten, wie sie ja umgekehrt bei

(stetiger oder unstetiger) Temperatursteigerung erkannt wurden (S. 57, „mehrphasige Metamorphose“). Außerdem hätte die zeitliche Stellung der Deformation zwischen Kristallisation I und II bei Abkühlungsmetamorphose einen etwas zufälligen Charakter. Jedenfalls ist die ausgeprägte tektonische Fazies der Augengneise, Perlgneise etc. nicht durch reine „Amplatztektonik“ erklärbar, auch wenn man ihr nur katalysierende Wirkung, d. h. Begünstigung der Anpassung der Gesteine an veränderte Zustandsbedingungen zuschreiben wollte. Immerhin darf der Einfluß der Abkühlung nicht ausgeschlossen werden und durch diesen Einfluß wird das Ausmaß vertikaler Transporte natürlich verkleinert.

Die regionale Verbreitung dieser Deformation nach Krist. I ist noch nicht näher bestimmbar und sie ist im nördlich anschließenden Zweiglimmerschiefergebiet und im Hauptgneis sicher nicht in gleicher Weise entwickelt.

Damit ist die Frage der „Metamorphose“ des Diorits hinreichend beantwortet: Das heute sichtbare Parallel-Flächengefüge entstand durch 1-scharige (= laminare), genügend langsame und langdauernde, der Festigkeitsinhomogenität (Plagioklas- und Orthoklaskerne) gegenüber „ungezwungene“ (SANDER 1948, 25, 81), stetige Zerschereung eines Kristallgemenges mit selektiver Deformation der Kornarten (in Abhängigkeit von ihrem Festigkeitsverhalten). Das Nebeneinander von rupturer und stetiger Deformation (s. o.) ist auch an Stellen lokal erhöhter Deformationsgeschwindigkeit möglich. Durch diese summierbare Deformation wurden also die primären „Massen“-gesteine zu Tektoniten. Die Regelung von Biotit, Hornblende und Plagioklas kann (muß aber nicht) wegen ihrer Gefügetracht als Regelung nach der Korngestalt betrachtet werden.

Das Parallellächengefüge ist kein „Fließgefüge“ und also kein Kriterium für einen „flüssigen“ Ausgangszustand. Der Diorit war zur Zeit der Deformation keine Schmelze.

Die Verallgemeinerung einer Deutung der Parallel-textur in flaserigen Dioriten etc. als ehemaliges Schiefer-s (NICKEL 1949, 458 u. a.) wird hier ausdrücklich abgelehnt und eine Einengung des Begriffes „flaserige Parallel-textur“ auf Gefügerelikte (NICKEL 1949, 455, Anm. 1), die eine hypothetische Mobilisierung überstanden haben, entspricht nicht den unterscheidbaren Möglichkeiten.

Die Frage nach der tekt. und zeitlichen Stellung der diskordanten „Granitgänge“, die THÜRACH (1892, 86) bei Hain angibt, bedarf näherer Untersuchung, Das von THÜRACH skizzierte Vorkommen ist z. Z. nicht aufgeschlossen. Es sind nur noch diskordante, grobkörnige pegmatitische Gesteine in Paragneisen der „Randzone“ zu finden (Übersichtsexkursion).

Neben dieser Tektonik sind die Auswirkungen späterer Beanspruchungen untergeordnet und in einem tektonisch höheren Stockwerk (mit unstetiger Bruch- und Verwerfungstektonik) erfolgt. Die wichtigsten dieser späteren Störungen, die i. wes. unabhängig vom älteren Bau sind, sind als NW-SE streichende, meist steile Verwerfungs- bzw. Zerrüttungszonen (im Diorit häufig als Kakirite, S. 51) entwickelt. Auf ihnen sitzen die (früher z. T. gebauten) Schwerspatgänge (s. Karte). An ihnen ist auch der unt. Buntsandstein örtlich mitverworfen (s. den kleinen Buntsandsteinkeil S Grünmorsbach, der im E an einer 140°-Störung um mindestens 50 m abgesunken ist, im S dagegen von einer streichenden Störung fraglichen Charakters begrenzt ist). Damit ist ein Höchstalter für diese Störungen und die Schwerspatvererzung gegeben. Dieses System entspricht der „hercynischen“ Richtung, die ein Hauptelement der

„saxonischen“ Bruchtektonik ist, und die z. B. auch die nordwestliche und südöstliche Begrenzung des Thüringer Waldes bildet (Koch 1939, 2). Sie hat nichts mit der Deformation nach Krist. Izu tun. Ferner wurden N-S-Verwerfungen des Buntsandsteins festgestellt (Störung am Klingerhof, nicht aufgeschlossen, zugehörige Kakirit- bzw. Pseudotachylit-Zone am Hammelsberg 1717/3641). Die Kluftsysteme in den Lamprophyren sind noch nicht auf ihre regionale Bedeutung hin untersucht; es kommen auch Blattverschiebungen darin vor (1773/3325; 1308/3468). Das im Gebiet des „Hauptgneises“ nördlich der besprochenen Schieferserie stark hervortretende, von der älteren Tektonik unabhängige Kluftsystem N-S/40 W mit Harnischen (Hangendes nach W abwärts) tritt in der Schieferserie in guten Aufschlüssen ebenfalls in Erscheinung (1435/3514).

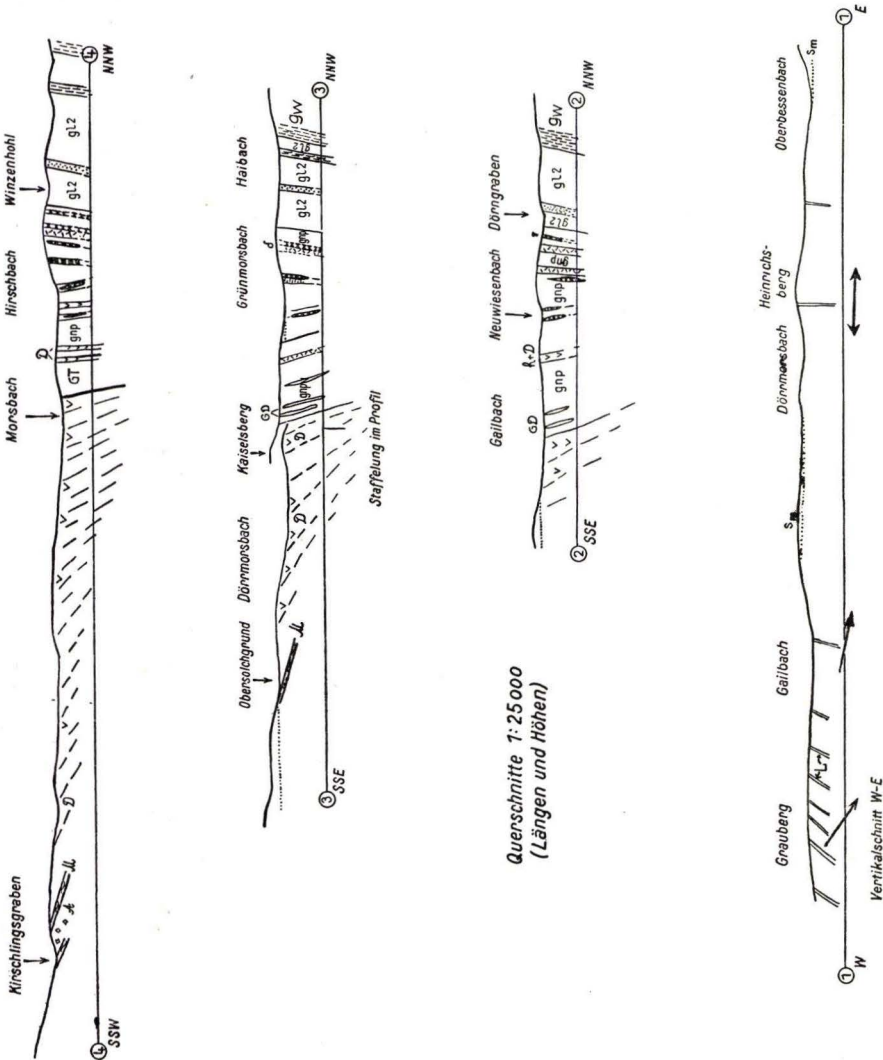


Abb. 10. Längsschnitt W—E (1) und Querschnitte 2—4 (s. Abb. 8) Maßstab verkleinert auf 1:50 000

Wichtiger als diese spätere Tektonik ist die Frage nach älteren Deformationen. Im Diorit und den Augengneisen konnten keine Anzeichen dafür gefunden werden. Dagegen wurde an einer mechanisch geschützten Stelle am Rand eines Orthoklasauges im Zwickel ein vortektonisches Gefügerelikt festgestellt (Abb. 7), das ein normales Erstarrungsgefüge zu sein scheint, so daß eine ältere Tektonik jedenfalls keine Merkmale hinterlassen hat.

Dagegen zeigen die Paragesteine der Schieferhülle, soweit sie gefaltet sind, gewöhnlich *vorkristalline Faltung* bezgl. Kristallisation I (Abbildungskristallisation mit Glimmerpolygonalbögen). Die Spuren der Tektonik nach Kristallisation I sind aber ebenfalls vorhanden, sie bewirkt in den meisten Fällen eine Ausarbeitung älterer Strukturen, die oft weitgehend vermischt sind, so daß eine Analyse der älteren Tektonik nach ihren Deformationsplänen nicht mehr möglich ist. Das Altersverhältnis abweichender Achsenlagen (vgl. S. 62) wird in der folgenden Arbeit analysiert.

Beide Achsen,  $B_1$  70–90 flach W-fallend und  $B_2$  90–110 mittelsteil E-fallend findet man in weitgehend zersetzten Marmorbegleitschiefern in einem aufgelassenen Marmorschurf E Grünmorsbach (1638/3625) an isoklinalen Falten (dm-Größe), z. T. sogar mit verbogener Achse. Beide Formungen sind anscheinend vorkristallin, ihr gegenseitiges Alter ist aber unklar, zumal  $B_2$  ungefähr senkrecht  $B_1$  liegt und durch die spätere Zerschering vermischt ist.

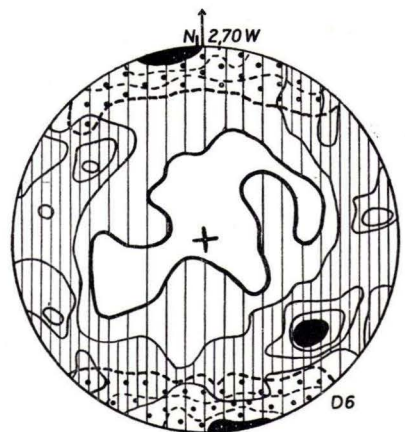
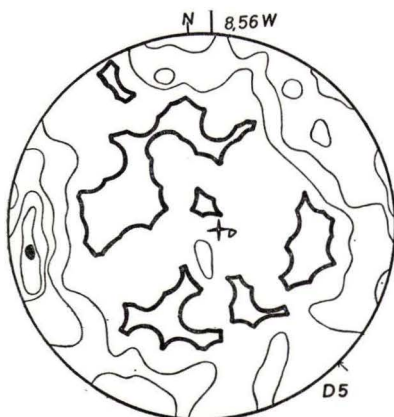
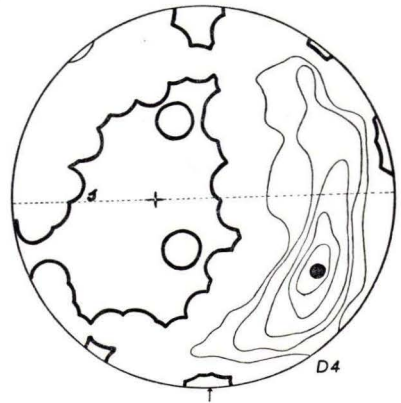
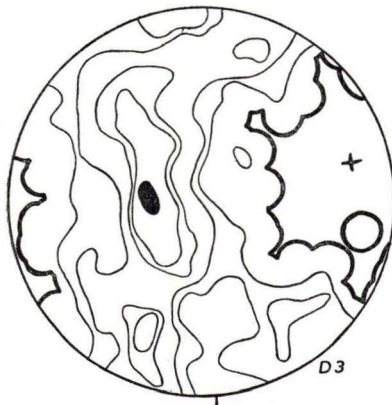
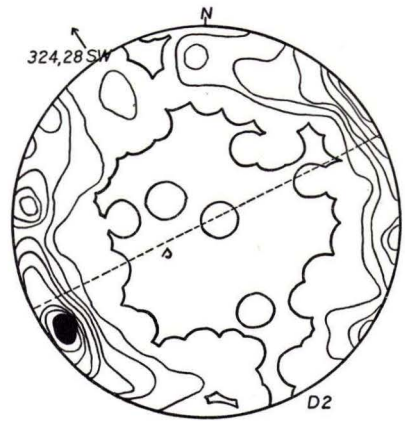
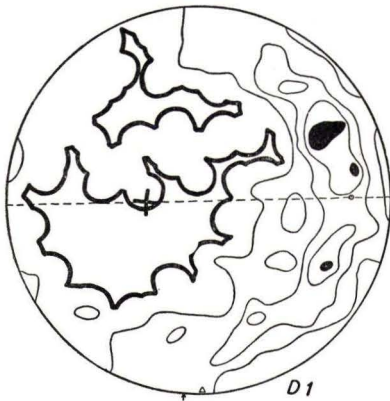
Ein weiteres Beispiel für „mehrphasige“ Tektonik im Kleinbereich war bei einer Wegverbreiterung ca. 80 m N der Kirche von Grünmorsbach aufgeschlossen worden. In den Paraamphiboliten wenige m unterhalb des Marmors war eine Mulde aus wenigen Perlgneislagen eingeschaltet, die nachträglich zu einer liegenden Falte gebogen wurde, vor allem wohl infolge der Festigkeitsinhomogenität der Gesteinsgrenze. In der Liegend-scholle erfolgten zur gleichen Beanspruchung korrelierte Zerreißen. Sie sind mit grobkörnigen pegmatitoiden Ausscheidungen verheilt, ein Hinweis auf noch in späten Stadien der Deformation mobile Lösungen. Leider war der Aufschluß für eine sichere Rekonstruktion des Bewegungsablaufs und für eine Untersuchung der älteren Mulde zu klein.

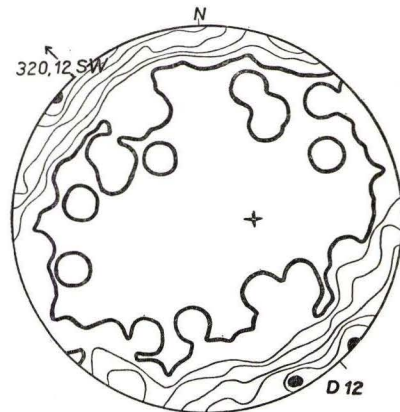
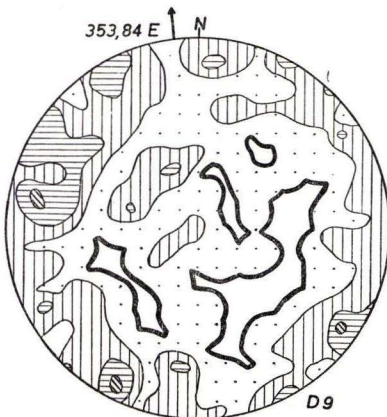
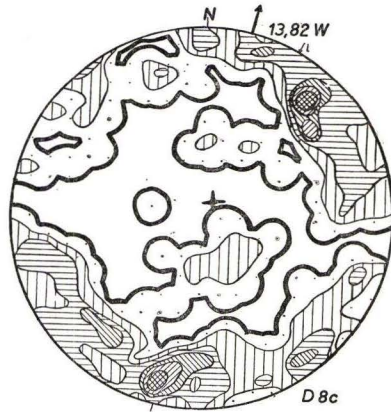
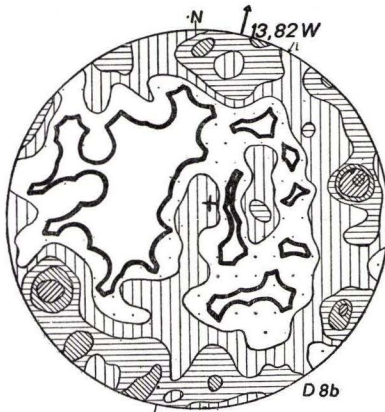
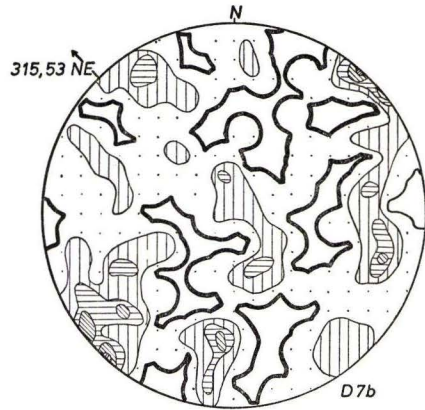
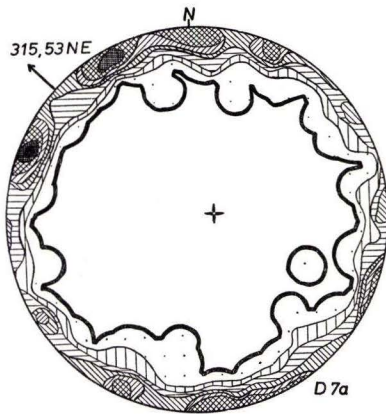
Insgesamt scheint der tektonische Großbau durch die ältere vorkristalline Tektonik in seinen Grundzügen festgelegt zu sein. Durch die im eigentlichen Untersuchungsgebiet hervortretende Deformation nach Kristallisation I sind aber die alten Anlagen verwischt.

**Zu den Diagrammen**

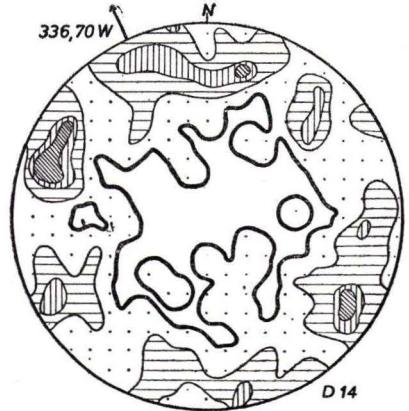
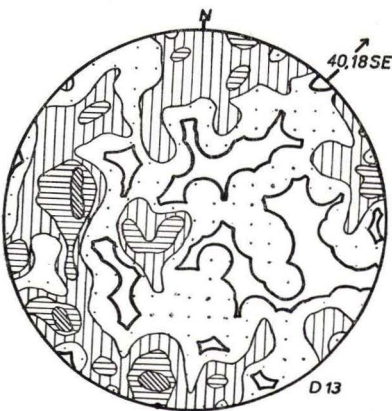
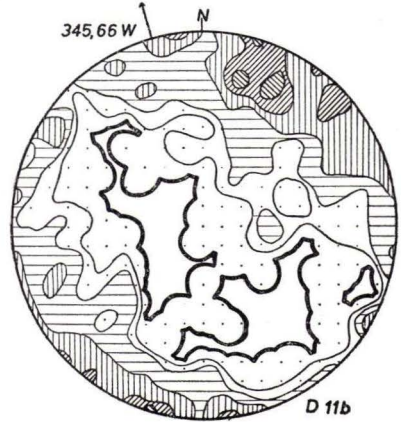
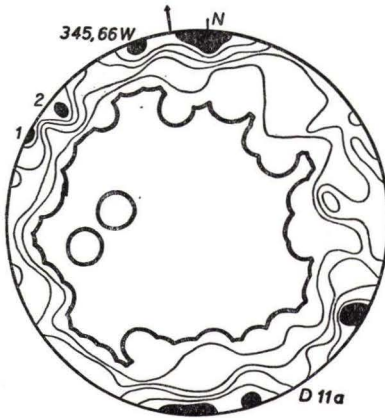
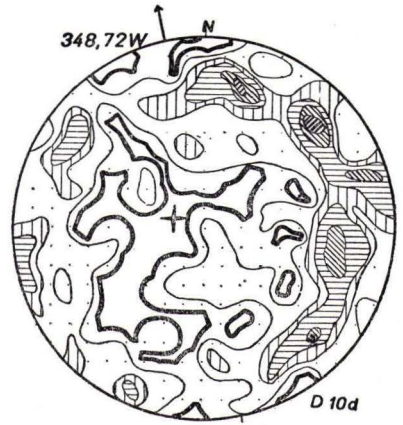
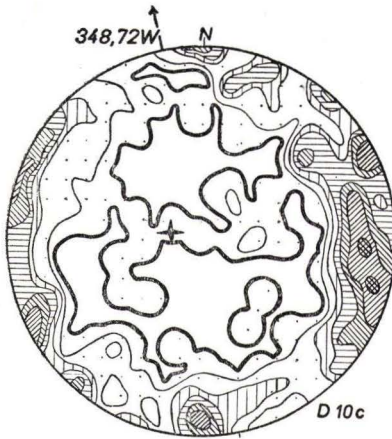
Es sind nur die wichtigsten Typen wiedergegeben, nicht dagegen jene, die nur zur Bestimmung der tektonischen Koordinaten dienen (s. tektonische Analyse).

D 1	Plattiger Perlgnais, Grünmorsbach (1670/3677), . . . . .	siehe S. 25
	494 Quarze, 4-3-2-1-0%. Hdst. Nr. 145,1	
D 2	Unreiner Quarzit, Elterhof (1355/3549), . . . . .	26
	468 Quarze, 8-7-6-5-4-3-2-1-0%. Hdst. Nr. 439	
D 3	Unreiner Quarzit bei Straßbessenbach (1671/3618), . . . . .	26
	998 Quarze, 4-3-2-1-0% Hdst. Nr. 131	
D 4	Graphitquarzit, Hirschbach (1634/3669) . . . . .	26
	537 Quarze, 12-8-6-4-2-1-0% Hdst. Nr. 99	
D 5	Marmor E Grünmorsbach (1641/3623) . . . . .	28
	498 Kalzite, 4, 8-4-3-2-1-0% Hdst. Nr. 452	
D 6	Plattengnais, Geiersberg (1767/3761), . . . . .	34
	gestrichelte Umgrenzung, punktiert: 216 Biotite (20) 15-8-1-0% Hdst. Nr. 164	
	ausgezogene Umgrenzung, schraffiert: 672 Quarze (5) 4-3-2-1-0%	
D 7	Tiefenkontaktmobilisierter Biotit-Plagioklas-Schiefer, Stengerts (1359/3458),	37
	Hdst. Nr. 565	
	a) 264 anisometrische Biotite, 7-6-5-4-3-2-1-0%	
	b) 210 Internquarze in Granat 4-3-2-1-0%	
D 8	Biotitarmer, Tiefenkontaktmobilisierter Paragneis, Stengerts (1373/3478),	40
	Hdst. Nr. 568	
	b) 405 Quarze aus Restgewebe, 5-3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -2 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -0%	
	c) 284 Quarze aus der hellen Quarz-Feldspat-Lage 5-4-3-2-1-0%	
D 9	Massiger Perlgnais, Grauberg (1323/3481), . . . . .	43
	522 Quarze, 3-2-1-0% Hdst. Nr. 559	
D 10	Massiger Perlgnais, Gailbach (Whs. z. Grünen Baum) (1472/3472) . . . . .	43
	Hdst. Nr. 571	
	c) Feldspatarme dunkle Zone (Bewegungszone)	
	357 Quarze 5-4-3-2-1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -0%	
	d) Normaler Perlgnais, 330 Quarze, 4-3-2-1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> -0%	
D 11	Augengneis, östl. Lampr. Stbr. X, (1311/3467) . . . . .	46
	Hdst. Nr. 561	
	a) Schliff 1 ⊥ B, 249 Biotite, 5-4-3-2-1-0%	
	b) Schliff 1 621 Quarze, 4-3-2-1-0%	
D 12	Diorit, Stbr. Almhütte (1361/3450) (neben D 9) . . . . .	51
	Hdst. Nr. 553, 2.	
	296 Biotite, 10-8-6-4-2-1-0%	
D 13	Quarzdiorit, Stbr. Stengerts (1382/3462) . . . . .	51
	Hdst. Nr. 567	
	323 Quarze (4) 3-2-1-0%	
D 14	Mikroklin „Granit“, Soden (1705/3208) . . . . .	53
	vgl. auch S. 61, Hdst. Nr. 594	
	306 Quarze (3,9) 3-2-1-0%	









### Schriftenverzeichnis

#### A) Über das Arbeitsgebiet:

- BUBNOFF, S. v.: Studien im südwestdeutschen Grundgebirge. – N. Jb. Mineral., Beil. Bd. **55**, B, S. 468–496, Stuttgart 1926.
- BÜCKING, H.: Der Nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 274 S., Berlin 1892.
- DEML, P. M.: Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. – Abh. geol. L.-Untersuchg. bayr. Oberbergamt, **5**, S. 1–47, München 1931.
- GOLLER, E.: Die Lamprophyrgänge des südl. Vorspessarts. – N. Jb. Mineral., Beil. Bd. **6**, B, S. 485–569, Stuttgart 1889.
- KLEMM, G.: Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Verhältnisse. – Abh. großherz. hess. L.-A., (II) **4**, S. 165–257, 6 Taf., Darmstadt 1895.
- KORN, L.: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im krist. Vorspessart. – TSCHERMAKS mineral. petr. Mitt., **43**, S. 1–44, Leipzig 1933.
- MOSEBACH, R.: Einsprenglingsartige Orthoklaskristalle in dioritischen und lamprophyrischen Gesteinen des kristallinen Vorspessarts. – Senckenbergiana, **16**, S. 38–48, Frankfurt 1934 (1934a).
- Die Körnigen Kalke von Auerbach-Hochstädten a. d. Bergstr. und der Umgebung von Aschaffenburg. – Senckenbergiana **16**, S. 175–188, Frankfurt 1934 (1934b).
- Untersuchungen an Feldspäten des krist. Spessarts. – Senckenbergiana, **20**, S. 346–363, Frankfurt 1938 (1938a).
- Pegmatite und deren Mineralien. – Senckenbergiana, **20**, S. 443–462, Frankfurt 1938 (1938b).
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirgs im Spessart. – Geognost. Jahresh., **5**, S. 1–160, Cassel 1893.
- WUNSCH, P.: Gefügeanalytische und gesteinskundliche Untersuchungen im südl. Vorspessart. – Diss. math.-nat. Fak., Heidelberg 1933.

#### B) Sonstige

- ANGEL, F.: Gesteine der Kreuzeckgruppe. – Mitt. nat. wiss. Ver. Steiermark, **67**, S. 7–35, 1930.
- Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. – Mitt. nat. wiss. Ver. Steiermark, **67**, S. 36–52, 1930.
- BARTH-CORRENS-ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. 422 S., Berlin (Springer) 1939.
- BEDERKE, E.: Zum Problem der Lamprophyre. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., S. 53–57, Göttingen 1947.
- BOWEN, N. L.: The behaviour of inclusions in igneous magmas. – Journal Geol., **30**, S. 513–570, Chicago 1922.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. – Schweiz. mineral.-petr. Mitt., **15**, S. 4–30, Zürich 1935.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. 414 S., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1949.
- DITTLER, E. & KÖHLER: Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natronfeldspäte und über das Verhalten des Mikroklin bei hohen Temperaturen. – TSCHERMAKS mineral. petr. Mitt., **38**, S. 229–261, Wien 1925.
- DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. XI, 259 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1948.
- EBERT, H.: Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. – Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 129–147, Berlin 1935.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Myrmekit- und Albit-Kornbildung in magmatischen und metamorphen Gesteinen. – Zbl. Mineral. Geol. Palaeont., A, S. 41–55, Stuttgart 1941.
- Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes II. – Heidelb. Beitr. z. Min. Petr., **1**, S. 37–85, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948 (1948a).
- Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **1**, S. 213–250, 1948 (1948b).

- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. III. Über Flasergranite und Böllsteiner Gneis. – Sber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., S. 3–12, Heidelberg 1949 (1949a).
- ESKOLA, P.: On the granulites of Lapland. – Amer. Journ. Sci. Bowen Festbd. S. 133–171, New Haven 1952.
- FERSMANN, A. E.: Die Schriftstruktur der Granitpegmatite und ihre Entstehung. – Z. Kristallogr., **69**, S. 77–104, Leipzig 1929.
- FISCHER, G.: Über das Grundgebirge der bayrischen Ostmark. Die Gneise nördlich des bayrischen Pfahles. – Jb. preuß. geol. L.-A., **59**, S. 289–352, Berlin 1938.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet (Südnorwegen). – Videnskaps. Skr. I, math.-nat. Kl., 1920, Nr. 10, 142 S., Kristiania 1921.
- HOENES, D.: Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **1**, S. 121–202, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- INGERSON, E.: Accurate orientation of thin sections. – Amer. Mineralogist, **22**, S. 760–772, Menasha 1937.
- KARL, F.: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). – TSCHERMAKS mineral. petrogr. Mitt., (3) **2**, S. 198–246, Wien 1951.
- KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. – Mineral. Petrogr. Mitt., **51**, S. 1–101, Leipzig 1939.
- KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgeneseis. – TSCHERMAKS mineral. petrogr. Mitt., (3) **1**, S. 51–67, Wien 1950.
- MAUCHER, A.: Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin). – Z. Kristallogr., **105**, S. 82–90, Leipzig 1943.
- MEHNERT, K. R.: Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine. – N. Jb. Mineral., Abh. **82**, Abt. A, S. 155–198, Stuttgart 1951.
- NICKEL, E.: Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. IV. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **1**, S. 427–470, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- NIGGLI, P.: Das Magma und seine Produkte. 1. Teil. 379 S., Leipzig (Ak. Verl. Ges.) 1937. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**, S. 610–664, Zürich 1936.
- READ, H. H.: A contemplation of time in Plutonism. – Quart. Journ. Geol. Soc. London, **105**, S. 101–156, London 1949.
- REINHARD, M.: Universal-Drehtischmethoden. 119 S., Basel (Wepf) 1931.
- ROSENBUSCH, H. & MÜGGE, O.: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. 5. Aufl. I, **2**, 814 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1927.
- RÜGER, L.: Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. – 351 S., Heidelberg (Winter) 1928.
- SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. – Jb. kgl. k. geol. R.-A., **62**, S. 219–288, Wien 1912.
- Einführung in die Gefügekunde der geol. Körper. 1. Teil (Allgemeine Gefügekunde). 215 S., Wien-Innsbruck (Springer) 1948.
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil (Die Korngefüge). 409 S., Wien-Innsbruck (Springer) 1950.
- SCHEUMANN, K. H.: Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. – Mineralog. petrogr. Mitt., **48**, S. 297–302, Leipzig 1937 (1937a).
- Metatexis und Metablastesis. – Mineral. petrogr. Mitt., **48**, S. 402–412, Leipzig 1937 (1937b).
- SCHÜLLER, A.: Petrographische und tektonische Stellung des metamorphen Granits von Dessau. – N. Jb. Mineral. Abh. **82**, Abt. A, S. 121–142, Stuttgart 1951.
- WAHL, W.: Isostasy and the origin of the Sial and Sima and of parental magmas. – Amer. Journ. Sci., **247**, S. 145–167, New Haven 1949.

## Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart

Von

OTTO BRAITSCH, Göttingen

Mit 6 Tabellen und 12 Abbildungen

### Problemstellung

Um die großtektonische Stellung der in der vorhergehenden Arbeit (hier mit B abgekürzt) beschriebenen marmorführenden Paragneisserie besser beurteilen zu können, ist die Beziehung zu den nördlich anschließenden Glimmerschiefer- und Gneisserien klarzustellen. Es handelt sich um die Glimmerschiefer der Schweinheimer und die Gneise der Haibacher Stufe im Sinne THÜRACH's (s. Tab. 6). Die Kartierung des W-Teils wurde im Sommer 1951 durchgeführt, das Gebiet von Laufach wurde erst im Herbst 1954 tektonisch untersucht. Eine umfassende petrographische Untersuchung war im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich.

S. v. BUBNOFF (1926) unterschied den zentralen Granitgneis mit seinem Glimmerschiefermantel als älteres Element von dem südlichen Dioritgneis mit der marmorführenden Paragneis-Serie und glaubte, im Zentralgneis eine „Doppeltektonik“ mit verschiedenen Achsen nachweisen zu können. Jedoch bemerkte GABERT (1953), daß v. BUBNOFF's spezielle Beweisführung nicht hinreichend ist und schon L. KORN (1933) hatte für den nördlichen Vorspessart eine Doppeltektonik bestritten. Um hierüber Klarheit zu gewinnen, waren tektonische Einzeluntersuchungen im Hauptgneis selbst notwendig.

### I. Gesteinsserien

#### a) Übersicht

Die neu aufgenommene Karte zeigt, daß, wie schon auf der THÜRACH'schen Karte im Gebiet von Laufach, so auch im westlichen Teil nördlich Haibach, der Hauptgneis keine einheitliche Masse bildet, sondern durch Glimmerschieferlagen schwankender Mächtigkeit aufgegliedert ist. Allerdings wechseln die Glimmerschiefereinlagerungen in ihrer Ausbildung, oft sind sie quarzarm, fast überall enthalten sie feldspatreichere Partien, können also häufig in Paragneise übergehen. Wichtig ist jedoch das Fehlen rein quarzitischer und quarzitschiefriger Lagen. Im Gegensatz hierzu ist dem südlichen Glimmerschiefermantel (THÜRACH's Schweinheimer Stufe) ein horizontbeständiger Quarzit bzw. Quarzitschiefer von geringer Mächtigkeit (bis 30 m, nach E an Mächtigkeit anscheinend zunehmend auf 50 bis 100 m) eingeschaltet, dessen Verlauf auch im Gebiet der Diluvialbedeckung eindeutig aus der Morphologie ablesbar

ist (Dörnhof 1405/3620<sup>1</sup>), Haibach 1475/3661; 1523/3680; 1560/3698; Winzenhohl 1716/3776; Unterbessenbach 1892/3934). Auch die geschlossenen Gneispakete sind morphologisch gut ausgeprägt. (Im Gebiet der marmorführenden Paragneise war die Morphologie als Hilfsmittel bei der Konstruktion einer abgedeckten Karte nicht anwendbar, da die interessierenden Gesteine, nämlich Perlgneise und Amphibolite, keine morphologisch merklichen Härteunterschiede aufwiesen).

b) Mittelkörniger Biotitgneis (andere Bezeichnungen s. Tab. 6)

Kurzbezeichnung für Quarz-Plagioklas ( $An \sim 20$ ) – Mikroklin-Biotit ( $\pm$  Muskowit) – Gneis (s. Tab. 1).

Vorkommen:  $\alpha$ ) Nördliche Lage: Büchelberg-Hasenkopf (PQ 13/37), Obersailauf (PQ 20/43). 150 bis 500 m, im mittleren Teil wahrscheinlich stark reduziert. Bei Obersailauf stenglig geschiefert.

$\beta$ ) mittlere Lage: Wendelberg-Hermesbuckel (PQ 13/36), Stornberg (1514/3740), Unterbessenbach (PQ 17/39 stenglig; 1808/4032); z. T. mit anhaltenden Glimmerschiefereneinschaltungen. Insgesamt maximal 1000 m. Keilt im W (noch E von Schweinheim) aus. Die Fortsetzung der mittleren Lage hinüber nach Laufach ist nicht ganz eindeutig festzulegen. Nach der petrographischen Ausbildung kann die mittlere Lage auch mit den Biotitgneisen NE Laufach (2103/4308; 2132/4338) verbunden werden, dies ist aber wegen des allgemeinen Streichens weniger wahrscheinlich. Die mittlere und nördliche Lage sind im Raum Obersailauf also anscheinend vereinigt und in der Mächtigkeit reduziert (stenglig geschiefert!).

$\gamma$ ) südliche Lamelle: Kleiderfabrik Arnold (1426/3666), Haibach (1474/3683), Buchberg (1556/3732; 1613/3780), Winzenhohl (1670/3817), von dort an verdoppelt und aufgefächert.

Normaltyp gleichkörnig (ca. 1 mm), massig, aber mit guter Paralleltextur, oft Lagenbau.

### Abweichende Typen

1. durch stenglige Schieferung
2. durch extremen Lagenbau (dann mit groben Muskowitschuppen 2170/4246, dieses Vorkommen anscheinend über 2 km horizontbeständig)
3. durch zweischarige Scherung, dann flasergneisähnlich, häufiger in der nördlichen Lamelle (z. B. 1448/3843)
4. durch örtlich auftretende Mikroklinaugen (bis 2 cm; dann porphyrisch).

### Charakteristische Einschaltungen:

Biotit-Oligoklas-Schiefer (s. S. 77), einige cm bis 2 m mächtig, zersetzte Biotit-Feldspatschieferlagen (grün durch Nadeleisenerz, braun durch Limonit).

Hornblendeführende, geringmächtige Kalksilikatgneislagen, darin hornblendereiche Pegmatitnester (Stbr. 1324/3648), im Gegensatz zu THÜRACH'S Angabe (1892 S. 113).

<sup>1</sup>) Planzeigerwerte ohne Meridian- und Breitenkennziffern; in einzelnen Fällen sind nur die Planquadrate angegeben, es ist dann PQ vor die Zahlen gesetzt.

## c) Flasergneis

Die Abgrenzung gegen die Biotitgneise ist bereits auf der THÜRACH'schen Karte richtig dargestellt, allerdings ohne die trennende Glimmerschieferlage.

Charakteristische Einlagerungen: gleichmäßige, körnige, glimmerarme, örtlich „richtungslose“ granitähnliche Gesteine, z. T. mit unscharfen Grenzen im Flasergneis. (Von KLEMM als Intrusivverband gedeutet; diese Deutung ebenso unsicher wie im Dioritgebiet, B. 64). Diese granitartigen Einschaltungen sind im Biotitgneis ebenfalls vorhanden, aber weniger auffällig wegen der gleichkörnigen Ausbildung. Immer lokale, nicht kartierbare Bereiche.

Verband: örtlich mit Glimmerschiefer intensiv verfaltete (1685/3990).

## d) Glimmerschiefer einschaltungen

Die örtlich stark schwankende Mächtigkeit ist bei den Glimmerschiefer einschaltungen besonders bezeichnend. Sie sind zwischen den kompetenten Gneismassen oft linsenartig verdickt (Unterbessenbach 1825/3950).

Die in Schweinheim (westlich an das eigentliche Arbeitsgebiet anschließend) aufgeschlossenen Zweiglimmerschiefer vertreten alle Glimmerschieferhorizonte südlich des Flasergneises, mindestens südlich der nördlichen Biotitgneislage, nicht etwa nur den Teil südlich des mittleren Biotitgneises (Wendelberg). Dies folgt aus dem Streichen. Die Zweiglimmerschiefer bei Schweinheim sind als Hochscholle zwischen zwei morphologisch gut ausgeprägten schräg zum s-Streichen verlaufenden Verwerfungen stehengeblieben. Die Biotitgneis zonen keilen also nach Westen ganz aus.

Von den Glimmerschieferzwischenlagen sind keine Schriffe vorhanden. Über die mengenmäßige Verbreitung des Stauroliths kann noch keine Angabe gemacht werden. Makroskopisch herrscht Turmalin als idiomorpher Nebenmengteil vor.

## e) Pegmatite

Nach dem geologischen Verband gibt es zwei Arten von Pegmatiten:

1. Streng parallel in das Gneisgefüge eingeschichtete, langlinsenförmige Körper ohne deutliche Spuren von Teilbewegung. Manchmal reihen sich mehrere solche Pegmatitlinsen schief oder quer zur Gneistextur hintereinander an, so daß man sie als vortektonische, diskordante, gangartige Körper betrachten muß. Wegen der abweichenden Korngröße reagieren sie als relativ starre Körper bei der späteren Beanspruchung.
2. Gangartige, schief durch das Gneisgefüge durchsetzende, also spät- oder nachtektonische Gänge. Sie zeigen auch noch manchmal Zerpressungserscheinungen, gut sichtbar z. B. an langen (bis 20 cm) Turmalinstengeln, die quer zerrissen und mit Quarz verheilt sind, wodurch noch spätere Verformungen und Längungen erkennbar sind.

## II. Petrographie des Biotitgneises

## a) Mineralbestand

Tab. 1 gibt einen Überblick über den Mineralbestand, ausgezählt nach der Punktzählmethode von GLAGOLEV, s. F. CHAYES (1949). Die Meßlinien wurden immer senkrecht zu s in *ac*-Schnitten gelegt. Der Einfluß der Regelung kann vernachlässigt wer-

Tabelle 1: Modaler Mineralbestand

Handstück. Nr.	1 508a	2 513	3 483	4 475	5 508	6 502	7 511
Quarz	34,1	27,0 ± 4,94	32	37,7	29,1	35,7	39,8
Plagioklas (% An)	40,4 (20-27)	49,8 ± 6,07 (15-20)	43,2 (20-25)	41,0 (12-20)	47,3 (17-22)	29,8 (17-24)	36,4 (16-22)
Mikroclin	18,3	14,6 ± 5,32	21,3	16,3	15,5	23,3	22,2
Biotit	6,6	7,6 ± 1,35	2,2	4,3	7,2	11,1	1,6
Muskowit	0,3	0,4 (0,3-0,7) <sup>1)</sup>	} 0,1	+	0,3	—	—
Apatit	+	0,06 (0,05-0,1)		+	+	—	—
Erz (Ilmenit + Haematit)	0,2	0,52 (0,04-0,1)	1,2	0,6	0,5	+	+
Zirkon	0,1	0,02	+	0,1	0,1	0,1	—
Gesamtkornzahl	100,0 1367	100,0 1965	100,0 1515	100,0 1431	100,0 1341	100,0 1509	100,0 1402

## Erläuterungen zu Tab. 1

- 1 Biotitgneis, gleichkörnig; Hermesbuckel 1384/3664.
- 2 Biotitgneis, mit einzelnen Mikroklinaugen; Wendelberg 1323/3649; ± = mittlere Abweichung zwischen den einzelnen Meßlinien von je 240 Körnern.
- 3 Biotitgneis, gleichkörnig; Schellberg 1464/3751.
- 4 Biotitgneis, gleichkörnig, etwas gröber; Stornberg 1528/3733.
- 5 Biotitgneis, schwach faserig; Wendelberg (1350/3637).
- 6 Biotitgneis, biotitreich, an zerpreßter Pegmatitlinse gefaltet; Hermesbuckel 1384/3664.
- 7 Aplit im Biotitgneis (Konkordant); Wendelberg 1336/3646.
- 8 Biotitgneis, Mittel aus 1-4.
- 9 Biotitgneis, gleichkörnig, glimmerarme Lage; Hermesbuckel 1386/3655.

den, wie am Beispiel einer Kalksilikatgneiseinlagerung (Tab. 2) gezeigt wird. Er ist nicht größer als die Inhomogenität innerhalb eines *ac*-Schnittes. Diese Inhomogenität ist leicht bestimmbar durch den Vergleich verschiedener Meßlinien im gleichen Schliff. Sie ist größer als die mittlere Abweichung des Mittelwertes aus 4 Analysen des Biotitgneises der Wendelbergzone (Tab. 1, vgl. Nr. 2 mit 8).

Aus diesem Grund kann die Zusammensetzung des Biotitgneises im Großbereich als einheitlich betrachtet werden, obwohl natürlich die bisherige Probenzahl keine sichere Aussage ermöglicht. Die Analysen der Biotitgneise aus anderen Zonen (Büchelbergzone Nr. 528, 530; Buchberglamelle Nr. 486;) streuen um den gleichen Mittelwert. Nur der muskowitzführende Biotitgneis vom Buchberg (Nr. 474) weicht stark ab durch das weitgehende Zurücktreten des Mikroklins. Ob dies für alle muskowitzführenden Typen zutrifft, müßte durch weitere Analysen geklärt werden. Chemisch ist der Unterschied gegenüber dem Normaltyp nicht groß, da durch den höheren Glimmergehalt das Fehlen an Mikroclin nahezu aufgewogen wird. Das Handstück 551 ist nicht repräsentativ, da es eine glimmerarme Lage vertritt.

<sup>1)</sup> Akzessorien in Nr. 2 nach einem Flächenintegrationsverfahren bestimmt. Streubereich nach der Poisson-Verteilung.

einiger Biotitgneise

8	9	10	11	12	13	14	15
Mittel aus 1-4	551	528	530	486	474	504	466
32,7 ± 3,87	52,5	40,1	38,8	37,4	41,3	2,2	26,4
43,6 ± 3,6	24,3	44,5	38,4	34,2	41,7	66,1	43,1
(An <sub>20</sub> )	(15-23)	(17-25)	(20-22)	(18-23)	(17-24)	(17-20)	(20-25)
17,6 ± 2,5	22,4	6,7	15,5	21,9	0,8	19,5	+
5,2 ± 2,1	0,5	8,7	6,9	6,5	11,5	11,6	27,5 extern
							2,6 intern in Plag.
0,2 (0,1-0,5)	—	—	—	+	4,3	—	—
0,05(0,04-0,1)	} 0,3	+	+	+	0,3	0,05	0,4
0,7 (0,5-1,2)		+	0,4	+	0,1	0,55	+
	+	+	+	+	+	+	+
(Turmalin)							
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	1840	818	1659	1056	1667	1949	1820

10 Biotitgneis, gleichkörnig; Hasenkopf 1358/3766.

11 Biotitgneis, mit Mikroklinaugen, dadurch etwas faserig, Quarzmörtelzüge (Blastomylonit); Forsthaus 1448/3842.

12 Biotitgneis, gleichkörnig, mit ausgeprägtem Lagenbau; Haibach 1474/3683.

13 Biotitgneis, mit lagenweisem Wechsel von gleichkörnigem muskowitzführendem Biotitgneis (allein gemessen) mit grobkörnigem, glimmerreichem (*Bi Mu*) Gneis; Buchberg 1542/3724.

14 Biotitgneis, sehr quarzarm, porphyrisch durch große Mikroklinaugen (— 2 cm), un-  
deutlich faserig, dunkel; Hermesbuckel 1404/3660.

15 Oligoklas-Biotit-Quarz-Schiefergneis, makroskopisch schwarz, grobschuppig (1,5 mm  $\varnothing$ ), gefältelt, Internbiotit in Oligoklas 0,4 mm  $\varnothing$ ; Hermesbuckel 1399/3657.

Die gleichmäßig körnigen granitähnlichen Einlagerungen sind in Tab. I noch nicht enthalten. Die Akzessorien zusammen machen nur 1% aus. Es gibt aber oft Typen, wo nach dem makroskopischen Befund das Erz (Haematit und Ilmenit) allein bis 2% (und mehr?) ausmachen kann. Die Umwandlungsminerale (Serizit im Plagioklas und Chlorit im Biotit) sind nicht mitgezählt. Apatit überwiegt deutlich über Zirkon, obwohl dies aus den Analysen nicht gut erkennbar ist. Ganz selten und nicht eindeutig bestimmbar wegen der Kleinheit tritt idiomorpher Turmalin auf. Granat konnte in keinem Schriff gefunden werden, wird aber von THÜRACH (1892, S. 108) als „ziemlich reichlich“ bezeichnet.

Die in allen größeren Aufschlüssen vorhandenen biotitreichen Einschaltungen (Tab. I, Nr. 15) führen in großer Menge neugebildeten Oligoklas mit feinkörnigem Biotit- und Quarzinterngefüge. Sie müssen daher Schiefergneis heißen. Kalifeldspat fehlt darin. Der erwähnte Schriff zeigt eine Kleinfältelung (cm-Ausmaß), die durch groblättrige Biotitpolygonalbögen abgebildet ist. Die Plagioklase haben sich den Falten angepaßt (Wegsamkeit!), es wurde im Schriffbereich kein genügend großer



Plagioklas gefunden, der einen reliktschen Faltenscheitel umschließt. Eindeutig ist also die Deformation, die im Schiefergneis und im Biotitgneis die gleichen tektonischen Elemente zeigt, von der Kristallisation überdauert worden. Die für die Plagioklasneubildungen nötige Stoffzufuhr kann man wohl auf den Biotitgneis beziehen. Sie kann aber nicht sehr umfangreich sein, da keine Kalifeldspatblastese und keine Migmatisierung erfolgte. Das Gestein zeigt deutlich kristalloblastische Struktur. Es sind weder makroskopisch noch mikroskopisch Relikte von Hornfelsen erkennbar.

Tabelle 2: Kalksilikatgneis 512, Wendelberg (1324/3648)

	<i>b</i> -Schliff	<i>a</i> -Schliff
Plagioklas ( <i>An</i> <sub>23-28</sub> )	47,7	49,6
Quarz	35,9	34,2
Hornblende	3,6	7,8
Pyroxen <sup>1)</sup>	9,5	5,3
Epidot (mit Orthitkern)	2,5	1,9
Titanit	0,6	0,8
Apatit	0,2	0,4
Zirkon	+	+
	100,0	100,0
Gesamtkornzahl	1431	2052

Tab. 2 enthält den quantitativen Mineralbestand eines Kalksilikatgneises, der in geringer Mächtigkeit innerhalb des Biotitgneises am Wendelberg (1324/3648) am Rand eines hornblendeführenden Pegmatits auftritt. Das Gestein ist fast Kalium-frei, so daß statt Glimmer *Pyroxen* und *Hornblende* entstehen mußten. Die seltenen Elemente, die sonst in den Biotit eintreten, sind im Orthit enthalten. Der *Orthit* ist fast immer von idiomorphen *Epidothüllen* umgeben. Ein Kalium-Austausch mit dem Nebengestein (Biotitgneis) hat also nicht stattgefunden. Das Gestein kann als Paragneis aus einem sandigen Mergel abgeleitet werden, jedoch nicht aus der heutigen Schieferhülle (vorintrusive, exogene Scholle?).

Da dieser Gneis eine stark ausgeprägte stenglige Schieferung ( $\parallel B$ ) bei weniger deutlichem Lagenbau zeigt, wurden 2 zueinander senkrechte Schriffe ausgezählt, die Meßlinien wurden in beiden Schriffen  $\perp$  zu *s* gelegt.

Der Vergleich der beiden Spalten in Tab. 2 zeigt zwar Unterschiede, jedoch ist bei Pyroxen und Hornblende schon am Handstück die inhomogene Verteilung sichtbar; die Hornblende ist nesterweise stärker angereichert. Im *a*-Schliff und makroskopisch sind Quarzstengel bis 1 mm Dicke und 2 cm Länge aus verzahnten, länglichen Quarzkörnern sichtbar. Im *b*-Schliff, senkrecht zu den Stengeln, ist die Verteilung insgesamt homogener, so daß dieser Schliff einen besseren Schätzwert für die Zusammensetzung liefern dürfte.

Weder die Inhomogenität der Verteilung noch die Regelung haben (bei Messung senkrecht zu den Verteilungsgruppen und bei genügender Größe des gemessenen Bereichs) einen nennenswerten Einfluß auf das Ergebnis der Punktanalyse. Zwischen der Häufigkeitsverteilung der Plagioklase und Quarze in gleichgroßen Teilmengen von Punkten ist statistisch kein Unterschied zwischen den beiden Schriffen nachweisbar. (Das Übereinstimmungsmaß  $\chi^2$  liegt weit innerhalb der Grenzen der Zufallsabweichung:  $\chi^2$  Plag. = 7,021;  $\chi^2$  2  $\sigma$  theor = 15,507  $\chi^2$  Qu = 6,421;  $\chi^2$  2  $\sigma$  theor = 14,067).

<sup>1)</sup> Oft zersetzt zu Chlorit + Erz.

Am Epidot (mit Orthitkern) und Titanit wurde die Korngrößenverteilung bestimmt (Tab. 3). Es wurde der längste und der dazu senkrechte kurze Durchmesser jedes Kornes ohne Auslese gemessen. Die Körner sind meist idiomorph und einschlußarm. Apatit und Zirkon sind für eine statistische Auswertung zu selten.

Die Häufigkeitsverteilungen für die kurzen Durchmesser der Epidote in beiden Schlifften dürfen als übereinstimmend betrachtet werden (Übereinstimmungsmaß  $\chi^2 = 9,264$  bei 4 Freiheitsgraden berechnet aus den absoluten Häufigkeiten; der Wert liegt innerhalb der 2  $\sigma$ -Grenze der Zufallsabweichung). Dagegen ist der Unterschied zwischen den langen Durchmessern der Körner in den beiden Schlifften statistisch gesichert ( $\chi^2 = 39,98$ ;  $\chi^2$  2 $\sigma$  theor = 9,488;  $\chi^2$  3  $\sigma$  theor = 16,24) und ebenso der Unterschied zwischen dem langen und kurzen Durchmesser im gleichen Schliff ( $\chi^2 = 51,0$  im *b*-Schliff). Daraus ergibt sich 1) ein *prismatischer Habitus* der Körner, 2) eine *Orientierung nach der Korngestalt*: Prismenlängsachse  $\parallel B$  des Gefüges. Dadurch mitbedingt ist die Orientierung nach dem Feinbau (Längsrichtung der Prismen  $\parallel n_p$ ), die schon an den Polarisationsfarben erkennbar ist. Im *a*-Schliff ist die Orientierung der langen Durchmesser  $\parallel s$  sehr deutlich ausgeprägt ( $s \pm 20^\circ$ ); im *b*-Schliff liegen die Körner mit dem langen Durchmesser stark gestreut um *s* (in mehreren *hol*-Richtungsgruppen ohne deutliche Verteilungsgruppen). Wegen der Idiomorphie können diese Durchmesser mit den wahren Korngrößen gleichgesetzt werden.

Ähnliche Verhältnisse bestehen beim Titanit. Wegen der geringen Kornzahl (68 in 512a, 99 in 512b) wird keine nähere Diskussion durchgeführt. Der abgeflachte, meist fast idiomorphe Briefkouvert habitus ist typisch. Ein Unterschied zwischen den langen Durchmessern im *b*- und *a*-Schliff ist weniger ausgeprägt. In den beiden letzten Spalten der Tabelle sind die Mittelwerte und die Grenzen der Standardabweichung eingetragen.

Ein Vergleich dieser Statistik mit vorher nur aus Dünnschliffbetrachtung gewonnenen Schätzwerten ergab, daß die wahren Korngrößen weit unter den geschätzten liegen (die großen Körner werden bei der Übersichts-betrachtung bevorzugt; der Fehler beträgt mindestens 50%).

Tabelle 3

Korngrößencharakteristik von Epidot (+ Orthit) = Zeile 2-11 und Titanit = Zeile 12-13.

Handstück Nr.	512b	512b	512a	512a
1 $\varnothing$ in mm	$\varnothing$ lang	$\varnothing$ kurz	$\varnothing$ lang	$\varnothing$ kurz
2 0,11-0,02	3,8	7,9	0	5,7
3 0,02-0,035	13,7	27,2	7,9	30,7
4 0,035-0,063	28,2	35,3	13,2	43,4
5 0,063-0,11	38,1	26,5	47,3	19,3
6 0,11-0,20	14,2	3,1	24,5	0,9
7 0,20-0,35	2,0	0	6,6	0
8 0,35-0,63			0,5	0
9 N	291	291	228	228
10 M (mm)	0,0636	0,0438	0,0888	0,042
11 $\sigma$ (mm)	0,034-0,116	0,026-0,078	0,05-0,158	0,0252-0,068
12 M	0,060	0,03	0,076	0,028
13 $\sigma$ (mm)	0,033-0,108	0,018-0,052	0,048-0,123	0,017-0,047

Zahlen in Zeile 2-8 = rel. Häufigkeit (%).

N = Zahl der gemessenen Körner, M = geometr. Mittel (logarithm. Korngrößeneintlg.!).

$\sigma$  = Bereich der Standardabweichung.

## b) Petrographische Merkmale der Hauptkomponenten

Der Plagioklas ( $An\ 20 \pm 5$ ) bildet das verzahnte Grundgewebe und hat gegen den meist stark buchtig zergliederten Mikroklin fast immer *Myrmekitauswüchse*. Ferner enthält er häufig gitterorientiert eingewachsenen *Tropfenquarz*.

Myrmekitplagioklas ist nirgends eindeutig älter als der Mikroklin, in der Mehrzahl sicher jünger. Die Myrmekitbildung und auch die Bildung der Perthitlamellen im Mikroklin sind zeitlich nicht streng trennbar. Sie gehören in eine späte Phase der Grenzflächenreaktionen, die für die Kristallisationsfolge der Hauptkomponenten nicht auswertbar sind.

Der Kalifeldspat war in allen untersuchten Fällen (26 U-Tischeinmessungen) *Mikroklin* (THÜRACH'S Angabe von Orthoklas neben Mikroklin ist fraglich). Allerdings tritt die Mikroklingitterung nicht sehr häufig auf. Meist ist deutlich undulös-flammige Auslöschung sichtbar. In fast allen Körnern war bis 5% und mehr entmischter *Perthit* in Spindeln vorhanden. Anscheinend unabhängig vom Perthitgehalt schwankte der Achsenwinkel zwischen  $2V_\alpha$   $60-94^\circ$  (einmal  $104^\circ$ ), meist zwischen  $80-90^\circ$ . Der Winkel  $(010)-n_\gamma$  lag zwischen  $3$  und  $20^\circ$ , meist zwischen  $10-15^\circ$ . Zwischen Auslöschungsschiefe und Achsenwinkel ist kein Zusammenhang nachweisbar. Der Mikroklin tritt in stark zerlappten und verzweigten Körnern zwischen den übrigen Gemengteilen auf. Er kann aber auch größere Augen bilden, die dann Plagioklas- und Quarzeinschlüsse enthalten und randlich stark myrmekitisiert sind. Der Mikroklin gehört zeitlich in den gleichen Kristallisationsabschnitt wie Plagioklas, Quarz und Biotit, wenn auch in den Endabschnitt.

Tabelle 4

## Mikroklin-Zwillingsstock, Hdst. 504

Paar aus den Individuen	Auf U-Tisch gemessener Winkel zwischen							Zwillings-Gesetz
	P-P	M-M	P-M	$n_\gamma-n_\gamma$	$n\beta-n\beta$	$n_\gamma-n\beta$	$2V_\alpha$	
1-2	0	—	89	25	28	115	1 = 84	Manebach
1-3	91	—	0 (s)	93	87 (s)	23	2 = 72	Maneb.Bav.
1-4	0	—	89	20	24	100	3 = 60 (s)	Manebach
2-3	91	90	0-4	67	102 s	28	4 = 84	Baveno
3-4	91	90	0-4	73	98 s	22-24		Baveno

s = ungenau

Tab. 4 enthält die Meßergebnisse von einem Zwillingsstock aus 4 Teilindividuen. Individuum 1 grenzt an 2 und 4 an ebener Verwachsungsfläche (001), an 3 mit verzahnter Fläche. 2-3-4 sind Wiederholungszwillinge nach dem Bavenoer Gesetz, 2 berührt 4 nicht, die Verwachsungsflächen (021) sind eben. Das Manebacher Gesetz trat an einem weiteren Auge im gleichen Schliff nochmals auf. Periklinlamellen waren nicht feststellbar.

Der Quarz bildet verzahnte Körnergruppen oder zerlappte Einzelkörner und ist mäßig undulös. Er tritt nicht in Mörtelkränzen auf. Seine Gefügeregelung ist wenig ausgeprägt und nicht klar typisierbar.

## c) Systematische Stellung

In roher Annäherung besteht der Biotitgneis zu  $\frac{1}{3}$  aus Quarz und  $\frac{2}{3}$  aus Feldspat. Die dunklen Gemengteile, in den Normaltypen Biotit, erreichen einschließlich der Akzessorien kaum  $\frac{1}{10}$ . Das Feldspatverhältnis schwankt stark, doch ist immer Plagioklasvormacht ( $An \sim 20$ ) vorhanden. Nach der Zusammensetzung handelt es sich vorwiegend um Leuko- (Aplo-) *Granodiorite*, es treten aber auch Leuko- (Aplo-) *Quarzmonzonite* (Nr. 6, 7, 9 in Tab. 1) auf. Nach den bisherigen Analysen kann die Verbreitung dieser Typen nicht beurteilt werden. Makroskopisch sind sie noch nicht unterscheidbar und die Schwankung im Modalbestand ist ocnh nicht ausreichend bekannt.

Immerhin gibt es stellenweise so starke Abweichungen vom Durchschnitt, daß man diese abtrennen muß. Doch muß durch neue, speziell hierauf gerichtete Kartierarbeit festgestellt werden, ob es sich um größere Körper handelt. Hierher gehört neben dem besprochenen Kalksilikatgneis (Tab. 2) vor allem die quarzarme porphyrische Einlagerung (Tab. 1, Nr. 14). Sie nähert sich der *mangeritischen* Zusammensetzung, ist aber noch zu arm an Mafiten. Es kann vorerst nicht entschieden werden, ob es sich um ein Orthogestein handelt; sicher aber ist es kein isochemisch umkristallisiertes Sediment. Es handelt sich vermutlich um ein stark assimiliertes Paragestein aus dem vorintrusiven Abschnitt des Biotitgneises. Es ist also zu unterscheiden von den Schiefergneiseinschaltungen, die mit scharfer Grenze an die Biotitgneise stoßen und die im Felde leicht als Teile der Schieferhülle erkennbar sind.

Das Fehlen migmatitischer Übergangszonen zu diesen Schiefergneisen ist ein hinreichendes Kriterium dafür, daß der Biotitgneis nicht durch Granitisation in situ entstanden ist. Allerdings haben nach der Platznahme des Biotitgneises noch stoffliche Austauschvorgänge stattgefunden, denn die reichlichen Plagioklasporphyroblasten sind metamorphe Neubildungen, die unter teilweiser Stoffzufuhr entstanden sind.

Das Ausmaß des Stoffaustausches kann nur roh abgeschätzt werden. Aus der Modalanalyse Nr. 15 (Tab. 1) eines Schiefergneises wurde die chemische Zusammensetzung näherungsweise berechnet. Für den Plagioklas wurde dabei die theoretische Zusammensetzung für einen  $An$ -Gehalt von 23%, für den Biotit die theoretische Zusammensetzung für einen Glimmer aus 2 Teilen  $KMg_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$  und 1 Teil  $KFe_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$  angenommen. Diese Annahme ist als Annäherung zulässig, da der K-Gehalt des Plagioklas und der Na-Gehalt des Biotits sich mindestens teilweise kompensieren.

Man erhält:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Summe
65,7	13,55	4,22	5,82	2,0	3,19	3,95	1,2	99,63

Der Rest von 0,4% entfällt auf den nicht verrechneten Apatit. Dieser hohe Gehalt an Alkalien bei hohem SiO<sub>2</sub> und niedrigen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ist bei Tonschiefern ganz ungewöhnlich, so daß die Annahme einer geringfügigen Alkalimetasomatose (besonders Na- vielleicht auch SiO<sub>2</sub>-Zufuhr) berechtigt erscheint. Da der untersuchte Schiefergneis als dünnes Paket von 1 dm Mächtigkeit innerhalb des Biotitgneises liegt, darf dieser als Quelle der Stoffzufuhr betrachtet werden.

Die ausgesprochene Verknüpfung der Biotitgneise mit der Tektonik, auf die noch ausführlich eingegangen wird, sowie das Fehlen von Differentiationsreihen ergibt eine Zuordnung zur „plutonischen“ Assoziation KENNEDY's.

Auf Grund der Zusammensetzung und der petrographischen Merkmale ist zwischen dem Biotitgneis und dem Schöllkrippener sowie Erlenbacher Gneis, soweit ihn GABERT (1953) untersuchte, kein Unterschied ersichtlich.

### III. Tektonik

#### A. Übersicht

##### 1. *s*-Flächen

Die Gneis- und Glimmerschieferserien zeigen die gleichen tektonischen Elemente, wie die Karte erkennen läßt. Im W-Teil fallen die *s*-Flächen<sup>1)</sup> steil in Richtung 150°—160°, im mittleren Abschnitt steil in Richtung 90°—120°, ganz im E bei Hain steil in Richtung 340°—360° (im südlichen Teil) bzw. 160°—180° (im nördlichen Teil).

In Abb. 1 ist mit Punkten eine synoptische Darstellung der *s*-Flächenpole  $\pi$  des Biotitgneises und seiner Schiefereinlagerungen in der flächentreuen Kugelprojektion (untere Halbkugel) wiedergegeben, und zwar ist immer nur der Schwerpunkt aller Einzelmessungen eines oder verschiedener benachbarter Aufschlüsse eingetragen. Man erkennt, daß die Pole nicht ohne Zwang auf einem Großkreis angeordnet werden können, dagegen ordnen sie sich relativ gut in einem Kleinkreis von 35—40° Abstand von dem Punkt *R* ein. Die Überbetonung im oberen Teil (oberhalb  $\pi$  in Abb. 1) ist durch die zahlreicheren Aufschlüsse im Westteil des Arbeitsgebietes vorgetauscht. Bei Herstellung eines Sammeldiagramms aller *s*-Flächenpole (wobei von dem bestaufgeschlossenen Gebiet am Wendelberg-Hermesbuckel, PQ 13/36 nur der homogene Steinbruch 1328/3660, s. S. 85 berücksichtigt wurde) tritt dieser Kleinkreis ebenso deutlich hervor.

Meist ist megaskopisch nur eine *s*-Fläche deutlich erkennbar. Nur in stengligen Gneisen sind es zwei und mehr, wodurch die Entstehung der Stengelung durch mehrscharige Scherung erkennbar ist. Auch bei nur einer deutlichen *s*-Fläche handelt es sich in den meisten Fällen wohl um Scherungs-*s*, was insbesondere an den hin und wieder sichtbaren monoklinen Schlepplalten erkennbar ist. Typische Plattungs-*s* mit rhombischer Symmetrie wurden weder megaskopisch noch in Korngefügediagrammen beobachtet.

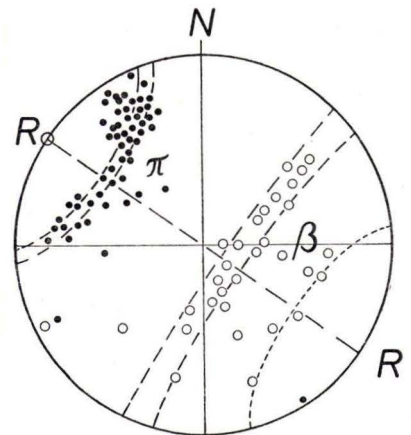


Abb. 1. Aus Aufschlußdiagrammen entnommene Schwerpunkte des Streichens der *s*-Flächenpole im Raum Haibach-Laufach (63 Flächenpole  $\pi$ ) ferner Achsen ( $\beta$ ) von Fältelungen in Glimmerschiefern und Gneisen (Kreise) *R* = Achse zu den  $\pi$ - und  $\beta$ -Kleinkreisen.

##### 2. *B*-Achsen (Lineare *B* auf *s*)

Auf der Karte fällt die große Inhomogenität in bezug auf die Lage der *B*-Achsen auf. Man erkennt jedoch als vorherrschende Achsenlage die Richtung 90. Im Mittel-

<sup>1)</sup> Nach dem Vorschlag von E. Clar (Verhdl. geol. Bundesanstalt 1954 S. 201—215) ist immer die Einfallsrichtung angegeben, wobei von 1-360° gezählt wird. Das Streichen von Flächen weicht also um 90° von der Einfallsrichtung ab. Angabe der Fallrichtung mit 3 Ziffern; Angabe des Fallwinkels mit 2 Ziffern.

abschnitt und gut ausgeprägt im Raum Laufach (PQ 21/41—43) herrscht daneben die Richtung 10—30. Die ungleichmäßige Verteilung der Aufschlüsse bedingte eine statistisch nicht repräsentative Verteilung der Meßpunkte. Um dennoch einen korrekten Überblick über die herrschende Achsenlage zu erhalten, wurde eine Stichprobe aus den vorhandenen Messungen nach folgendem Grundsatz entnommen: Von jedem Planquadrat wurden maximal 5 *B*-Achsenmessungen berücksichtigt, nach Möglichkeit von verschiedenen Aufschlüssen (Abb. 2). Als Schwerpunkt ergibt sich  $B = 90/40$  mit einer mittleren Abweichung<sup>1)</sup> von  $\pm 40^\circ$  (maximal) und  $\pm 20^\circ$  (minimal). Die Streuung entspricht keiner Normalverteilung, da sie keine Kreissymmetrie (wie z. B. in Abb. 3) besitzt. Man könnte nun einen besten Großkreis durch das *B*-Achsenfeld legen. Dieser Versuch wird besonders nahegelegt durch die Verhältnisse im Kleinbereich in einem extremen Sonderfall (s. S. 86). Aber noch besser kann man einen Kleinkreis hindurchlegen, dessen Achse mit der Achse *R* des  $\pi$ -Kleinkreises zusammenfällt, und vom  $\pi$ -Kleinkreis  $90^\circ$  entfernt liegt. Wegen dieser Symmetriebeziehung

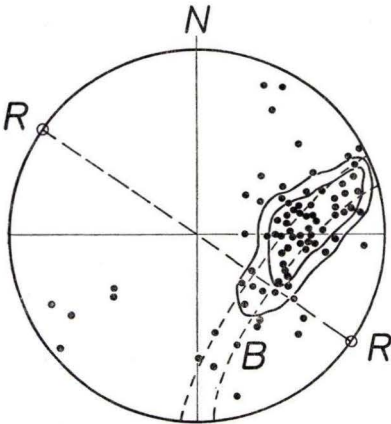


Abb. 2. 81 *B* von 21 km<sup>2</sup> im Raum Haibach-Laufach. Innerhalb der  $2\frac{1}{2}\%$ -Linie liegen  $\frac{2}{3}$  aller Werte („Streubereich“). Der eingezeichnete Kleinkreis liegt  $90^\circ$  von dem  $\pi$ -Kleinkreis entfernt und hat die gleiche Achse *R* (vgl. Abb. 1).

ist die Annahme eines *B*-Kleinkreises wahrscheinlicher. Allerdings ist der Streubereich in diesem Fall dann als Abstand derjenigen zwei Breitenkreise vom besten Kleinkreis zu bestimmen, zwischen denen  $\frac{2}{3}$  aller Meßpunkte liegen ( $\pm 12^\circ$  in Abb. 2).

Es wurde nun geprüft, ob zwischen der Lage der  $\pi$  und *B* innerhalb des jeweiligen Kleinkreises ein Zusammenhang besteht. Zu diesem Zweck wurde auf einer Schablone von der Größe der Aufschlußdiagramme der  $\pi$ - und *B*-Kleinkreis in 8 gleichgroße Abschnitte geteilt, die vom Mittelmeridian (= Achse *R*) nach links mit positivem, nach rechts mit negativem Vorzeichen (zentrierte Häufigkeitsverteilung zwecks Vereinfachung der Rechnung) nummeriert wurden (vgl. Abb. 11, dort nur 4 Abschnitte, und von rechts nach links gezählt). Dann wurden alle Aufschlußdiagramme einzeln auf die Schablone gelegt und in einer Strichliste vermerkt, in welchem Abschnitt *Y* des *B*-Kleinkreises die *B* in Abhängigkeit von der Lage *X* der  $\pi$  im  $\pi$ -Kleinkreis lagen. Dabei wurden jeweils nur die Schwerpunkte der

$\pi$  und *B* jedes Teildiagramms genommen. Die Auszählung der Strichliste ergab folgende Häufigkeiten der Wertepaare (Tab. 5):

<sup>1)</sup> Mittlere Abweichung im Sinne der Statistik. Durch Auszählung in üblicher Weise wird der Streubereich festgelegt, d. h. das Areal um das Maximum, in welchem  $\frac{2}{3}$  aller Werte liegen. Die mittlere Abweichung ist dann der größte und kleinste Halbmesser des Streubereichs; vgl. Abb. 2.

Tabelle 5. Korrelationstafel (Häufigkeit zusammengehöriger Wertepaare  $X, Y$ )

		Lage von $\pi$ im Kleinkreis an der Stelle							2	Summe
		$X = -1,5$	$-1$	$-0,5$	$0$	$0,5$	$1$	$1,5$		
Lage der $B$ im $B$ -Kleinkreis an der Stelle	$Y = -1$		1	2	3	1				7
	$-0,5$			2	4					6
	$0$	1		2	6	3	4	1	1	18
	$0,5$		1	1	1	2	3	2		10
	$1$				2	1	2	1		6
	$1,5$							2		2
	$2$						1		1	2
Summe		1	2	7	16	7	10	6	2	51

Hieraus wurde ein positiver Korrelationskoeffizient<sup>1)</sup>  $r = + 0,58$  berechnet, der einwandfrei größer ist als die maximale Zufallsschwankung ( $r = 0,41$ , s. KOLLER, Graph. Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen, 3. Aufl., Darmstadt 1953). In Worten heißt das, daß mit der Änderung des Streichens und Fallens der  $s$ -Flächen eine gesetzmäßige Variation der  $B$ -Achsen gekoppelt ist, indem beide Elemente gleichsinnig auf Kleinkreisen zu einer gemeinsamen Achse wandern. Die Kopplung ist nicht streng ( $r = + 1$ ), was bei tektonischen Vorgängen nicht erwartet werden kann, aber doch statistisch sicher nachweisbar. Natürlich trifft dies nur zu für die  $\pi$  und  $B$ , die in den Kleinkreisen liegen. Abb. 1 u. 2 lassen unmittelbar erkennen, daß etwa ein Viertel der Werte stark, d. h. mehr als  $\pm 15^\circ$  von dem besten Kleinkreis abweichen.

Es wurde darauf verzichtet, in der Karte Homogenitätsbereiche in Bezug auf  $\pi$  und  $B$ , etwa nach Art der Korrelationstafel abzugrenzen, da wegen der weiten nicht aufgeschlossenen Gebiete dies nicht ohne Willkür möglich wäre (s. auch S. 88).

Die  $B$ -Achsen zeigen, soweit sie gefügekundlich untersucht wurden, monokline Symmetrie, nirgends typisch rhombische Symmetrie. Sie sind aus diesem Grunde auf ungleichscharige Schervorgänge zurückzuführen. Bei den stark stenglig geschieferten Gneisen sind die verschiedenen, um  $B$  tautozonalen  $s$ -Flächen mit freiem Auge sichtbar. Die monokline Symmetrie äußert sich hier durch Betonung einer  $s$ -Fläche, jedoch ist natürlich die Tendenz zur achsialen Symmetrie unverkennbar.

### 3. Fältlungsachsen $\beta$

Es handelt sich in jedem Fall um Achsen übersehbarer Falten des  $dm$ -Bereichs. Die Bezeichnung mit  $\beta$  besagt nur, daß die Achsenrichtung konstruktiv durch Einmessung der Faltenschenkel bestimmt wurde.

Eine in gleicher Weise wie bei den  $B$ -Achsen gewonnene Stichprobe der Achsen  $\beta$  von Kleinfältlungen in Gneisen und besonders auch in Zweiglimmerschiefern (Kreise

<sup>1)</sup> s. Lehrb. d. Statistik. 
$$r = \frac{x \cdot y}{\sqrt{x^2 \cdot y^2}}$$

Die Größen  $\bar{x}$  und  $\bar{y}$  folgen aus den Werten  $X, Y$  der Korrelationstafel nach dem verallgemeinerten Verschiebungssatz. Auf das Rechenverfahren kann hier nicht eingegangen werden; die in der Korr. Tafel wiedergegebenen Werte sind zur Nachprüfung der Rechnung ausreichend.

in Abb. 1) zeigt eine etwas inhomogenere Verteilung. Wiederum ist aber die gesetzmäßige Anordnung der Mehrzahl der  $\beta$  auf einem Kleinkreis zu der Achse  $B$  erkennbar (s. Abb. 1). Allerdings fällt dieser Kleinkreis nicht mit dem  $B$ -Kleinkreis zusammen. Während der  $B$ -Kleinkreis  $90^\circ$  vom  $\pi$ -Kleinkreis entfernt liegt, sind es beim  $\beta$ -Kleinkreis nur etwa  $70^\circ$ . Der Abstand der Streu-Breitenkreise vom besten  $\beta$ -Kleinkreis beträgt nur  $\pm 8^\circ$ , was aber bei der relativ geringen Zahl von  $\beta$ -Werten nicht überbewertet werden darf. Auf den zweiten, punktiert in Abb. 1 angedeuteten  $\beta$ -Kleinkreis, der symmetrisch zum vorherrschenden  $\beta$ -Kleinkreis auf der anderen Seite des  $B$ -Kleinkreises liegt, kann nicht näher eingegangen werden, da er mit den wenigen Werten statistisch nicht gesichert ist.

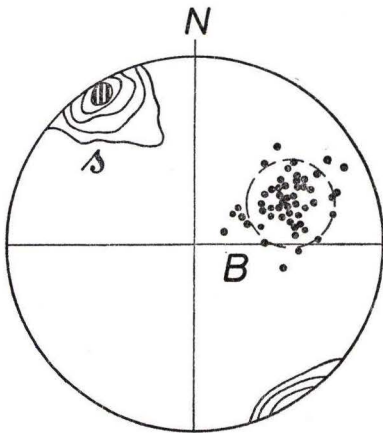
In einzelnen Fällen war auf den Schenkeln von Kleinfalten auch das  $B$  zu erkennen.  $B$  und  $\beta$  fielen meist nicht zusammen. Im Bereich eines Aufschlusses (Kleiderfabrik Arnold, Haibach 1428/3665) war das  $B$  um  $\beta$  abwickelbar (Nr. 91 der Karte), 100 m-Bereich: Im W-Teil fällt das  $s$  in Richtung  $110^\circ$  mit  $70^\circ$  mit  $B_W \approx 40/45$ ; im E-Teil  $s \approx 160/60$  mit  $B_E \approx 80/30$ .

Gemeinsame Umbiegungsachse  $\beta \approx 160/65$ . Nach Rückformung fällt  $B_W$  mit  $B_E$  praktisch zusammen. In diesem Fall handelt es sich um eine spätere Überprägung. Ihre Einordnung in das allgemeine Bewegungsbild soll erst nach Beschreibung weiterer tektonischer Einzelheiten vorgenommen werden.

Die bisherigen Daten ( $s$ ,  $B$  und  $\beta$ ) zeigen, das der Großbau nicht auf einen einheitlichen, im Großbereich homogenen Formungsvorgang beziehbar ist. Im Kleinbereich eines Aufschlusses ist das tektonische Bild in manchen Fällen noch komplizierter, wie an Hand von Einzelbeispielen gezeigt wird, bevor eine Synthese versucht werden soll.

B. Spezielle Untersuchung des Biotitgneises

a)  $s$ -Flächen und  $B$ -Achsen



In den großen Aufschlüssen vom Hermesbuckel wurde vor allem die räumliche Persistenz der tektonischen Elemente ( $s$ ,  $B$ ) studiert. Ein (nicht wiedergegebenes) Sammeldiagramm von 13 Aufschlüssen vom Hermesbuckel ergab bei 180 Messungen als Schwerpunkt der  $s$ -Flächelage  $155/65$  mit einer mittleren Abweichung von  $\pm 15^\circ$  (halber Durchmesser eines Kleinkreises um den Schwerpunkt, in den  $2/3$  aller Pole fallen). In dem sehr homogenen Steinbruch am Nordhang des Wendelberges (1328/3660) ist der Schwerpunkt von 73 Messungen  $s = 148/83$  mit einer mittleren Abweichung von nur  $\pm 10^\circ$  (Abb. 3). Die deutlich als Striemung erkennbaren  $B$ -Achsen in diesem Steinbruch ergaben  $B = 65/45 \pm 15^\circ$ . Dieses Maß an Streuung ist ohne weiteres auf andere Aufschlüsse mit weniger Beobachtungen als Mindestmaß übertragbar. Sie

Abb. 3. 73  $s$ -Flächen im Biotitgneis 45-30-15-6-0%; 53  $B$ -Achsen Steinbr. Wendelberg (1328/3660). Annäherung an Normalverteilung.



wurde berücksichtigt bei der Auswertung der Stichproben der *B*-Achsen. Einzelmessungen, die 30—40° und mehr divergieren, besagen statistisch im vorliegenden Fall also gar nichts.

b) Ausgebeulte *s*-Flächen und gekrümmte *B*-Achsen

In zahlreichen Aufschlüssen beobachtet man, daß die *s*-Flächen nicht ebenflächig, sondern  $\pm$  stark ausgebeult oder flachwellig verbogen sind (auffällig im städtischen Steinbruch Hermesbuckel 1385/3660). Hierdurch nimmt natürlich die Streuung im Streichen noch zu. Zur Erklärung dieser Ausbeulungen wird man wohl vor allem an geringe Ausweichmöglichkeit während der Verformung bei relativ kleinem Verschiebungsbetrag in den Scherflächen denken. Noch auffälliger ist aber die damit verbundene Krümmung der *B*-Achsen. In Extremfällen ist bei nur schwach gekrümmten *s* das *B* auf 2 m Entfernung mehr als 90° ganz stetig umgebogen. Der Nachweis als echte *B*-Achsen ist durch das Glimmerkorngefüge an zwei Beispielen gesichert: vorherrschendes *c*-Maximum mit unvollständigem *ac*-Gürtel und *hOl*-Nebenmaxima. Die Quarzgefüge sind schlecht geregelt, was später diskutiert wird.

Hierdurch werden die *B* auf dem Großkreis zum *s*-Flächenmaximum  $\pm$  gleichmäßig ver-

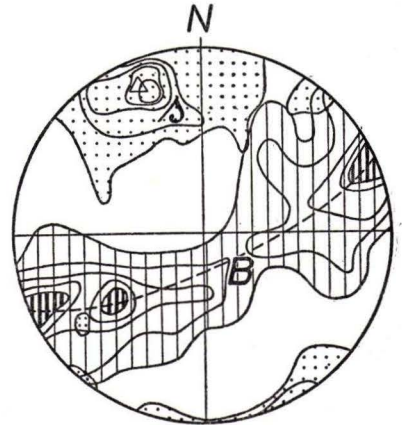


Abb. 4. 115 *B*-Achsen (schraffierte Zone), Stbr. Hermesbuckel (1385/3660) 8-6-4-2-0%; 155 *s*-Flächenpole (punktiertes Areal) 15-12-8-4-0%.

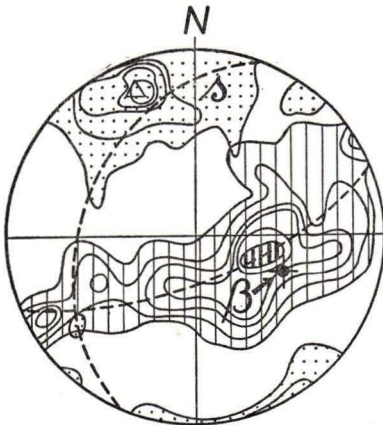


Abb. 5. 92  $\beta$ -Achsen von Gneisverbiegungen - Kleinfalten im Steinbruch Hermesbuckel (1385/3660) 10-8-6-4-2-1%; *s*-Flächenpole wie Abb. 4. Das Maximum der  $\beta$ -Achsen fällt auf ein Minimum der *B*-Achsen.

teilt, ohne daß das *s*-Flächenmaximum seine Lage verändert (Abb. 4 bzw. 92-106 der Karte). Eine Häufigkeitsstatistik am Hermesbuckel (115 Messungen) ergibt in dem Großkreis ein Maximum *B* 70 flach, das noch klarer wird, wenn man nur die im Aufschlußbereich nicht sichtbar gekrümmten *B* berücksichtigt. Am unmittelbar westlich anschließenden Wendelberg (Nr. 107-110 der Karte, PQ 13/36) ist ebenfalls fast der ganze Großkreis mit Achsenpolen besetzt, wobei jedoch *B* und  $\beta$  nicht in getrennte Gebiete fallen (aus dem großen Steinbruch 1328/3660, Abb. 3, wurden für die Herstellung des Sammeldiagramms nur die Messungen von der E-Wand verwandt).

c) Gneisfalten

Ferner beobachtet man als gesteigerte Form der Ausbauchungen des  $s$  nicht selten Falten im Dezimeter-Bereich in den massigen Gneisen (Abb. 5). Die Achsen dieser Verbiegungen streuen ebenfalls auf einem Großkreis zum Maximum der Flächenpole, haben jedoch das Maximum bei 105/60 mit einem Nebenmaximum 242/10 (Abb. 5). Es bestehen also nur quantitative Unterschiede zwischen  $B$  (Lineare) und  $\beta$  (Biegungsachsen).

In beiden Diagrammen (Abb. 4, Abb. 5) ist der „Gürtel“ der Achsen nicht gleichmäßig breit. Jedoch reichen die vorhandenen Messungen nicht, um eine sichere Deutung dieser Abweichungen zu ermöglichen, zumal nur schwach besetzte Areale die Abweichungen hervorbringen. Die unruhigen Konturen der Diagramme geben einen Hinweis auf zu geringe Zahl der Meßpunkte in einem stark inhomogenen Gesamtbereich. In einem Aufschluß vom Hermesbuckel (1404/3665) fallen die konstruktiv bestimmten Achsen  $\beta = 45/30$  relativ stark aus dem Gürtel heraus. Hier sind E – W streichende Verschiebungsflächen (170/50) sichtbar, an denen das alte  $s$  verkippt wurde um eine flachliegende E – W Achse (also  $hOl - Fl.$ ). Ob solche Verkippungen auch die übrigen Abweichungen bedingen, kann aber nicht durch Feldbeobachtungen entschieden werden.

Die Verknüpfung der schwachen Ausbeulungen der  $s$ -Flächen bzw. mancher Falten im Biotitgneis (z. B. Abb. 6) mit gekrümmten  $B$ -Achsen ist kein hinreichender Beweis für ursprünglich ungekrümmte und somit ältere  $B$ -Achsen. Denn die Krümmung der  $B$ -Achsen ist in keinem Fall durch konstruktive Ebnung der  $s$ -Flächen vollständig rückformbar (s. Abb. 6, außerdem 9 weitere untersuchte Beispiele). Man müßte also eine zusätzliche Krümmung der  $B$ -Achsen während der  $s$ -Flächenausbeulung bzw. Faltung fordern. Die Krümmung der  $B$ -Achsen kann vor der Faltung nicht vorhanden gewesen sein, da dann auf parallelen Schenkeln mehrfach gewellter  $s$ -Flächen nach der Ebnung die  $B$ -Achsen divergieren müßten, was nicht zutrifft (Abb. 6).

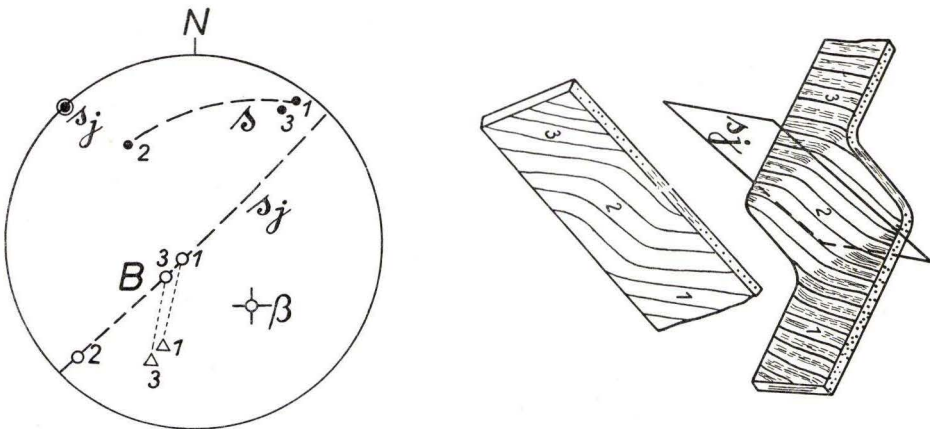


Abb. 6. Gewellte  $s$ -Fläche (Punkt 1–3) mit gekrümmten Linearen  $B_{1-3}$  (Kreise). Die Krümmung der  $B$  ist nur teilweise abwickelbar (Dreiecke 1 und 3 =  $B$  nach Rückformung um die Biegungsachse  $\beta$ ). Die  $B_{1-3}$  liegen auf einem Großkreis  $s_j$  und sind als Scherungs- $B$  nach der  $s$ -Faltung um  $\beta$  entstanden.

Da die gekrümmten  $B$ -Achsen in fast allen Fällen recht genau auf einer gemeinsamen Fläche (Großkreis  $s_j$  in Abb. 6) liegen, ist vielmehr anzunehmen, daß die  $B$ -Achsen als Schnittkurven zwischen bereits vorliegenden gewölbten  $s$ -Flächen und jüngeren ebenen  $s$ -Flächen entstanden sind. Dabei liegt natür-

lich die Bewegungsrichtung in der ebenen Scherfläche nicht an jeder Stelle senkrecht zu der entstehenden  $B$ -Achse, so daß dieser Typ von gekrümmten makroskopischen  $B$ -Achsen nicht für die Großtektonik auswertbar ist.

Das Korngefüge ist mit dieser Deutung vereinbar, wenn auch kein strenger Beweis. In einem von zwei untersuchten Fällen (Hdst. 551) wurde ein zu dem Pol des  $B$ -Großkreises ( $s_j$ ) gehöriges Glimmermaximum neben einem in  $c$  liegenden Hauptmaximum gefunden. Im anderen Beispiel ist nur ein in  $ac$  verbreitertes Glimmermaximum vorhanden, das mit dem generellen  $s$  zusammenfällt. Da jedoch die Divergenz zwischen  $s$  (gewölbt) und  $s_j$  meist sehr klein ist, kann in solchen Fällen keine eindeutige Entscheidung vorgenommen werden.

Jedenfalls zeigt sich, daß unter diesen speziellen Umständen keine Konstanz der  $B$ -Achsenlage mehr vorhanden ist. Zwar zeigt der untersuchte Kleinbereich besonders extreme Verhältnisse (Hermesbuckel, PQ 13/36), die durch die lokalen Bedingungen, speziell die besonderen mechanischen Verhältnisse an der Grenze zu den benachbarten Zweiglimmerschiefern und am Ende der nach W auskeilenden Biotitgneise, verursacht sind. Es ergibt sich aber, daß die Abgrenzung von Homogenitätsfeldern bezüglich der Achsenlage im Kartenbereich nicht ohne Willkür möglich ist.

#### d) Deformation und Kristallisation

Die Formung in teilbeweglichem Zustand läßt sich auch unabhängig aus Dünnschliffbeobachtungen schließen: Alle Faltungen etc. sind eindeutig von der Kristallisation der Hauptkomponenten überdauert, da die Deformationsspuren völlig verheilt sind. Hieraus kann erfahrungsgemäß ein korrelater Grad der Mobilität gefolgert werden.

Die vorkristalline Tektonik ist am Schiefergneis (S. 77) auch schon beschrieben worden.

#### e) Quarzgefüge und Teilbeweglichkeit

Auch die nicht klar typisierbaren Quarzdiagramme aus Handstücken mit gebogenen  $B$ -Achsen weisen auf Prägung in teilbeweglichem Zustand mit wenig ausgesprochener Anisotropie des Kraftfeldes. Die Maxima sind in den Teildiagrammen nicht persistent, was auf inhomogenes Gesamtgefüge weist. Es ist daher verständlich, daß P. WUNSCH (1933) keine Überführbarkeit der Diagramme von verschiedenen Schnittlagen ineinander erreichte. Die gemessene Quarzachsenzahl reicht in keinem Fall aus zur Feststellung der reellen Maxima. Die Glimmergefüge hingegen sind normale  $s$ -Tektonite mit angedeutetem  $ac$ -Gürtel, z. T. mit untergeordneten Nebenmaxima. Die Abweichung vom Grundkreis beträgt selten mehr als  $20^\circ$ .

Auch im Regelungstyp der Quarz- und Glimmergefüge und im Verhältnis der Kristallisation zur Deformation ist kein Unterschied gegenüber dem Schöllkrippener Gneis (G. GABERT) feststellbar. Die Bildung oder Einwanderung (Anatexis?) der „richtungslosen“, granitähnlichen Gesteinsbereiche muß in den gleichen Zeitabschnitt hoher Teilbeweglichkeit während oder unmittelbar nach der tektonischen Formung gestellt werden. Sie treten öfters im Druckschatten von Gneisfalten auf.

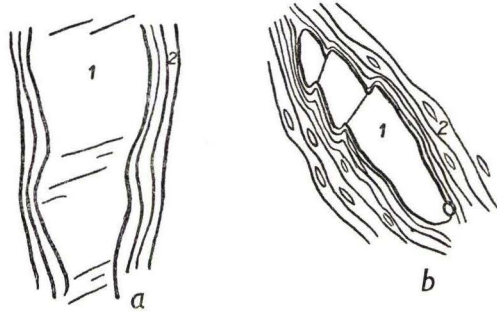
#### f) Teilursachen der Faltenbildung

Für die Herausbildung der Falten im Biotitgneis sind die Festigkeitsinhomogenitäten der Umgebung maßgebend. Falten finden sich bevorzugt

1. geknüpft an grobkörnige Pegmatite, wobei diese an Scher- und Kluftflächen zerlegt und um kleinere Beträge (dm) verworfen sind, während der anliegende Biotitgneis in Form stetig gekrümmter disharmonischer Kleinfalten die entstandenen Zwickel bzw. Hohlräume ausfüllt. So ergeben sich alle Zwischenglieder vom ebenflächigen  $s$  bis zur typischen Boudinage (s. Abb. 7)

2. in der Nähe der Grenze gegen die Zweiglimmerschiefer. Hier bestand offenbar die bessere Ausweichmöglichkeit senkrecht zu  $s$ .

Diese Kleinfalten sind also für den Gesamtbau nur eine untergeordnete, durch Inhomogenitäten stark beeinflusste Teilerscheinung.



g) Vorkristalline  $hOl$  - Scherflächen

Eine weitere, für den Gesamtbau untergeordnete, für die Baugeschichte aber sehr aufschlußreiche Teilerscheinung sind die in allen größeren Aufschlüssen im Grenzbereich gegen die Zweiglimmerschiefer auftretenden diskreten Scherflächen schief zum vorherrschenden  $s$  (Abb. 8). Sie wurden einzeln, öfters aber zu mehreren in etwa

Abb. 7. Pegmatite im Stbr. Hermesbuckel (1385/3660) a) Massiger Pegmatit (vorw. Mikroklin Oligoklas und Quarz) parallel  $s$  im Biotitgneis eingelagert. Infolge größerer Starrheit beginnende linsenförmige Zerlegung und Boudinage. b) An Scherflächen infolge größerer relativer Starrheit zerlegter Pegmatit. Der umgebende, hier biotitreiche Gneis mit Quarz-Feldspat-Augen (Nr. 6 in Tab. 1) schmiegt sich den entstehenden Zwickeln ein. Zerlegung des Pegmatits und Kleinfältelung in Gneis gehören zum gleichen Bewegungsvorgang.

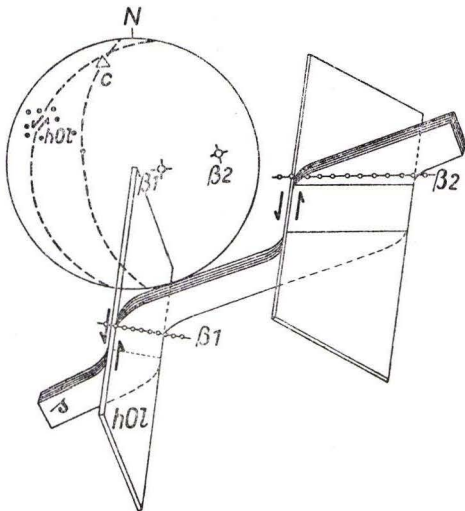


Abb. 8. Vorkristalline diagonale Scherflächen als jüngere Ausgleichsbewegungen auf lokale Teilbeanspruchungen.

1 m Abstand gefunden. Sie bewirken eine geringe (dm), aber immer *gleichsinnige Versetzung* der hangenden E-Scholle nach NNE. Die anschließenden Gneislagen schmiegen sich ganz allmählich an die Scherflächen heran und lassen so den Relativsinn der Bewegung und die Bewegungsrichtung, mit hin auch die zugehörige  $B$ -Achse bestimmen. Ein zweites symmetrisch gelegenes Scherflächensystem konnte nicht beobachtet werden. Es ist sehr beachtlich, daß in diesen teilbeweglichen Massen diskrete Scherflächen entstehen konnten. Dies ist nur bei besonders großer Deformationsgeschwindigkeit möglich. Es handelt sich um  $\pm$  plötzliche Teilbewegungen, die eine relativ stärkere Vorwölbung der westlichen Faltenbereiche nach S vermittelten. Einzelne flacher liegende „Diagonalscherflächen“ sind auch als (*Okl*) indizierbar. Sie vermitteln eine Längung in der Ebene der  $s$ -Flächen.

## h) Klüfte

Es soll noch erwähnt werden, daß die Klüfte häufig nicht auf den Großbau beziehbar sind. Nur in deutlich stengelig geschieferten Gneisen treten typische Querklüfte auf. Regional beständig jedoch ist die Kluftlage SE mit Fallrichtung 50, steil; lokal vertreten sind E-, W- und ENE-Klüfte, die oben (S. 87) als *hOl*-Scherklüfte zu einer Verkippung um eine E-W-Achse gedeutet wurden. Sie sind öfters als kartierbare Verwerfungen ausgebildet (Grünmorsbach P Q 15/35; gut sichtbar im Raum Schweinheim, besonders auf Blatt Schaafheim-Aschaffenburg von KLEMM 1894). Auch die SE-Klüfte (etwa hercynisch)  $\pm$  steil sind oft als Verwerfer ausgebildet. Sie sind allerdings nicht sehr richtungskonstant; vor allem sind mehrfach Klüfte und Verwerfungen in Nordsüdrichtung feststellbar, die altersmäßig noch nicht klar von den SE-Klüften trennbar sind. Ein bedeutender Sprung mit Fallrichtung 50 liegt im Raum Laufach (P Q 20/42) mit mindestens 40 m Sprunghöhe. Ein ähnlicher liegt bei Grünmorsbach (P Q 15/35). Diese Verwerfungen sind jünger als der Buntsandstein. Über ihre Gesamtverbreitung, besonders auch am W-Rand des Arbeitsgebietes kann erst eine Kartierung des Buntsandsteins Klarheit bringen<sup>1)</sup>.

Schwerspätführung: Das SE-Kluftsystem ist der Träger der Schwerspätgänge (s. THÜRACH, 1892, S. 44; H. MURAWSKI, 1954). Auf dem Laufacher Sprung sitzt z. B. die Grube S. Eichenberg (1830/4491). Für das spezielle Arbeitsgebiet von Interesse ist das erstmalig von MOSEBACH (1935) angegebene Vorkommen von *Rhombendodekaeder-Hohlräumen* zersetzter kubischer Minerale in Schwerspat. Sie treten anstehend in den großen Steinbrüchen am Wendelberg (1328/3660) auf saigeren SE-Klüften (hier keine Verwerfer) auf.

MOSEBACH'S Annahme aufgelösten Pegmatit-Granats ist sehr zweifelhaft, da 1. die Schwerspätgänge mit den Hohlräumen ohne jede Beziehung zu Pegmatiten den Gneis durchsetzen, 2. die Pegmatite des Wendelberggebietes bis jetzt keinen Fe-reichen Granat geliefert haben, 3. die in der Literatur angegebenen Spessartine des Spessarts vorherrschend das Deltoidikositetetraeder zeigen.

Es handelt sich wahrscheinlich um zersetzte *Pyrit-Rhombendodekaeder*, die zur Paragenese der Schwerspätgänge gehören. Hiermit sind auch die großen Brauneisenrückstände in den Hohlräumen vereinbar.

## i) Jüngste Harnische

Schon bei Beobachtung der Steinbruchaufschlüsse von größerer Entfernung fallen die markanten ebenflächigen parallelen Harnischflächen auf. Sie setzen scharf und gleichmäßig durch die alten Gneisflächen und Inhomogenitäten hindurch. Sie bleiben im ganzen Bereich von Aschaffenburg bis Winzenhohl (P Q 16/37) lagebeständig etwa N-S mit 40° W-Fallen (Abb. 9). Die Hangendscholle ist jeweils nach WSW abwärts geglitten. Die Versetzungsbeträge scheinen ganz gering (cm-dm) zu sein. Die relativ wenigen, vom Schwerpunkt stärker abweichenden Harnischlagen sind durch örtliche Inhomogenitäten (Materialunterschiede, starke stenglige Schieferung) verursacht. Diese Harnische können als Diagonalklüfte im Vertikalschnitt zu einer steilstehenden N-S verlaufenden Verwerfung (parallel zur Randstörung der Mainsenke) aufgefaßt werden. Keine der Störungen bewirkte aber eine Schollenverkippung im Sinne von L. KORN (1933), da die Buntsandsteinschichten im Gebiet der Randstörungen fast horizontal liegen.

## IV. Der Großbau und seine Geschichte

## a) Der Gneiskern

Die Deutung der Baugeschichte, die von der Beschreibung (Kap. I-III) getrennt werden muß, fußt lediglich auf den beschriebenen Meßergebnissen, so daß sie keine

<sup>1)</sup> Inzwischen erhielt ich Kenntnis von einer Diplomkartierung durch LOTHAR GREILING (Würzburg 1953) in der SW-Ecke von Bl. Haibach. Sie läßt sehr deutlich die Bedeutung des SE-Kluft- und Verwerfungssystems erkennen.

endgültige Form besitzen kann. Sie soll daher als heuristisches Prinzip der Sammlung neuer Beobachtungen dienen. Ferner muß abgewartet werden, bis zu welchem Grade sie mit den tektonischen Untersuchungen im zentralen Gneiskern und auf der Nordflanke durch H. MURAWSKI verträglich ist. Erst wenn diese Frage entschieden ist,

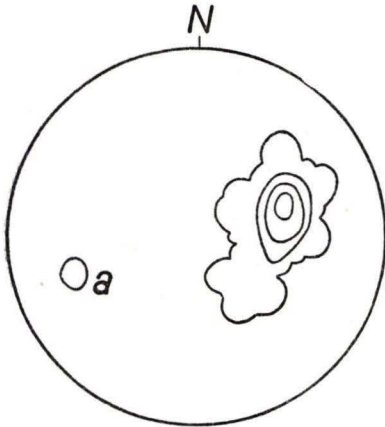


Abb. 9. 96 jüngste Harnische im Biotitgneis von Aschaffenburg bis Winzenhohl (PQ 16/37) 35–20–10–0%.

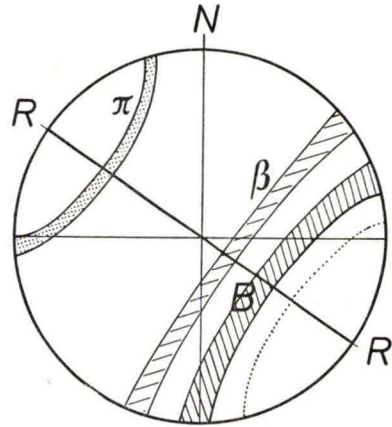


Abb. 10. Schema der beobachteten Streukleinkreise der  $\pi$ -,  $\beta$ - und  $B$ -Verteilungen, übertragen aus Abb. 1 und 2.

kann versucht werden, die regionale Reichweite der gefundenen tektonischen Baupläne festzustellen.

Es ist nicht ohne Zwang möglich, ein einheitliches, nach  $E$  abtauchendes, homoachiales Großgewölbe<sup>1)</sup> anzunehmen, da die  $s$ -Pole  $\pi$  des Gesamtgebietes nicht auf dem dann notwendigen Großkreis liegen (Abb. 1). Vielmehr deutet der  $\pi$ -Kleinkreis an, daß es sich nicht um einen einfachen Formungsakt handelt.

Würde es sich nur darum handeln, die Anordnung der  $\pi$  auf einem Kleinkreis zu erklären, dann würde die Annahme genügen, es sei eine ursprünglich ebene  $s$ -Fläche des Großbereichs durch normal auf sie wirkenden Druck ausgebeult worden. Derartige Phänomene sind im Dach bzw. an den Flanken von Salzdiapiren sicherlich vorhanden, wobei allerdings die Symmetrieachse  $\pm$  vertikal steht. Wollte man diesen Vergleich auf die vorliegenden Verhältnisse übertragen, dann müßte man eine vom Kern des Gneisgebietes ausgehende, radial wirkende Druckkomponente annehmen, beziehbar z. B. auf das Eindringen eines hypothetischen Plutons oder auch auf einen als rel. Starrheitsinhomogenität des Großbereichs wirksamen Körper (analog zu Feldspat- oder Pegmatit-Linsen im Kleinen). Mit diesem Deutungsversuch bleibt aber die beobachtete Anordnung der  $B$ -Achsen und  $\beta$ -Achsen auf homoachsialen Kleinkreisen unerklärt, so daß ihm wenig Wahrscheinlichkeit zukommt (Definition von  $\beta$  s. S. 84).

Für die folgende Deutung seien aus Abb. 1 und 2 die drei Kleinkreiszone der  $\pi$ -,  $B$ - und  $\beta$ -Verteilungen zusammengefaßt (Abb. 10). Sie gehören zu der gemeinsamen

<sup>1)</sup> Diese Annahme wurde vom Verfasser noch in einem Vortrag vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Würzburg 1955 ausgesprochen, doch bedeutet die präzisere, inzwischen erarbeitete Deutung sicherlich eine Verfeinerung. Sie wurde z. T. angeregt durch Diskussionsbemerkungen zu dem erwähnten Vortrag.

Achse  $R$ . Ferner wurde festgestellt, daß die  $B$  gleichsinnig mit den  $\pi$  variieren. Man kann also um  $R$  als Achse die tektonischen Elemente zurückrotieren. Die einzelnen  $s$ -Flächen mit ihren  $B$  und  $\beta$  wandern dabei auf einem Kegelmantel. Es handelt sich also um eine Externrotation des Großbereichs (10 km). Allerdings kann durch die geometrische Abwicklung die Ursprungslage der  $s$ -Fläche noch nicht eindeutig festgelegt werden (jedenfalls nicht in dem untersuchten, für eine tektonische Analyse noch rel. kleinen Bereich). Sicher muß ihr Flächenpol auf dem  $\pi$ -Kleinkreis gelegen haben. Es wird hier die Stellung 1 in Abb. 11 angenommen, d. h. eine steilstehende  $s$ -Fläche mit dem Streichen  $75^\circ$ . Die  $B$ -Achse liegt auf dieser Ausgangsfläche dann horizontal (in Richtung  $75^\circ$ ). Die  $\beta$  liegen nach dieser Abwicklung flach in Richtung  $50-60^\circ$ . Es muß aber ausdrücklich hervorgehoben werden, daß diese am Sammeldiagramm vorgenommene Rückformung für den Einzelfall nicht gelten muß. Die zur Entscheidung geeignete Korrelationsstatistik zwischen  $\pi$  und  $\beta$  sowie  $B$  und  $\beta$  ist noch nicht anwendbar, da die Falten mit  $B$  und  $\beta$  zu selten beobachtet wurden. Jedenfalls fallen die  $B$  und  $\beta$  nach der Rückformung nicht zusammen. Diese Tatsache kann als gesichert gelten, da an einzelnen Falten das Nichtzusammenfallen von  $B$  und  $\beta$  beobachtet wurde. Diese Tatsache ist nicht unverständlich: Wie erwähnt sind die  $B$ -Achsen, die als Lineare auf den  $s$ -Flächen sichtbar sind, Scherungs- $B$ -Achsen. Ihre Prägung ist nun ohne weiteres während der Rotation der Ausgangsflächenschar möglich.

Dies sei an einer Modellvorstellung abgeleitet. Man öffne einen Kartenstoß

wie einen Fächer, so daß die einzelnen Karten unter Drehung übereinandergleiten und dabei einen Kegel bilden. Zwischen jeder Karte besteht also eine Relativbewegung senkrecht zu der den Kegelmantel beschreibenden Kante. Diesen Kanten entsprechen im tektonischen Objekt die  $B$ -Achsen (sie liegen  $90^\circ$  von den  $s$ -Polen entfernt!). Sie entstehen durch Scherflächen, die der rotierenden Großbewegung zugeordnet sind. Zu dieser Auffassung ist besonders auch die Beobachtung im Einklang, daß gerade an den Umbiegungsstellen des  $s$ -Flächen-Streichens die deutlichste Stengung auftritt (Hohes Kreuz 1400/3716 und Umgebung, Unterbessenbach 1800/4040, Obersailauf PQ 20/43), also dort, wo die wälzende Bewegung am stärksten ansetzte.

Diese Deutung besagt also, daß die  $B$ -Achsenrichtung  $B = 75^\circ$  (vor der Externrotation) keinen älteren, selbständigen Beanspruchungsplan vertritt, sondern Teilbewegungen während der Externrotation des Großbereiches zu-

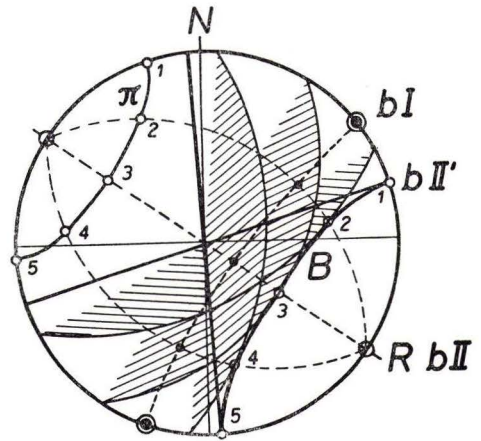


Abb. 11. Schema des großtektonischen Formungsablaufes. 1. Hauptfaltung und Kleinfaltung zu Plan b I; 2. Schiefe Überprägung durch Plan b II. Externrotation der Ausgangsflächenschar 1, die einen Kegel beschreibt, wobei Scherungs- $B$ -Achsen entstehen ( $bII'$ ).

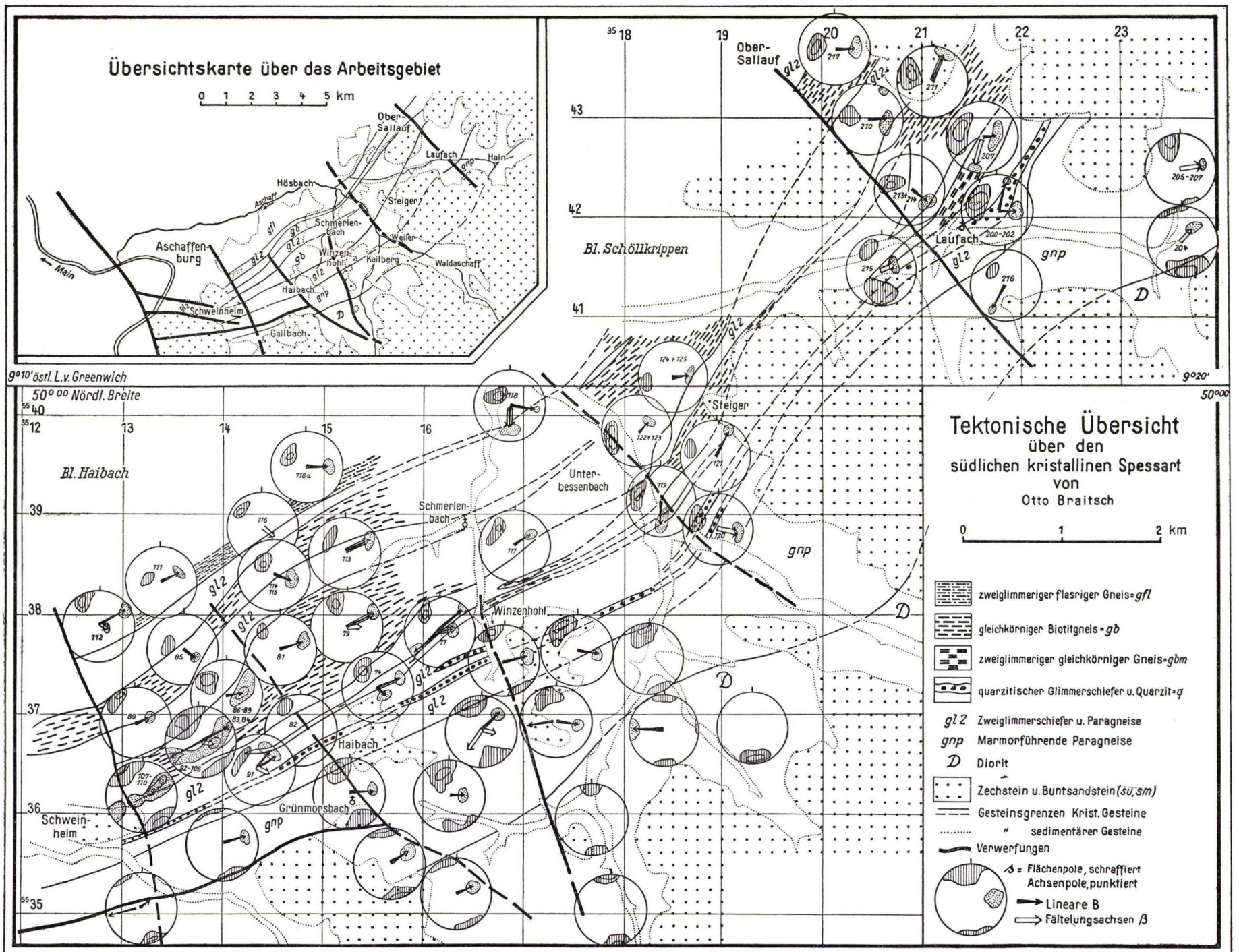


Abb. 12.



geordnet ist. Dagegen vertritt die Achsenrichtung  $\beta = 50-60^\circ$  der Kleinfalten einen selbständigen und älteren Beanspruchungsplan. Allerdings ist der Plan  $B = 75^\circ$  nicht ganz ausschließbar, da der untersuchte Bereich zu klein ist. Mit Sicherheit läßt sich jedoch sagen, daß 2 große Formungsvorgänge bei der Gestaltung des Großbaus mitgewirkt haben.

Nun liegen die  $\beta$ -Achsen nicht  $90^\circ$  von den  $s$ -Flächen entfernt (S. 85). Die  $s$ -Flächen können also nicht Flächen tautozonaler Verstellung zu  $b = 50-60^\circ$  sein. Diese Annahme ist aber nicht nötig, da als  $s$ -Flächen sicherlich ganz überwiegend die zu der jüngeren großtektonischen Externrotation gehörigen Scherungs- $s$  erfaßt wurden. Man kann also annehmen, daß die zum ursprünglichen Faltenbau gehörigen  $s$ -Flächen stark verwischt wurden (vgl. Transversalschieferung). Bei dem kleinen Winkel von  $20^\circ$  zwischen den zu  $\beta$  gehörenden älteren  $s$  und den zu  $B$  gehörenden  $s$  dürfte im allgemeinen ein Nachweis des älteren  $s$  sehr schwierig sein.

Die komplizierten Einzelercheinungen der *gekrümmten B-Achsen* sind mit der hier gegebenen Erklärung vereinbar, wenn man die konstruierten jüngeren Scherflächen  $s_j$  (Abb. 6) der jüngeren Externrotation zuordnet. In diesen Fällen ist das oben geforderte Nichtzusammenfallen vom älteren und jüngeren  $s$  erweisbar. Allerdings ist in diesen speziellen Fällen die Zugehörigkeit der älteren  $s$  zu den älteren  $\beta$  noch fraglich. Dagegen muß der erwähnte Fall einer um  $\beta$  *abwickelbaren Verstellung* (S. 85) einer lokalen Sonderbeanspruchung nach der Externrotation zugeordnet werden. Übrigens liegt dieses  $\beta$  auf dem zweiten, punktiert angedeuteten Kleinkreis (Abb. 1) nahe dem  $S$ -Pol, dessen Bedeutung auf Grund der wenigen Punkte noch nicht diskutiert werden soll.

Die *diagonalen*, aber noch vorkristallinen *Scherflächen* gehören ohne Zweifel in den Abschnitt am Ende oder unmittelbar nach der Externrotation. Sie vermitteln relativ plötzliche Ausgleichsbewegungen, zugeordnet entweder radialen Teilkomponenten der Beanspruchung (Ausgleichsbewegung senkrecht  $s$ , in Abb. 8 als  $hOl$  indiziert) oder tangentialen Teilkomponenten (Ausgleichsbewegung auf *OkI*-Flächen, = Längung parallel der lokalen  $B$ -Achse).

Alle diese tektonischen Vorgänge sind im wesentlichen präkristallin, d. h. von der Kristallisation der Hauptkomponenten überdauert. Örtlich tritt eine gesteigerte *anatektische Mobilisation* auf. Allerdings muß deren Ausmaß im Felde neu überprüft werden. Ein sicheres Produkt dieser Mobilisation sind die diskordanten Pegmatite (S. 75, Nr. 2, vielleicht aber auch die örtlich vorkommenden „richtungslos-körnigen“ Partien, obwohl die Möglichkeit späterer granitartiger Nachschübe nach bisheriger Kenntnis nicht ausschließbar ist.

Zusammengefaßt läßt sich die Baugeschichte also folgendermaßen gliedern:

a) Plan  $b I = 50-60^\circ$ /horizontal

großräumige Faltung, mit zugeordneten Kleinfalten. Von dieser älteren großtektonischen Aufrichtung ist nur ein steilgestellter Streifen von ca. 4 km Breite und 14 km Länge in der vorliegenden Untersuchung erfaßt, so daß über die Vergenz dieser Tektonik und auch über die genauere Ausgangsstellung der von ihr geschaffenen  $s$ -Flächen keine sichere Aussage möglich ist.

b) Plan  $b$  II = 120°/horizontal

schiefe Überprägung mit großtektonischer Externrotation (im 10 km-Bereich) um eine horizontale Achse in Richtung 120°, wobei den Teilbewegungen zuordenbare Scherungs- $B$ -Achsen geprägt wurden. Lokale Ausgleichsbewegungen auf diagonalen Scherflächen.

## c) Lokale Verbiegungen im 100 m-Bereich, ohne großtektonische Bedeutung.

Diese rein analytisch-geometrisch erhaltenen großtektonischen Beanspruchungspläne sind insofern sinnvoll, als sie mit den beiden Hauptlineamenten der alten Gebirge Deutschlands erzgebirgisch ( $b$  I) und herzynisch ( $b$  II) übereinstimmen.

Die geologischen Konsequenzen und die Tragweite der hier durchgeführten Analyse sollen an dieser Stelle nicht diskutiert werden.

## b) Zeitliche Beziehungen zwischen „Intrusion“ und Tektonik

Wie bereits erwähnt, gehört der Biotitgneis zur plutonischen Assoziation KENNEDY'S, ist aber nicht durch Granitisation in situ entstanden. Vielmehr ist der heutige Verband durch mechanische Bewegung geschaffen. Für die Frage der Platznahme sind folgende Beobachtungen wesentlich:

1. Parallelkontakt zwischen Gneis und Schiefereneinschaltungen (homotaktisches Gefüge), keine Apophysen.

2. Alle Bewegungs- und Deformationsspuren in Gneis und Schieferhülle sind von der Kristallisation der Hauptkomponenten überdauert.

3. Die meisten Pegmatite sind linsenförmig (Boudinage) in das Gneisgefüge eingeschichtet, dabei haben sie infolge größerer rel. Starrheit mechanisch anders reagiert als der höherteilbewegliche Gneis.

4. Das Gefüge ist ein raumstetiges Deformationsgefüge mit Scherungs- $s$ . Meist monokline einschichtige Scherung, bei Stengelgneisen auch mehrscharige Scherung, nirgends typisches rhombisches Plättungs- $s$ . Von den Randzonen zum Innern der Gneispakete ist keine Abnahme der Deformationsintensität feststellbar.

5. Pneumatolytisch beeinflusste Randzonen fehlen. Lamprophyre sind nicht vorhanden.

6. Die Schiefergneiseinschaltungen zeigen keine reliktschen Hornfelskontakte. Die Plagioklasblastese in den Schiefergneisen begann, als die Biotite und Quarze noch wesentlich kleiner waren als im jetzigen Externgefüge. Die Fältelung der Schiefergneise ist vorkristallin (Glimmerpolygonalbögen), jedoch sind stellenweise die Plagioklasporphyroblasten etwas verlegt. Die Fältelung hat also noch während der Plagioklaskristallisation (wenigstens im Anfang) angehalten.

7. Die Plagioklasporphyroblasten in den Schiefergneisen sind metamorphe Neubildungen. Sie sind mindestens unter teilweiser Stoffzufuhr (S. 81) entstanden. Der Herd der Stoffzufuhr ist der Biotitgneis. Assimilationserscheinungen im großen Stil und nebulitische Auflösung von Hüllschiefern fehlen.

8. Der Biotitgneis zeigt kristalloblastische Struktur, ist dicht gepackt ohne mioarolithische Hohlräume, zeigt keine feinkörnige oder porphyrische Randfacies.

Die angeführten Beobachtungen zeigen für Biotitgneis und Schieferhülle das gleiche Bewegungsbild an. Es ist kennzeichnend für den Baustil der Tiefentektonik. Die

tektonischen Merkmale weisen eindeutig auf Verformung im festen, aber doch teilbeweglichen Zustand. Das Kriterium für den festen Zustand sind die Leitung gerichteter Drucke auf begrenzte Entfernung (Kleinfalten im dm-Bereich), und die Anlage symmetriekonstanter Scherflächen, das Kriterium für die hohe Teilbeweglichkeit ist die räumliche Stetigkeit der Verformung. Zur Zeit der Tektonik war der Biotitgneis also weder eine Schmelze noch ein vollständig erstarrter Granit. Mit Sicherheit hat dieser Pluton die zum Plan *b* II ( $120^\circ$ ) gehörige gesamte Externrotation miterlebt. Insofern ist sein Gefüge wie das Gefüge des Gesamtbereichs ein Transportgefüge. Es besagt aber nichts über den Vorgang der Platznahme und ist dem Eindringen des Plutons nicht zugeordnet. Auch das Ausmaß der Relativverschiebung zwischen Schiefergneisen der Hülle und Biotitgneispaketen (wegen Teilbeweglichkeitsunterschieden) ist noch nicht feststellbar. Aber der Einfluß der Grenzfläche ist in den Ausbeulungen der Gneis-*s*-Flächen (S. 86) und mancher Gneisfalten erkennbar (Wellenbildung an der Grenzfläche bewegter Medien verschiedener Zähigkeit). Diese Gneisfalten (s. unter Teilursachen S. 88, und älteren  $\beta$ -Achsen S. 87) sind nicht mit den Falten zu Plan *b* I identisch, und ihre Achsen sind in der  $\beta$ -Stichprobe (Abb. 1) nicht enthalten, da sie wegen ihrer Abhängigkeit von lokalen Bedingungen ausgeschlossen wurden. Jedoch wird wegen der stofflichen Einheitlichkeit an der „Ortho“-gneisnatur des Biotitgneises festgehalten, und aus mineralfaziellen Gründen (Ungleichgewicht zwischen Biotitgneis- und Schiefergneiseinschaltungen bzw. -Hülle, Fehlen von Migmatitübergängen) eine Granitisation in der jetzigen Umgebung abgelehnt. Dies verlangt eine mechanische Platznahme, für die aber keine Gefügemerkmale mehr nachweisbar sind. Es liegen jedoch keine Merkmale einer intrusiven Schmelze mehr vor, so daß die petrogenetischen Probleme magmatisch-ultrametamorph vorerst offen bleiben müssen. Dabei ist der zeitliche Zusammenhang zwischen der Hauptfaltung zu Plan *b* I und der Platznahme unentschieden: vor- oder syntektonisch rel. zu Plan *b* I. Allerdings kann dieser Pluton keine bedeutende thermische Aktivität entfaltet haben, da keine Relikte thermischer Beeinflussung nachweisbar sind.

#### c) Die Stellung der marmorführenden Paragneis-Serie

Die Abwickelbarkeit der Großtektonik ist für die Einstufung der marmorführenden Paragneis-Serie von wesentlicher Bedeutung. Der heutige tektonische Verband ist wohl meist konkordant, und die Serie bildet das Hangende. Nach der Abwicklung steht die Serie aber steil und es ist bis jetzt nicht das Ursprüngliche (stratigraphische) Hangende und Liegende erkennbar. Somit ist also die Hauptfrage normale oder überkippte Lagerung unentschieden.

Der Mineralbestand der marmorführenden Paragneis-Serie zeigt nun deutlich andere Zustandsbedingungen bei seiner Entstehung im Vergleich zur Zweiglimmerschiefer-Serie an, da der Metamorphosegrad höher ist (allgemein verbreitete Feldspat-Blastese, nach S zunehmende Migmatitbildung und Mobilisation. Als Herd dieser stärkeren Metamorphose wird der Diorit angesehen. Es ist jedoch fraglich, ob er der einzige Faktor hierfür ist.

Die tektonische Analyse ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse unvollständig. In den Sammeldiagrammen Abb. 1 und 2 sind die tektonischen Elemente

dieser Paragneis-Serie nicht enthalten. Sie zeigt insgesamt eine größere Inhomogenität, sowohl bei den  $\beta$ - als bei den  $B$ -Achsen und anscheinend auch bei den  $s$ -Flächen. Es ist aber noch nicht zu entscheiden, was davon auf zusätzliche tektonische Prägnungen oder auf die große stoffliche und daher auch mechanische Inhomogenität der ganzen Serie zurückgeht. Auch ist die großtektonische Stellung noch ungeklärt, nämlich ob es sich um eine Mulde oder um Verschüppungen oder um primäre Wiederholungen kalkiger Einschaltungen handelt. In Tab. 6 ist ein Normalprofil angegeben,

Tabelle 6

Normalprofil	Gliederung nach:		
	THÜRACH	BÜCKING	KLEMM
Diorit	Hornblende-Plagioklas-Gneis	Dioritgneis + Granitgneis	
Perlgneise, Granatschiefer, Biotitplagioklasschiefer 200 m, bei Laufach 800 m	körnig-streifiger Gneis	körnig-streifiger Gneis	
Para (-Ortho) amphibolite, Marmor, 300–600 m	= Elterhofstufe	mit Kalk-einlagerungen	
Perlgneise 200–300 m, Granatschiefer mit dünnen sauren Orthogneisen („Plattengneise“)			
Zweiglimmerschiefer, oben mit Quarzit(-Schiefer) 500–900 m	Zweiglimmeriger-glimmerreicher Gneis = Schweinh. Stufe		
Biotitgneis (Buchberg-Lamelle) keilt im W aus im E verdoppelt	Körneltgneis	körnig-flaseriger Gneis	jüngerer Granit
Glimmerschiefer 100–200 m (keilt im E anscheinend aus)		Hauptgneis, Körneltgneis	
Biotitgneis (Wendelberg-Lage) 300–1000 m (keilt im W aus)			
Glimmerschiefer bis 300 m			
Biotitgneis (Büchelberg-Lage) 150–500 m			
Glimmerschiefer bis 400 m			
Flasergneis (tektonisch Liegendes)	Zweiglimmeriger-flaseriger Gneis		älterer Granit

wobei die primäre Abfolge offengelassen ist. Jedenfalls ist die Grenze zu der Zweiglimmerschiefer-Serie durch einen Hiatus in der Metamorphose und durch das Ausklingen der für den Dioritkomplex (s. u.) kennzeichnenden postkristallinen Deformation charakterisiert.

Für den Altersvergleich muß die Serie als Ganzes betrachtet werden. Mit ihren zahlreichen charakteristischen Einlagerungen von Amphiboliten, Pyroxen- und Hornblendegneisen, Kalksilikatgneisen, silikatreichen Marmoren, Graphitquarziten, graphitführenden Paragneisen und Orthogneiseinschaltungen, die in extremen Fällen granulitartig sein können, bietet sie brauchbare Leithorizonte, die eine Parallelisie-

rung mit Paragneis-Serien des ostbayerischen, sudetischen, böhmischen und niederösterreichischen Kristallins ermöglichen. Diese Serien werden meist ins Algonkium eingestuft. Ein Vergleich mit der neuerdings meist ins Untercambrium gestellten Arzberger Serie ist nicht ausgeschlossen, erfordert aber die Annahme eines rel. starken Fazieswechsels, da die Spessartmarmore nur geringmächtige, unreine Linsen bilden. Die Deutung als Algonkium wird daher vorgezogen, wobei kein Zweifel sein kann, daß dies ein bloßer Analogieschluß ist. Übrigens wird von einigen tschechischen Geologen das algonkische Alter der betreffenden Paragneis-Serien bezweifelt und die Einstufung ins Paläozoikum vorgezogen (nach frdl. mündl. Mitteilung von Dr. ZOUBEK, Prag). In der vorhergehenden Arbeit (B, S. 63 u. a.) wurde die strenge Analogie in der mineralfaziellen Entwicklung der Paragneis-Serie des Südspessarts mit dem von KOCH beschriebenen Migmatitgebiet des nordwestlichen Thüringer Waldes gezeigt.

#### d) Die Stellung des Dioritkomplexes

Der Diorit und seine unmittelbare Paragneishülle zeigen Parallelkontakt bezüglich *s* und *B*. Allerdings liegen aus dem Dioritgebiet nur wenige Messungen vor, und zwar nur aus dem *W*-Teil (einige Gefügediagramme, *s*-Flächen und *Q*-Klüfte), so daß diese Frage nicht endgültig entschieden sein dürfte.

Die Einordnung des Diorits in die Baugeschichte ist jedoch durch folgende mineralfazielle und gefügekundliche Kriterien möglich:

1. Die vom Diorit ausgehende Tiefenkontaktmetamorphose mit partieller Anatexis erfaßt einen bereits in mesothermaler Fazies kristallinen Gesteinskomplex. Sie führt zu einer allgemeinen Umkristallisation in den Paragneisen unter Verwischung der Paralleltexur. Die Lagentexur ist zwar immer noch deutlich erhalten geblieben, doch ist die Lineare *B* nicht mehr deutlich und in manchen der wenigen Aufschlüsse gar nicht mehr makroskopisch feststellbar. Ausgesprochen stenglige *B*-Tektonite gibt es nicht.

2. Die Hauptkristallisation des Dioritkomplexes und die von ihm erzeugte Umkristallisation der Paragneis-Serie wird von einer späteren postkristallinen Deformation abgelöst, die besonders in den Randgebieten des Diorits ein deutliches, raumstetiges *s*-Flächengefüge geprägt hat. Ältere tektonische Texturrelikte sind hier nicht mehr nachweisbar, dagegen in günstigen Sonderfällen Relikte normaler Erstarrungstexur. Die Spuren der postkristallinen Tektonik sind in epithermaler Mineralfazies verheilt, wodurch die Deformation als vermittelnder Akt zwischen verschiedenen Zustandsbedingungen gekennzeichnet wird (Aufwärtsbau).

3. Die postkristalline Tektonik des Dioritkomplexes und der Paragneis-Serie zeigen zwar im näher untersuchten *W*-Teil die gleichen tektonischen Elemente, was aber eben nur für die postkristalline Tektonik zutrifft. Diese fehlt jedoch im Biotitgneiskomplex.

Diese Merkmale zeigen, daß der Dioritkomplex ein jüngerer und tektonisch selbständiges Bauelement ist im Vergleich zu den Hauptplänen *b* I und *b* II des Biotitgneiskomplexes. Man kann aber sagen, daß der Dioritkomplex sich an die vorhandenen Baueinheiten angepaßt hat, und daß die postkristalline Tektonik von begrenzter regionaler Bedeutung ist.

## e) Zusammenfassung der Baugeschichte

1. Vortektonischer Ausgangszustand:  
Äquivalente der marmorführenden Paragneis-Serie mit magmatischen Einschaltungen (Plattengneis etc.) und der Zweiglimmerschiefer-Serie, in ungeklärtem gegenseitigem Altersverhältnis und tektonischem Verband. Algonkium ?
2. Tiefentektonischer Abschnitt (s. Teilzusammenfassung S. 93)
  21. Hauptfaltung nach Plan b I = 50 bis 60° mit prä- oder syntektonischer Platznahme des Biotitgneises
  22. Schiefe Überprägung nach Plan b II = 120° mit Externrotation des Großbereichs (10 km)
  23. Eindringen des Dioritkomplexes im S, intensive Tiefenkontaktmetamorphose mit partieller Anatexis, Feldspat-Blastese.
3. Spätorogener Abschnitt
  31. Bewegungsumkehr, postkristalline Deformation im Diorit und in der „Randzone“ und marmorführenden Paragneis-Serie.
  32. Unvollständige Umkristallisation in Grünschieferfazies, Eindringen von Lamprophyren auf Querklüften
4. Postorogener Abschnitt (nachvaristisch)
 

Denudation  
sedimentäres Deckgebirge  
Bruch- und Kluftbildung (nach Buntsandstein)  
Harnischbildung (in Zusammenhang mit der tertiären Heraushebung ?)

Auf eine Einordnung der unterschiedenen Vorgänge in die geologische Zeitskala wird vorerst verzichtet, da absolute Altersbestimmungen noch nicht ausgeführt sind.

**Schriftenverzeichnis**

- BECKE, F.: Graphit im niederösterreichischen Waldviertel. – TSCHERMAKS mineral. petrogr. Mitt., **34**, S. 58–64, Wien 1917.
- BRAITSCHE, O.: Beiträge zur Kenntnis der kristallinen Gesteine im südlichen Spessart und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. – Diss. math. nat. Fak. Göttingen, 1952, vgl. vorstehende Arbeit.
- BUBNOFF, S. v.: Studien im Südwestdeutschen Grundgebirge. – N. Jb. Mineral., Beil. Bd. **55**, Abt. B, S. 468–496, Stuttgart 1926.
- BÜCKING, H.: Der Nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 274 S., Berlin 1892.
- CHAYES, F.: A simple point counter for thin section analysis. – Amer. Mineralogist, **34**, S. 1–11, 1949.
- GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. – Diss. math. nat. Fak. Göttingen, 1953.
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. – Jb. geol. B.-A., **97**, S. 133–152, Wien 1954.
- KENNEDY, W. Q. & ANDERSON, E. M.: Crustal layers and the origin of magmas. – Bull. volcanolog., II, **3**, S. 23–82, 1938.

- KLEMM, G.: Geol. Spezialkarte 31. Schaafheim-Aschaffenburg mit Erläuterungen. – Großherz. hess. geol. L.-A., Darmstadt 1894.
- Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Verhältnisse. – Abh. großherz. hess. L.-A., (II) 4, S. 165–257, Darmstadt 1895.
- KÖHLER, A. & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. – Fortschr. Mineral. Krist. Petr., 25, S. 253–366, Berlin-Zehlendorf 1941.
- KORN, L.: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. – TSCHERMAKS mineralog. petrogr. Mitt., 43, S. 1–44, Leipzig 1933.
- MOSEBACH, R.: Über die Entstehung der Barytgänge im jüngeren Granit des Spessarts bei Aschaffenburg. – Senckenbergiana, 17, S. 218–223, Frankfurt 1935.
- MURAWSKI, H.: Bau und Genese der Schwerspatlagerstätten des Spessarts. – N. Jb. Geol. Palaeont., Mh., S. 145–163, Stuttgart 1954.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil I, Allgemeine Gefügekunde. 215 S., Wien-Innsbruck (Springer) 1948.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem Niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. – TSCHERMAKS mineral. petrogr. Mitt., 40, S. 73–187, Leipzig 1930.
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirgs im Spessart. – Geogn. Jahresh., 5, S. 1–160, Cassel 1893.
- WUNSCH, P.: Gefügeanalytische und gesteinskundliche Untersuchungen im südl. Vorspessart. Diss. math. nat. Fak. Heidelberg 1933.

Manuskript eingegangen am 16. 7. 1956.

## Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts

Von

GOTTFRIED GABERT, Hameln

Mit 24 Abbildungen und 3 Tabellen

### INHALT

I. Einleitung . . . . .	102
II. Problemstellung . . . . .	102
III. Gesteinsbestand . . . . .	102
1. Untersuchungsmethodik . . . . .	102
2. Gneis . . . . .	103
3. Augengneis . . . . .	105
4. Staurolith-Paragneis . . . . .	106
5. Glimmerschiefer-Zug von Geiselbach . . . . .	107
6. Hornblendegesteine . . . . .	107
7. Zweiglimmer-Granat-Gneis . . . . .	108
8. Quarzreiche Glimmerschiefer . . . . .	108
9. Quarzite . . . . .	109
10. Phyllonite . . . . .	110
11. Nördliche Paragneise . . . . .	110
IV. Tektonische Analyse . . . . .	111
1. Großtektonik . . . . .	111
a) Untersuchungsmethodik . . . . .	111
b) Beschreibung und Deutung . . . . .	111
α) Ältere Darstellungen . . . . .	111
β) Südliches Gneis-Gebiet . . . . .	114
γ) Schöllkrippener Gneis . . . . .	114
δ) Staurolith-Paragneis . . . . .	115
ε) 1. Quarzitzug . . . . .	116
ζ) Glimmerschiefer-Sattel östlich Geiselbach . . . . .	116
η) Nördliches Quarzitgebiet . . . . .	116
c) Darstellung des Großbaues . . . . .	117
2. Spezielle tektonische Fragen . . . . .	118
a) Quarzite . . . . .	118
α) Kalmus . . . . .	118
β) 1. Quarzitzug . . . . .	119
γ) Quarzitzfalte, Bereich A 2 . . . . .	120
δ) Regel der Quarzite . . . . .	120
b) Gneis . . . . .	124
c) Staurolith-Paragneis . . . . .	125
V. Metamorphose . . . . .	125
VI. Ausgangsgesteine und Altersfrage . . . . .	130
VII. Zusammenfassung . . . . .	132



## I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt eine Neufassung der Dissertation des Verfassers dar (Göttingen 1953). In ihr wurden einige neuere Untersuchungsergebnisse sowie neuerschienene Literatur berücksichtigt.

Die Geländeuntersuchungen wurden im Herbst 1950, im Sommer 1951 und im Herbst 1952 durchgeführt; die Auswertung erfolgte im Geologischen Institut der Universität Göttingen.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und stete hilfreiche Förderung bin ich meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. E. BEDERKE zu großem Dank verpflichtet. Weiter möchte ich Herrn Doz. Dr. H. MURAWSKI für wertvolle Hinweise und Diskussionen meinen Dank sagen. Für eine Einführung in die Methoden der Gefügekunde und ein Eindringen in ihre Probleme danke ich Herrn Dr. O. BRAITSCH.

## II. Problemstellung

In der vorliegenden Arbeit wird ein Bereich des nördlichen kristallinen Vorspessarts im Hinblick auf folgende Fragen untersucht:

Gesteinsbestand und Großbau dieses Gebietes;

Änderung des Metamorphosegrades;

Ausgangsgesteine und Altersstellung der Quarzite und Staurolith-Paragneise.

Die Altersfrage ist infolge Fehlens von Fossilien nicht eindeutig zu lösen; es lassen sich an Hand der Gesteinsserien jedoch stratigraphische Vergleiche durchführen.

Das neukartierte Gebiet erstreckt sich von Blankenbach im Süden bis Großenhäusen im Norden und wird gegen Osten vom Unteren Zechstein begrenzt; für petrographisch-tektonische Untersuchungen wurde der Bereich nach Westen über das Kartierungsgebiet hinaus erweitert.

Ältere wichtige Arbeiten über den kristallinen Vorspessart liegen vor von THÜRACH (1893), BÜCKING (1889, 1892) und KLEMM (1895), neuere besonders von v. BUBNOFF (1926) und L. KORN (1932).

Nach Abschluß der vorliegenden Untersuchungen erschien eine Arbeit von S. MATHES (1954): „Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose“, deren Ergebnisse in Kap. VI mit besprochen werden.

## III. Gesteinsbestand

### 1. Untersuchungsmethodik

Nicht die einmalig oder vereinzelt auftretende (durch den zweidimensionalen Anschnitt bedingte), sondern die immer wieder beobachtete Umschließung einer Kornart durch eine andere wird als ausreichendes Kriterium für höheres Alter der umschlossenen Kornart angesehen, falls metasomatische oder Entmischungsprozesse sowie einzeitige Bildungen ausgeschlossen werden können. Eine an Korngrenzen oder Unstetigkeitsflächen gebundene Kornart ist dann jünger als die Nachbarkornarten, wenn gezeigt werden kann, daß es sich nicht um verdrängte Restkornarten handelt. Konturen-

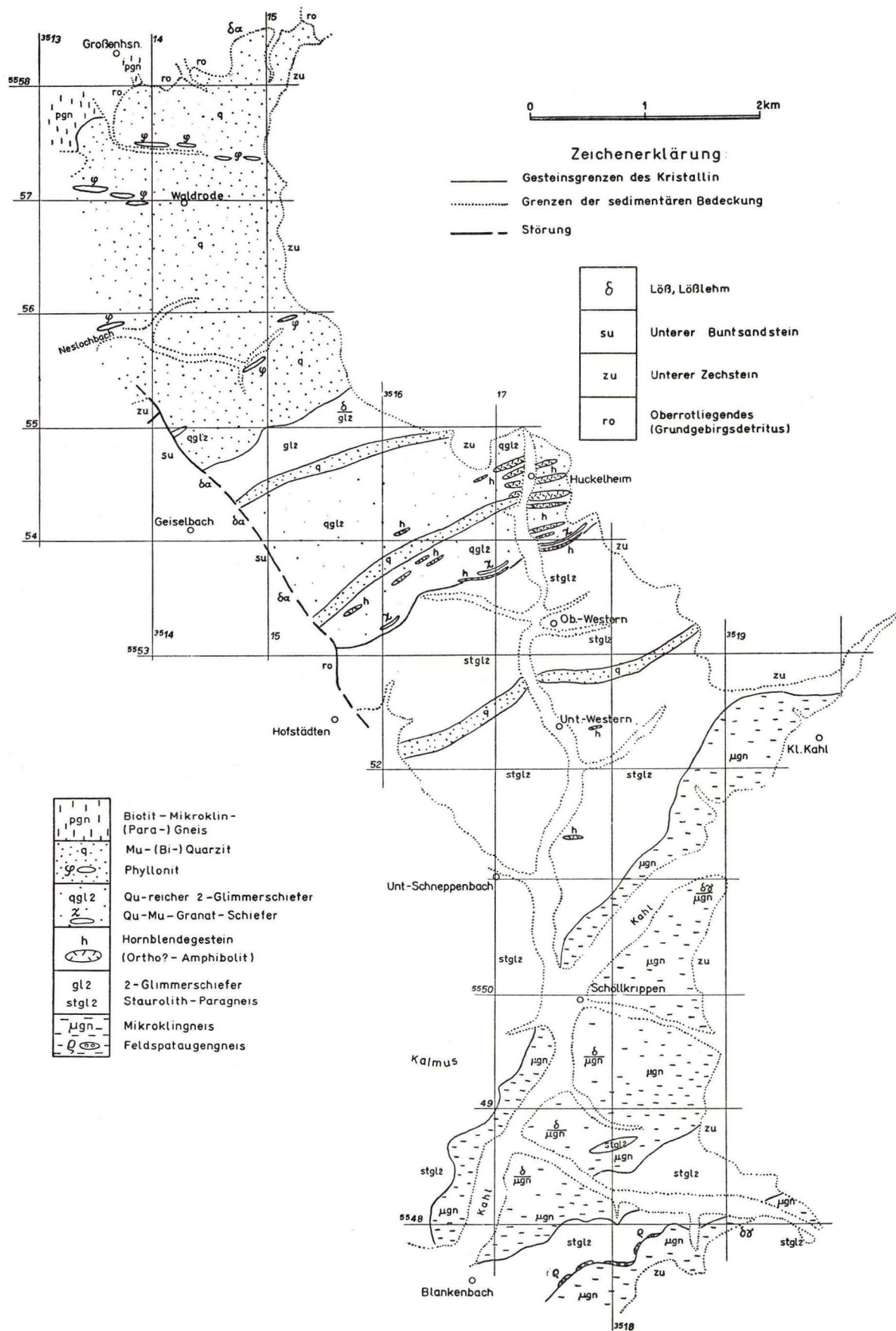


Abb. 1. Geologische Karte des nordwestlichen kristallinen Vorspessarts (vereinfacht nach dem Original 1:10 000, aufgenommen von G. G., 1950-1952).

formen wurden bei der Entscheidung von Altersbeziehungen nicht berücksichtigt; wichtige Hinweise gaben oft die Beobachtungen von Verteilungsgruppen sowie von Reliktgefügen. Wesentlich für das Verständnis der Tektonik waren die Bestimmungen des Verhältnisses der Kristallisationen der Mineralarten zur Deformation (prä-, para- und postkristalline Deformation).

Die Plagioklasbestimmungen mit dem *U*-Tisch wurden im wesentlichen nach den REINHARDSchen Methoden durchgeführt (REINHARD 1931); die Mikroklinbestimmungen erfolgten nach den Daten aus ROSENBUSCH-MÜGGE (1927).

## 2. Gneis ( $\mu$ gn); Bereiche *K* und *M*

Der Schöllkrippener Gneis unterscheidet sich weder makro- noch mikroskopisch von dem in *S* anschließenden Gneis-Zug von Erlenbach–Sommerkahl. Das Gestein ist ein meist glimmerarmer, quarzreicher, rötlicher Gneis, der besonders im unfrischen Zustand ein gutes flächiges Parallelgefüge zeigt und nur bei Groß-Blankenbach an der Grenze zum Staurolith-Paragneis mit vorherrschendem linearen Parallelgefüge (als Stengelgneis) auftritt. Die unmittelbar an den Gneis grenzenden Staurolith-Paragneis-Bereiche (besonders bei Sommerkahl) zeigen eine stärkere Feldspat-Sprossung, die sich lokal bis zur Ausbildung von Feldspatängengneisen steigern kann.

Während megaskopisch meist nur Muskovit zu sehen ist, stellt sich der Gneis u. d. *M*. als Zweiglimmergneis dar, wobei der Biotit allerdings stark zurücktritt. Die Muskovite sind meist unversehrt, während die Biotite überwiegend Deformationsspuren sowie Bleichung verbunden mit Erzabscheidung (Biotit-Diaphthorese, KARL 1951) und z. T. Chloritisierung zeigen.

Die Feldspate sind Mikroklino (24 *U*-Tisch-Messungen) und Albite mit einem *An*-Gehalt von  $8 \pm 4\%$  (55 *U*-Tisch-Messungen). Der Mikroklin benutzt oft als Film die Korngrenzen Großkorn-Quarz–Plagioklas–Muskovit und korrodiert nicht nur den Plagioklas, sondern zuweilen auch den Muskovit.

Während die Mikroklin-Kristallisation die Albit-Kristallisation überdauert hat – die Idiomorphie des Plagioklases wird vom aggressiven Kalifeldspat gestört („Granitoide Struktur“, ERDMANNSDÖRFER 1941) – macht sich eine noch jüngere spärliche Albit-Neubildung bemerkbar, die besonders auf Korngrenzen Mikroklin–Mikroklin und Mikroklin–Albit-alt vor sich geht. In einigen Fällen folgt Albit-neu randlich beginnend Spaltrissen im Mikroklin und geht mit gleicher optischer Orientierung über in Perthit-Spindeln (Abb. 2), wobei in sechs von acht mit dem *U*-Tisch gemessenen Fällen die Perthit-Lamellen der Murchisonit-Spalbarkeit ( $\bar{h}Ol$ ) folgen.

Als einfachste Deutung wird in diesen Fällen die Perthitbildung als ein mit der Albit-Neubildung einzeitig erfolgender Kristallisationsvorgang angesehen – entgegen der Auffassung DRESCHER's (1948) einer Albit-Neubildung als einer verspäteten Perthitisierung (mit der Altersfolge: Mikroklin–Perthit–Schrift- und Korrosionsquarz–Albit-neu).

Der Albit-neu unterscheidet sich vom Albit-alt durch xenomorphe Gestalt, fehlende Verzwilligung (nur selten Albit-Gesetz beobachtet) und Einschlußfreiheit von Mikrolithen. Der Albit-alt dagegen ist stärker „gefüllt“ (vorwiegend Hellglimmer, sehr wenig Zoisit), ist idiomorph und stets verzwilligt (vorwiegend nach dem Albit-

Gesetz, seltener nach dem Periklin-, Karlsbad-, Albit-Karlsbad- und vereinzelt nach dem Albit-Ala-Gesetz). Gegenüber dem Albit-neu läßt sich kein Lichtbrechungsunterschied feststellen.

Der Albit-alt hat Internquarze, die zum größten Teil als Reaktionsquarze gedeutet werden müssen: Sie besitzen eine tropfen- bis schlangenartige Form und eine gruppenweise gleiche optische Orientierung. Echte Myrmequite DRESCHER's sind jedoch selten.

Die Mikrokline sind im Gegensatz zum Plagioklas meist frei von Mikrolithen und umschließen vereinzelt Muskovit, Biotit, Granat und Apatit, außerdem häufig kleine tropfenförmige Quarze, die gruppenweise gleich auslöschten. Die Achsen dieser Quarze wurden eingemessen und jeweils auf die optischen und kristallographischen Daten des Mikroklin-Wirtes bezogen (Abb. 3). Es zeigt sich, daß die Quarzachsen annähernd auf dem  $42^\circ$ -Kreis um die *c*-Achse der Mikrokline auf definierten Orten liegen (DRESCHER 1948); es besteht also eine Abhängigkeit der Quarze vom Gitter des Mikroklin-Wirtes. Somit scheidet eine Deutung der Internquarze als umschlossenes älteres *Ri* aus; wegen der geringen Größe und der Tropfenform der Quarze ist eine Deutung als metasomatischer Quarz i. S. DRESCHER's am wahrscheinlichsten.

Der Großkorn-Quarz besitzt Porenzüge, ist stark „streifig“ bis schwächer undulös, oft sehr stark parallel *s* gelängt und in Subindividuen zerlegt, von Rupturen durchsetzt, zuweilen zerbrochen und rekristallisiert. Auf Scherflächen parallel *s* sind öfter rekristallisierte Kleinkornquarze zu beobachten. Auf den Korngrenzen Plagioklas-Mikroklin-Muskovit sitzt häufig jüngerer Quarz, verheilt Rupturen im Albit-alt und dringt auf Spaltrissen im Mikroklin vor – ein Vorgang, der zu richtigen Verdrängungserscheinungen führen kann.

Myrmekitbildungen im Plagioklas-alt sind hier häufiger. Vereinzelt sind die Mikroklinaugen stärker undulös und von rekristallisierten Scherflächen (von Quarz, Biotit, Muskovit) umgeben; randlich sind öfter kleine gliedrige Rest-Plagioklase angereichert. Die großen Mikrokline sind meist verzwilligt (Karlsbader Gesetz), oft perthitisch und von gruppenweise gleich auslöschenden rundlichen bis länglichen Quarzen durchsetzt. Die Reaktionsquarze können der jüngeren Quarz-Generation zugerechnet werden, da sie an einigen Stellen die Mikrokline parallel jüngeren, mit opazitischen Substanz erfüllten Rupturen durchsetzen; hier sind Verteilungsgruppen der Reaktionsquarze angedeutet.

Auf Mikroklin-Korngrenzen und ebenso öfter auf Zwillingsgrenzen findet eine spärliche Albit-Neubildung statt. Verschiedentlich ist ein Übergang von randlichen Albitneu-Körnern in Perthit-Spindeln zu beobachten: Perthit- und Albit-Neubildung können auch hier einem einzeitigen späteren Kristallisationsvorgang zugeordnet werden.

Vereinzelt werden Mikroklinaugen von parallel angeordneten kleinen Plagioklasen durchsetzt (Verteilungsgruppen angedeutet); an diesen Stellen ist eine Deutung als stärkere Albit-Neubildung wahrscheinlicher als eine Erklärung als Rest-Plagioklase.

Die Biotit-Kristallisation hat vereinzelt, die Muskovit-Kristallisation fast stets die Deformation überdauert. Biotit ist oft gebleicht, mit opazitischen Substanz erfüllt oder schwach chloritisiert. Die Großkornquarze sind schwach undulös; auf Scherflächen liegen öfter rekristallisierte Kleinkornquarze, die mit dem Gips eine scharfe Regelung zeigen. Als Accessorien treten auf: Zoisit, Granat und Epidot.

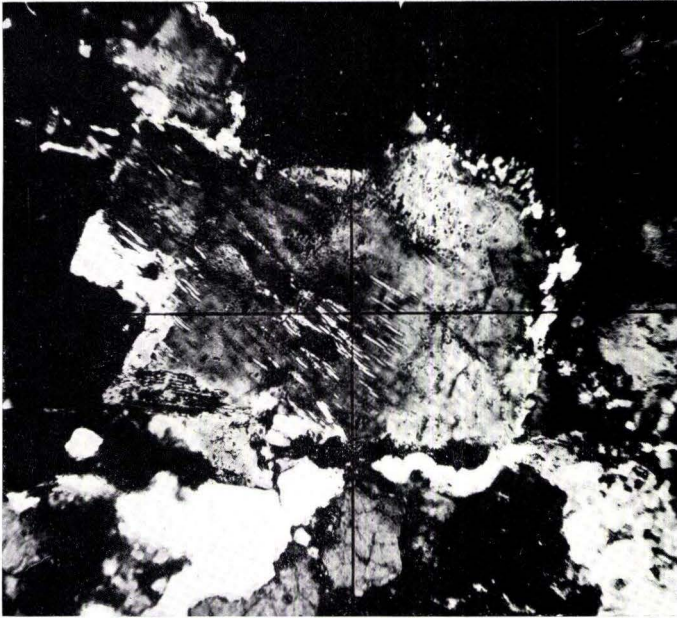


Abb. 2. Großes Mikroclin-Korn mit Perthit-Spindeln (Mitte), randlich auf Korngrenzen zu Nachbarmikroklinen (dunkel) sitzen Albit-neu-Körner (weiß), die z. T. in Perthit-Spindeln übergehen. — x Nic. V. 75

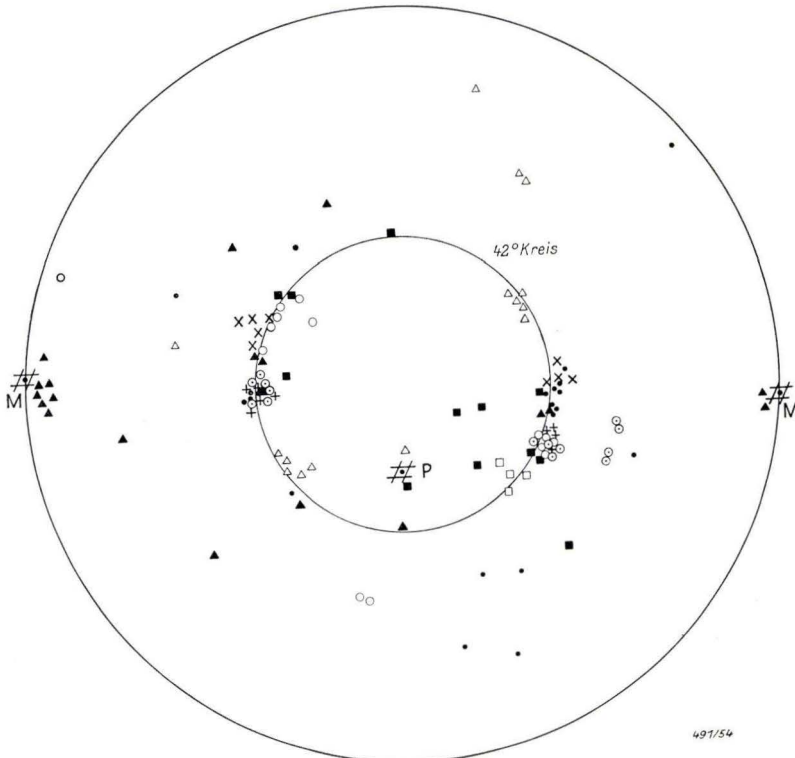


Abb. 3. Projektion der Achsen von Einschlußquarzen in Mikroklinen. Die verschiedenen Signaturen bezeichnen die Quarze der verschiedenen Mikroclin-Wirte

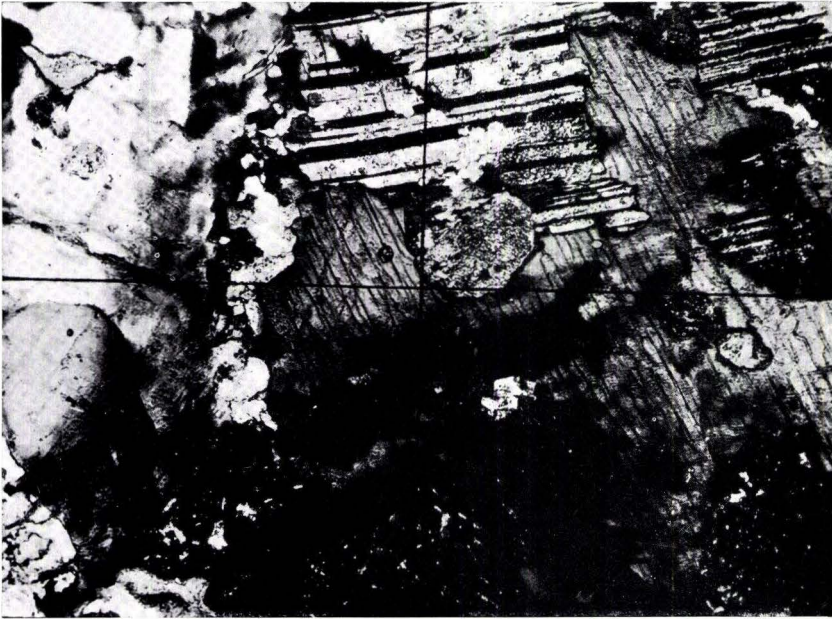


Abb. 4. Mikroklin (scharfe Spaltrisse, Bildmitte) umschließt Plagioklas-alt-Teile gleicher optischer Orientierung (oberhalb und unterhalb des Horizontalfadens). Auf der Korn-grenze Mikroklin-Mikroklin (links Mitte) sitzt Albit-neu. — — x Nic. V. 75

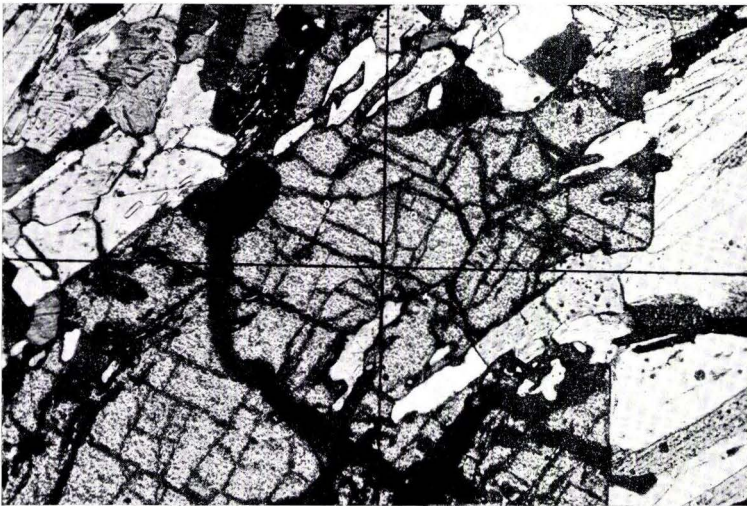


Abb. 5. Teil eines idiomorphen Stauroliths mit Quarz-si. — — x Nic. V. 44

## Abgeschätzte Mengenverhältnisse der Minerale im Gneis:

Quarz	40%	
Feldspat	40%	
Glimmer	15%	± 5%
Accessoryen	5%	

Im Schlibbild ist ein Lagenbau und lagenweiser Korngrößenwechsel parallel  $s \pm$  deutlich sichtbar: große gelängte Quarze, Glimmerlagen und feinkörnige Quarz-Feldspat-Lagen wechseln miteinander ab; im ganzen also ein Hinweis auf präkristalline Deformation (KARL 1951) mit blastomylonitischem Gefüge; lediglich beim Biotit tritt die Deformation stärker in Erscheinung. KLEMM's Deutung der Deformationspuren als Protoklasstruktur kann in keinem Falle übernommen werden.

Zu den letzten Kristallisationsvorgängen gehören die Quarz-II-Kristallisation und eine schwache, lokale  $Fe_2O_3$ -Abscheidung auf Klüften des Gesteins (Tab. 1).

Tabelle 1  
Kristallisationsfolge im Gneis:  
Deformation

Minerale:		
Albit	-----	
	( )	
Mikroclin	-----	
	( )	
Quarz	-----	
	( )	
Muskovit	-----	
	( )	
Biotit	-----	
	( )	
Granat	-----	
	( )	
Apatit	--	
	( )	
Zirkon	--	
	( )	
Zoisit	-----	
	( )	
Chlorit		-----
	( )	
Oxyd. Erz.	--	-----

## 3. Augengneis, g (aus dem Bereich M)

Am Nordrand des Erlenbach-Sommerkahler Zuges ist der Gneis als grobflaseriger Augengneis entwickelt mit Feldspat-Augen bis 1 cm Größe. Als feinkörniger Augengneis mit nur vereinzelt größeren Feldspat-Augen tritt er bei Langenborn und Schöllkrippen auf.

U. d. M. erweisen sich die Feldspat-Augen als große Mikroklinalen, die – ebenso wie die Plagioklase, Muskovite und Quarze – überwiegend nachtektonisch gewachsen sind. Verdrängungserscheinungen an Plagioklasen sind hier sehr häufig und in allen Übergangsstadien zu beobachten (Abb. 4), angefangen vom randlich-buchtig eindringenden Mikroclin bis zum völligen Umschließen kleinster gerundeter Plagioklasreste mit glei-

cher optischer Orientierung. Die Tatsache, daß der Mikroklin meist als Großkorn vorliegt und dann Plagioklasreste der gleichen optischen Orientierung umschließt, daß dagegen nur selten Mikroklin-Körner in einheitlichen Plagioklas-Körnern beobachtet wurden, läßt bei dreidimensionaler Betrachtung mit hinreichender Sicherheit den Schluß auf ein Überdauern der Mikroklin-Kristallisation und auf die Aggressivität des Mikroklin gegenüber Plagioklas zu (Kalifeldspat-Metasomatose ERDMANNSDÖRFER's, 1949).

#### 4. Staurolith-Paragneis (*stgl*<sub>2</sub>): Bereiche *F*, *H*, *L*

Im Parallelverband mit dem Gneis stehen der Staurolith-Paragneis-Zug von Blankenbach-Sommerkahl (Homogenbereich *L*) und das Staurolith-Paragneisgebiet von Schnepfenbach (Bereich *H*). Es handelt sich um einen Staurolith-Granat-Zweiglimmergneis mit wechselndem Quarz- und Feldspatanteil. Obwohl sich in einigen Aufschlüssen quarzreichere granoblastische Lagen von glimmerreichen lepidoblastischen unterscheiden lassen, war eine Untergliederung der Bereiche infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

U. d. M. sind die Feldspäte basische Oligoklase mit  $25 \pm 5\%$  *An* (26 U-Tisch-Messungen und 40 Messungen ohne Drehtisch). Mikroklin ist nicht vorhanden. Die Plagioklase sind „gefüllt“ und umschließen Grundgewebe von kleinen Muskoviten und Biotiten, idiomorphen Granaten, oxydischen Erzteilchen, seltener idiomorphen Zoisiten und fast immer kleinen rundlichen Quarzen; hierbei dürfte es sich auf Grund der meist gruppenweise gleichen optischen Orientierung zum überwiegenden Teil um Reaktions-Quarze handeln, entgegen der Annahme L. KORN's (1932) eines älteren Quarz-*si*; echte Myrmekite sind dagegen sehr selten. Vereinzelt haben die Plagioklase verlegte Internrelikte von Glimmer, Erz und nichttropfenförmigen Quarzen.

Biotit und Muskovit sind meistens unversehrt, in Parallelverwachsung und bilden öfter kleine Falten polygonal ab. Kleine Biotite sind selten, kleine Muskovite häufig in Quarz eingeschlossen. Quarze treten oft in schwach verzahnten Aggregaten auf, sind nur selten undulös und verdrängen vereinzelt Plagioklase.

Im Schliffbild verteilt sind  $\pm$  idiomorphe Staurolithe (Abb. 5), welche Grundgewebe von Quarzen, idiomorphen Granaten, Zoisiten, Apatit, Zirkon, kleinen Muskoviten und Biotiten und oxydischem Erz umschließen. Granat tritt in idiomorphen Kristallen auf, vereinzelt mit nicht auswertbarem *si* von Quarz, Muskovit und Biotit; er ist z. T. biotitisiert und chloritisiert (Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat (= Granat-Diaphthorese); vereinzelt zeigen auf Scherflächen liegende Körner mit Hellglimmer verheilte Risse (Hinweis auf jüngere tektonische Vorgänge und Änderung der Mineral-Fazies?).

Häufig kommt Chlorit vor (als Pseudomorphosen nach Biotit und in Verwachsung mit Biotit und Muskovit), seltener Zoisit und  $\pm$  idiomorphe Epidote und Apatite als Einschlüsse in Quarz.

Sillimanit, wie ihn THÜRACH hier beschreibt, wurde nicht gefunden, ebensowenig Disthen und Kalifeldspat (Orthoklas). Die Kristallisation ist also fast ausnahmslos posttektonisch: polygonale Abbildung von Falten durch Glimmer, nicht oder wenig verlegtes *si* der Plagioklase; ein Lagenbau ist häufiger angedeutet.



## Geschätzte Mengenverhältnisse der Minerale im Staurolith-Paragneis:

Quarz	35%	
Plagioklas	20%	
Glimmer	30%	
Staurolith	5%	± 5%
Granat	5%	
Accessoryen	5%	

5. Glimmerschieferzug von Geiselbach  $gl_2$  (Bereich B)

Megaskopisch ist ein stark hervortretendes lineares Parallelgefüge auffallend (B-Tektonit).

Der Biotit ist meist stark gebleicht oder chloritisiert, selten zerfetzt und gebogen; meist bildet er mit dem stets unversehrten Muskovit kleine Fältelungen polygonal ab. Die Plagioklase sind sehr stark „gefüllt“ und von Reaktionsquarzen durchsetzt; nach etwas unsicheren U-Tisch-Messungen wäre ihr  $An$ -Gehalt niedriger:  $15 \pm 5\%$ . Während Granat hier noch auftritt (meist chloritisiert), ist Staurolith weder mega- noch mikroskopisch nachzuweisen.

Accessoryen: Zirkon, Apatit, Zoisit, oxydisches Erz.

Auffallend ist die starke Neubildung von Chloriten (mit den optischen Daten des Klinochlors oder Prochlorits). Die Quarze sind unbeanspruch; jüngerer Quarz benutzt öfter die Grenze Plagioklas-Chlorit und korrodiert Muskovit.

## Geschätzte Mengenverhältnisse der Minerale im Zweiglimmerschiefer:

Quarz	35%	
Plagioklas	15%	
Glimmer	35%	
Granat	5%	± 5%
Chlorit	5%	
Accessoryen	5%	

## 6. Hornblendegesteine (h)

Im Staurolith-Paragneis sind dunkelgrau-grüne Hornblendegesteine eingelagert, von denen das südlichste als 20 cm mächtige Lage NW Groß-Blankenbach vorkommt (stark zersetzt). Eben solche geringmächtige Vorkommen finden sich N Schöllkrippen und S Unter-Western, dann in größerer Zahl und Mächtigkeit an der Grenze  $gl$ - $ggl$  bei Huckelheim. Die Amphibolite treten im Kartenbild als linsenförmige zerscherte Vorkommen in Erscheinung.

U. d. M. zeigen diese Vorkommen Amphibole mit den optischen Daten der gemeinen grünen Hornblende; z. T. sind sie chloritisiert und epidotisiert. Die Feldspäte erweisen sich als basische Oligoklase mit  $25 \pm 5\%$   $An$  (20 U-Tisch-Messungen), sind wechselnd stark gefüllt (Hellglimmer, wenig Zoisit) und haben fast stets fleckige Auslöschung und Reaktions-Quarze. Über das Altersverhältnis Hornblende-Plagioklas kann mangels sicherer Kriterien nichts ausgesagt werden. Nach KLEMM sind die Plagioklase

jünger als die Hornblenden. Ebenso wie die Hornblenden werden Plagioklase z. T. epidotisiert, wobei der Epidot den Spaltrissen und Zwillingsgrenzen folgt. Die Zwickel zwischen den Hornblenden sind meist mit kleinen, unverzwilligten Plagioklasen, seltener mit Quarz ausgefüllt. Außer jüngeren Quarz, der Plagioklas und Hornblende verdrängen kann, treten auf: Chlorite (Prochlorit oder Klinochlor) als Pseudomorphosen nach Hornblende und als strahlige Aggregate; kleine farblose idiomorphe Granaten und kleine Zoisite, Epidote und Apatite. Titanit wurde nicht beobachtet, ebenso niemals Augit oder Uralit.

Die Plagioklase der nördlichen Hornblendegesteine bei Huckelheim sind nach 12 U-Tischmessungen etwas saurer:  $20 \pm 5\%$  *An*. Die Hornblenden sind hier ein wenig blasser hellgrünlich, jedoch noch keine Aktinolith.

Die Gesteine lassen hier stellenweise eine stärkere Gliederung in Feldspat-, Quarz- und Hornblende-Epidot-Lagen erkennen.

Die südlicher gelegenen Hornblendegesteine (z. B. bei Schimborn), die „Epidot-Hornblende-Plagioklas-Gneise“, haben nach MATTHES (1954) Plagioklase mit einem *An*-Gehalt von 26 bis 38 %, wobei die hornblendearmen Lagen  $24 \pm 3\%$ , die hornblendereichen Lagen  $40 \pm 3\%$  *An* in ihren Plagioklasen aufweisen (1954, S. 50). Die Hornblende soll hier der prasinitischen Hornblende nahestehen.

### 7. Zweiglimmer-Granat-Gneis

An der Grenze des Staurolith-Paragneises (Bereich F) zum quarzreichen Glimmerschiefer (Bereich E) tritt in den Hornblendegesteinen ein auskartierbarer Zug eines charakteristischen Quarz-Muskovit-Schiefers (x) auf; außerdem fanden sich Lesesteine eines rötlichen zweiglimmerigen Gneises, der jedoch nicht verfolgbar ist.

U. d. M. zeigt dieser Gneis wechselnd stark „gefüllte“ Plagioklase mit einem *An*-Gehalt von  $10 \pm 5\%$  (6 etwas unsichere U-Tisch-Messungen, Karlsbader-, Albit- und Periklingesetz). Mikroklin ist nicht vorhanden. Die Plagioklase umschließen  $\pm$  verlagertes *si* von Quarz und oxydischem Erz, in zwei Fällen wurde verlagertes Interngefüge von Quarz und Erz in Granat beobachtet („Gedrehte Granaten“, Abb. 6).

Biotit und Muskovit sind korrodiert und zum Teil deformiert; Biotit ist gebleicht und findet sich zusammen mit kleinen Muskoviten und Zoisiten als Einschluß im Plagioklas.

Die Intern-Quarze des *si* unterscheiden sich von den Reaktions-Quarzen durch ihre Anordnung in parallelen Lagen und ihre verschiedene optische Orientierung.

### 8. Quarzreiche Glimmerschiefer (*qgl*<sub>2</sub>)

In dieser als „quarzreicher Glimmerschiefer“ (*qgl*) bezeichneten Serie sind Zweiglimmerschiefer, quarzreiche Glimmerschiefer und unreine Quarzite zusammengefaßt, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind. Staurolithe wurden in den öfter eingeschalteten Zweiglimmerschiefer-Lagen nicht beobachtet; Feldspäte spielen darin eine sehr untergeordnete Rolle.

U. d. M. zeigen die Quarze eine schwache Verzahnung, wenig undulöse Auslöschung und Einschlüsse von kleinen idiomorphen Granaten und Epidoten sowie klei-

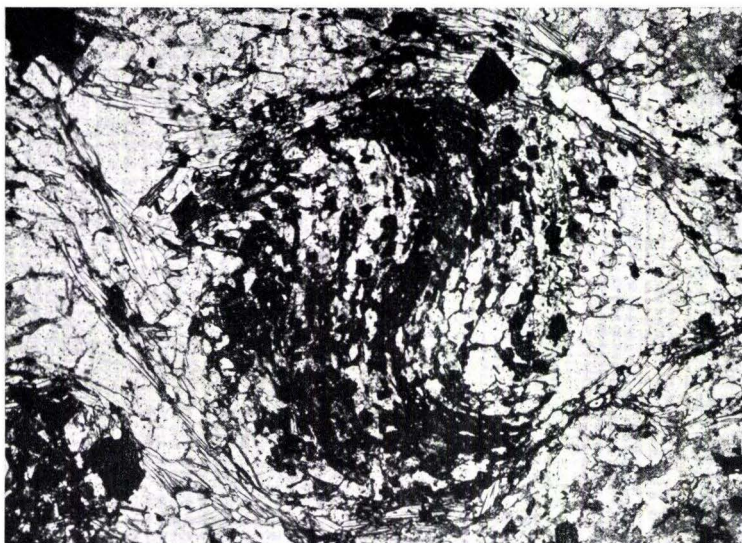


Abb. 6. Gedrehter Granat. Das „*si*“ wird gebildet von Quarz und etwas opaker Substanz.

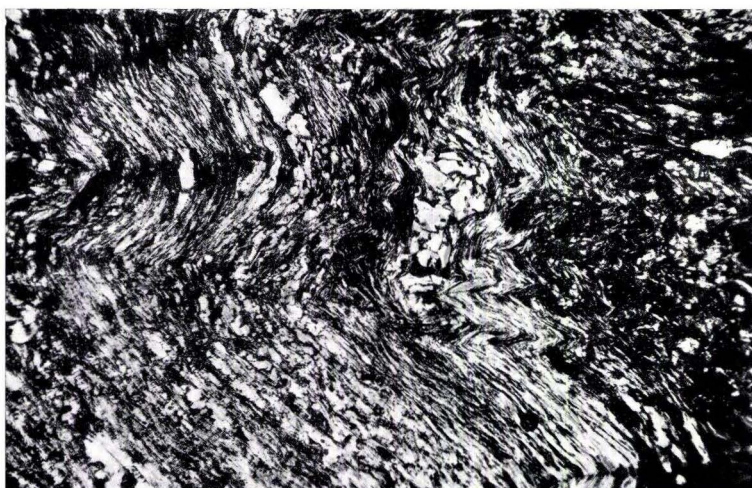


Abb. 7. Phyllonit aus dem Bereich A 2. Postkristalline Deformation der Glimmer. (Regel Stauchfaltengröße.) – – x Nic. V. 55

nen Muskoviten. Biotit und Muskovit sind stetig oder rapturell deformiert und auch unversehrt, Biotit ist oft gebleicht.

### 9. Quarzite (q)

Als „monomineralische“ Gesteine wurden die Quarzitzüge auskartiert. In den Quarzitgebieten (Bereiche J, G, E, C, A) zeigt sich von S nach N fortschreitend ein Überwiegen der Deformation gegenüber der Kristallisation.

Kalmus-Quarzit (Bereich J): Die sehr grobkörnigen Quarze (bis 2,5 mm) sind schwach undulös (Felderteilung), verzahnt und umschließen kleine, meist unversehrte Muskovite, die deutlich geregelt sind. Die Quarz-Kristallisation hat die Muskovit-Kristallisation überdauert. Accessorien fehlen fast vollständig.

1. Quarzitzug (Bereich G): Das Quarz-Pflaster ist schwach undulös, kleine Intern-Muskovite und -Biotite sind vorhanden. Die Quarz-Kristallisation überdauerte die Glimmer-Kristallisation. Kleine Extern-Glimmer sind meist unversehrt.

2. Quarzitzug (Bereich E): Die Quarze sind schwach verzahnt, wenig undulös und haben viele Einschlüsse: Oxydisches Erz, kleine idiomorphe Granaten und Muskovite. Biotit und Muskovit sind meist undeformiert, Biotit ist schwach chloritisiert.

3. Quarzitzug (Bereich C): Die Quarze sind undulös und bilden Überindividuen, ihre Porenzüge setzen oft über Korngrenzen hinweg; schwache Verzahnung der Körner. Einschlüsse: Kleine Muskovite, Zoisite und Epidote. Biotit ist gebleicht und meistens, Muskovit selten deformiert. Auf den Grenzen der Überindividuen gelegene Hellglimmer sind zerfetzt; auf Scherflächen gelegene Quarze sind rekristallisiert.

Das nördliche Quarzitgebiet (Bereich A 5 – A 1) besteht zum größten Teil aus Quarziten, vereinzelt sind  $ggl_2$  und Phyllonite darin eingeschaltet. Von Bereich A 4 nach A 1 fortschreitend, macht sich das Überwiegen der Deformation gegenüber der Kristallisation sehr deutlich bemerkbar. Bereich A 4: Biotit ist gebleicht und meistens deformiert (zerfetzt). Die Muskovit-Kristallisation hat die Deformation überdauert. Die Quarze sind schwach undulös, rundlich-lappig-verzahnt, mit kleinen Intern-Muskoviten. Accessorien: Granat, Ziosit, Epidot.

Petrographisch interessante Verhältnisse bietet der am W-Hang des Kreuzberges im Bereich A 5 aufgeschlossene glimmerreiche Quarzitschiefer, der hier in die N-Quarzite eingeschaltet ist, sich jedoch im Streichen nicht weiter verfolgen läßt. Im Aufschluß ist eine Wechsellagerung parallel  $s$  von glimmerreicheren Lagen mit unreinen Quarzitschiefern zu erkennen, welche im Schlibbild wieder einen ähnlichen Lagerbau zeigen: quarzreiche und glimmerreiche Lagen folgen in regelmäßigen Abständen von 4 bis 5 mm aufeinander. Hierdurch wird also das sedimentäre  $s$  repräsentiert ( $s_1$ ). In den glimmerreichen Lagen allein treten kleine idiomorphe Granaten (häufiger in opake Substanz = ? Brauneisen umgewandelt) auf, die ein  $si$  von Quarz und kleinen Muskoviten umschließen. Dieses  $si$  kann bis zu  $50^\circ$  gegenüber  $se = s_1$  verlagert sein; Einschlußwirbel wurden jedoch nicht beobachtet. Der Glimmer ist fast ausschließlich undeformierter Hellglimmer (Muskovit) und läßt Verteilungsgruppen erkennen, die ein Scherflächensystem unter einem Winkel von  $40^\circ$  zu  $s_1$  verlaufend abbilden ( $s_2$ ). Das am Handstück auf  $s_1$  sichtbare  $B$  stellt die Schnittgerade von  $s_1$  und  $s_2$

dar, dürfte also als Scherungs-*B* durch Scherung in  $s_1$  und  $s_2$  zustande gekommen sein (zweischarige Scherung). Die Quarze zeigen keine Spuren einer Deformation mehr.

Bereich A 3: Muskovit und wenig Biotit sind auf Quarzkorngrenzen ruptuell und stetig deformiert und undeformiert. Die großen Quarze sind parallel *s* gelängt, stark undulös, mit kleinen Intern-Muskoviten; rekristallisierte kleine Quarze zeigen warzige Konturen und sind kaum undulös. Accessorisch treten in Quarzen Granate und hochlichtbrechende, sehr kleine unbestimmbare Minerale auf.

Bereich A 2 und A 1: Muskovite und schwächer doppelbrechende Hellglimmer sind stark ausgeschmiert und zerrissen; Muskovit ist z. T. auch unversehrt, ebenso kleine Chlorite. Winzige Biotit-Fetzen sind stark zerschmiert, gefältelt und gebleicht und dann mit oxydischem Erzstaub erfüllt. Die Quarze sind stark parallel *s* gelängt, undulös und in Subindividuen zerlegt; schwache Rekristallisation von Quarz-Mörtel. Winzige korrodierte Hellglimmer und Biotite sitzen als Einschlüsse in Quarzen. Accessorien: sehr kleine Epidote und Granaten. Stetige Deformation.

#### 10. Phyllonite ( $\varphi$ )

Im N-Quarzitgebiet kommen Zweiglimmerschiefer vor, die sich u. d. M. als stark nachkristallin deformiert erweisen mit den Merkmalen von Biegefaltung und der Regel der Stauchfaltengröße (Abb. 7). Der deformierte Biotit ist nur noch am schwach erhaltenen Pleochroismus erkennbar; er ist stark gebleicht und mit opazitischer Substanz erfüllt (Biotit-Diaphthorese), seltener chloritisiert; Muskovit und Quarz sind ebenfalls erheblich deformiert mit schwacher Rekristallisation des Quarzes in Mörtelzonen. Häufig sind kleine Muskovite als Einschlüsse in Quarzen, außerdem kleine Chlorite sowie Pseudomorphosen von Serizit und Chlorit nach Granat.

#### 11. Nördliche Paragneise (pgn)

Die untersuchten Gesteine gehören den feldspatreichen Biotit-Gneisen BÜCKING's an. Es sind glimmerarme Mikroklin-Gneise mit Plagioklasen von wechselndem *An*-Gehalt (KRUMME 1940). Die Proben stammen von Lützelhausen und Somborn.

U. d. M. zeigen die Biotite sehr starke Deformationsspuren: Biotit ist zerfetzt und häufig von rekristallisierten Quarzen umschlossen. Die Mikrokline (häufig Mikroklin-Spindelperthite mit Perthit auf Murchisonit-Spaltbarkeit) weisen Deformationsspuren auf mit entsprechend starker undulöser Auslöschung. Zwischen Mikroklinen sitzt oft Quarzmörtel und zerfetzter Biotit. Die Mikroklin-Kristallisation hat auch hier die Plagioklas-Kristallisation überdauert: Verdrängungserscheinungen an Plagioklasen sind zu beobachten. Der *An*-Gehalt der Plagioklasse schwankt in den vermessenen Schliffen zwischen 5 und 25 %. Eine schwache Albit-Neubildung ist auf Korngrenzen Mikroklin-Mikroklin und an den Rändern des Plag-alt zu beobachten. Während der Plag-alt  $\pm$  idiomorph und verzwillingt ist (öfter gebogene Zwillingslamellen) und mit Reaktionsquarzen durchsetzt und stark „gefüllt“ ist (wenig Zoisit und Epidot), ist der *Ab*-neu unverzwillingt, ungefüllt und xenomorph. Die Quarze sind stark undulös, z. T. zerbrochen und rekristallisiert.

Accessorien: Granat, Zoisit, Epidot, Apatit. Stetige Deformation.

## IV. Tektonische Analyse

### I. Großtektonik

#### a) Untersuchungsmethodik

Es wurden aus dem Arbeitsgebiet Handstück- und Aufschlußoleaten hergestellt, die die jeweiligen tektonischen Daten  $B$ ,  $s$  ( $\beta$ ,  $\pi$ ), enthielten (SANDER 1948). Um eine übersichtliche Auswertung dieser Diagramme zu ermöglichen, wurde eine Karte des Arbeitsgebietes im Maßstab 1:5000 hergestellt, in welche die Oleaten eingetragen wurden. So konnten Bereiche, die in bezug auf  $B$  homogen sind, umgrenzt und zusammengefaßt dargestellt werden (s. tektonische Übersichtskarte, Abb. 8, Tab. 2). Einige spezielle Fragen wurden gefügekundlich untersucht (s. V, 2).

Die Gefügediagramme wurden nach dem von BRAITSCH (1952) angegebenen Verfahren auf die geographischen Koordinaten bezogen und so dargestellt, daß die tektonischen Koordinaten durch Rotation um den Betrag des Fallwinkels um die Streichrichtung der Schlißfläche in die richtig orientierte Lage gebracht werden können.

#### b) Beschreibung und Deutung

##### $\alpha$ ) Ältere Darstellungen

Bei der tektonischen Analyse des Arbeitsgebietes wurde besondere Aufmerksamkeit der Frage einer „Doppeltektonik“ i. S. V. BUBNOFF'S (1926) gewidmet. Aus der Tatsache, daß ein  $s$  „transversal von einem in sich einheitlichen Streckungs- und Kluftsystem durchsetzt“ wird, leitet von BUBNOFF zwei Bewegungsphasen ab (Pompejanum bei Aschaffenburg, Gebiet von Sommerkahl-Schöllkrippen). Diese Ableitung ist jedoch unzulässig, da sich ein vom Streichen der  $B$ -Achsen abweichendes  $s$ -Streichen ohne weiteres bei fallenden Achsen ergeben kann; ebenso sind die jeweils von v. BUBNOFF angegebenen Kluftsysteme demselben  $B$  als ( $ac$ )- bzw. ( $bc$ )-Klüfte zuordenbar. Somit besteht kein Anlaß, aus diesen Gründen zwei Bewegungsphasen zu fordern. BUBNOFF'S Beobachtung zweier sich spitzwinklig kreuzender  $B$ -Achsen auf einer  $s$ -Fläche (Klein-Ostheim) und ihrer Zuordnung zu zwei Bewegungsakten ist dagegen beizupflichten.

Das N-Quarzitgebiet wird von v. BUBNOFF als „isoklinal gefaltete Masse mit durchgehendem ENE-Streichen und NNW-Fallen“ dargestellt. Aus der beobachteten „Abhängigkeit“ (im Gegensatz zur vorher angenommenen „Unabhängigkeit“) der Streckung und Klüfte von dem  $s$ -Streichen wird ein einheitlicher, nicht „doppelter“ Bau dieses Gebietes – im Gegensatz zum  $s$ -Gebiet – vermutet; VON BUBNOFF sucht daher mit KLEMM Beziehungen zum südlichen Taunusrand:

„Die nördliche Quarzit-Phyllit-Serie bildet eine isoklinal gegen Süden, d. h. gegen die (Zentral-) Gneiskuppel aufgeschuppte Folge, gleichsam einen reduzierten Gegenflügel zum Südrand des Rheinischen Schiefergebirges“ (v. BUBNOFF 1930, S. 328).

Die N-Gneis-Zone schließlich wird mit KLEMM mit den „Hornblende- und Biotit-Graniten“ des S-Spessarts („Elterhofstufe“ KLEMM'S) verglichen und als tektonisch einheitlich dargestellt.

Eine neuere petrographisch-tektonische Untersuchung des Gebietes zwischen Klein-Ostheim – Groß-Kahl – Großenhausen – Alzenau wurde von L. KORN 1932 durch-

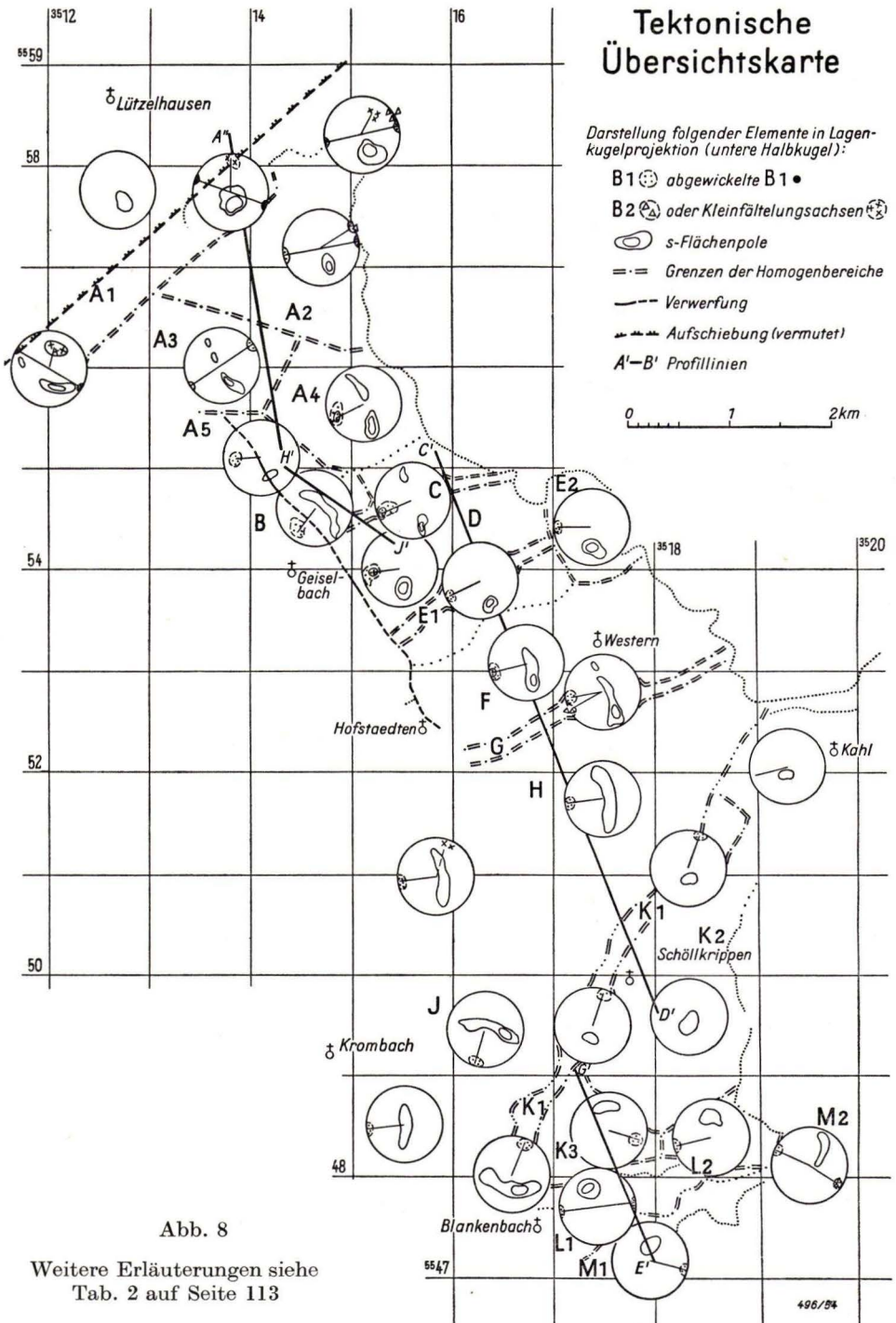


Abb. 8

Weitere Erläuterungen siehe  
Tab. 2 auf Seite 113

Tab. 2. Erläuterungen zur Tektonischen Karte

Die Diagramme repräsentieren folgende in Bezug auf *B* homogene Bereiche:

Homogenbereich	Anzahl der Messungen		
A N-Quarzitgebiet			
1	$B_1(\text{rot.}) = 35$	$B_2 = FA = 28$	$\pi = 66$
2	$B_1 = 32$	$B_2 = 14$	$FA = 14$
3	$B = 20$	$\pi = 22$	
4	$B = 42$	$\pi = 44$	
5	$B = 8$	$\pi = 8$	
B Glimmerschiefersattel E Geiselbach und im N und S anschließende Quarzite			$B = 22$ $\pi = 26$
C 3. Quarzitzug			$B = 20$ $\pi = 24$
D Quarzreicher Glimmerschiefer			$B = 24$ $\pi = 38$
E 1 2. Quarzitzug 2 Quarzit, quarzreicher Glimmerschiefer und Hbl.-Gesteine b. Huckelheim			$B = 22$ $\pi = 25$ $B = 12$ $\pi = 38$
F Staurolith-Paragneisgebiet von Hofstädten-Western			$B = 36$ $\pi = 46$
G 1. Quarzitzug	$B_1 = 28$	$B_2 = 15$	$\pi = 55$
H Staurolith-Paragneisgebiet von Krombach-Schnepfenbach			$B = 85$ $\pi \text{ ca. } 300$
J Quarzit des Kalmus			$FA = 16$ $\pi = 48$
K Schöllkrippener Gneis			
1 NW-Randzone			$B = 20$ $\pi = 32$
2 SE Schöllkrippen			$FA = 1$ $\pi = 34$
3 NW Sommerkahl			$B = 10$ $\pi = 14$
L 1 Staurolith-Paragneiszug Blankenbach-Sommerkahl			$B = 10$ $\pi = 20$
2			$B = 9$ $\pi = 16$
M Gneis S Sommerkahl			
1			$B = 8$ $\pi = 18$
2	$B_1 = 26$	$B_2 = 6$	$\pi = 26$



geführt: KLEMM'S Annahme zweier getrennter Intrusionsphasen des „älteren und jüngeren Gneises“ wird darin nicht übernommen, ebenso wird eine Doppeltektonik i. S. v. BUBNOFF'S infolge Fehlens zweier sich kreuzender Lineare ( $B \vee B'$ ) abgelehnt. Das Linear erweist sich nach L. KORN als das konstante Element in Grob- und Feingefüge und das Quarzit- und Staurolith-Paragneis-Gebiet sind tektonisch nicht zu trennen; erkennbar ist nur „ein Bewegungsplan, der sich mit symmetriekonstanten Vektoren über den ganzen Bereich von Intrusiva und metamorphen Schiefen erstreckt“ (L. KORN 1932, S. 22).

Hinsichtlich dieser von L. KORN dargestellten Einheitlichkeit der Großtektonik ergeben sich jedoch einige wichtige Modifikationen:

### β) S<sub>1</sub>-Gneis = Gebiet

Im Bereich M2 (Aufschluß im Gneis SE Sommerkahl) treten auf ein und derselben *s*-Fläche zwei sich spitzwinklig kreuzende *B*-Achsen auf, über deren Altersbeziehung nichts Sicheres auszusagen ist. Die stärker sichtbare *B*-Achse (Str. 110–120°, NW-Fallen) ist hier Falten von Dezimeter-Größe mit N-Vergenz als Faltenachse zugeordnet (Abb. 9).

Diese Falten lassen zum Teil die Regel der Stauchfaltengröße erkennen, also eine Abbildung von Leitung gerichteten Druckes im teilbeweglichen, nicht im „flüssigen“ Zustand (SANDER 1948, S. 185 ff.)

### γ) Schöllkrippener Gneis

#### Grenzbereich Gneis-Staurolith-Paragneis

Eine von der Umgebung abweichende Achsenrichtung zeigt der Homogenbereich K 1: Als schmaler, der Grenze Gneis-Staurolith-Paragneis parallellaufender Bereich zeigt er eine Richtung der *B*-Achsen von ca. 10–30° (m. NE-Fallen), die etwa dem Verlauf dieser Grenze entspricht; die umgebenden Bereiche H, K 2 und K 3 zeigen dagegen ein recht konstantes Achsenstreichen von 70 bis 90° mit flachem W- (oder E-) Fallen.

In kleineren Aufschlüssen N Groß-Blankenbach ist folgendes zu beobachten: Mit Annäherung an die Grenze  $\mu gn-stgl_2$  macht sich im Gneis eine starke Stenglung (*B*-Tektonit) bemerkbar, wobei die *B*-Achsen im Streichen von 10–40° schwanken bei konstantem schwachem NE-Fallen. In unmittelbarer Nähe der  $\mu gn-stgl_2$ -Grenze streichen die *B* ca. 10° – entsprechend dem auskartierten Verlauf dieser Grenze – mit N-Fallen der Achsen: Die Randzone taucht unter den Staurolith-Paragneis unter.

Im Gneis-Aufschluß N Groß-Blankenbach bildet der Gneis einen kleinen Sattel mit 0° streichender und flach N-fallender Achse; an den Flanken des Gneissattels folgt im Parallelverband mit recht scharfer Grenze Biotit-Schiefer, in dem eine Kleinfältelung mit 0° streichenden (N-f.) Achsen sichtbar ist; es ist also homotaktisches Gefüge zum Gneis-Gefüge vorhanden.

Schon 60 m N dieses Aufschlusses an der  $stgl_2-\mu gn$  Grenze streichen die *B*-Achsen im Staurolith-Paragneis 60–80° mit flachem W-Fallen.

Aus der Tatsache, daß dieses anomale Streichen an die Grenzfläche  $\mu gn-stgl_2$  gebunden und auf einen sehr schmalen Streifen beschränkt ist, daß außerdem die



Abb. 9. Aufschluß im Gneis E Sommerkahl: Teil einer Falte im Gneis. *B* und *ac*-Klüfte deutlich sichtbar. (phot. H. Murawski).

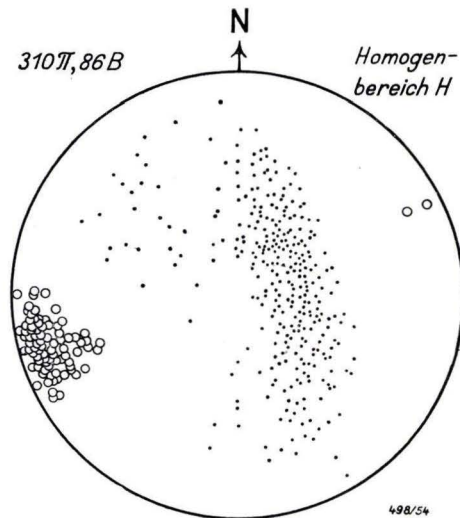


Abb. 10. Pole der *s*-Flächen (Punkte) und *B*-Achsen-Durchstichpunkte (Kreise) im Homogenbereich H.

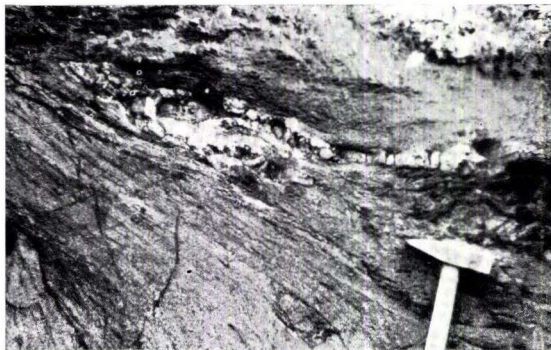


Abb. 11. Staurolith-Paragneis N Schneppenbach. Spitzfalte mit Quarz-Feldspat-Biotit-Muskovit-Pegmatit im Scheitel.

Streichrichtungen von  $B$  und Grenzfläche  $\pm$  übereinstimmen, muß geschlossen werden, daß diese Grenzfläche sich als Inhomogenitätsfläche in der oben geschilderten Weise bei der Beanspruchung störend bemerkbar machte, so daß in diesem Bereich eine Verstellung des tektonischen Planes stattfand: Rotation des tektonischen Koordinatensystems um  $c$ . (SANDER 1948, S. 71).

Bei Annahme einer Verstellung des tektonischen Koordinatensystems im selben Formungsvorgang ist folgende Erklärung am wahrscheinlichsten: Der Bereich K 1 ist auf die Grenzfläche der Schöllkrippener Gneiskuppel gegen den flach auflagernden Staurolith-Paragneis beschränkt. Diese Grenzfläche entspricht dem  $s$  von Gneis und Paragneis (Parallelverband). Infolge der Materialverschiedenheit von Gneis und Paragneis ist diese Fläche zugleich Inhomogenitätsfläche. An ihr müssen somit zu irgend einem Zeitpunkt des Formungsvorganges abweichende Bewegungen stattgefunden haben (und zwar mit Bewegungsrichtung ca.  $\perp$  Streichen dieser Fläche), wodurch die etwa parallel dem Rand verlaufenden  $B$  geprägt wurden. Es muß aber betont werden, daß diese Zone nicht durch Merkmale einer Kataklyse gekennzeichnet ist: die Tektonik ist hier präkristallin.

Als zweite Erklärungsmöglichkeit käme hier eine Formung  $B \wedge B'$  als Überprägung zweier Formungsakte in Betracht; hierfür konnten jedoch aus gefügekundlichen Untersuchungen keine eindeutigen Anhaltspunkte gewonnen werden. Nur an einer Stelle im Paragneis bei Groß-Blankenbach wurden zwei sich auf  $s$  spitzwinklig kreuzende  $B$  beobachtet.

An den Grenzen  $\mu gn-stgl_2$  ist häufig eine Verfältelung von Gneis- und Staurolith-Paragneislagen zu beobachten. Dabei ist in allen gemessenen Fällen das Achsengefüge der Kleinfaltung homotaktisch mit dem des zugehörigen Homogenbereiches: Bei Groß-Blankenbach am SW-Zipfel des Schöllkrippener Gneises streichen die Achsen dieser Kleinfältelung 20–60° mit steilem (30–60°) NE-Fallen. Das Achsengefüge kleiner Verfaltungen von Gneis-Paragneis-Lagen N Sommerkahl entspricht dem im Diagramm dargestellten des Bereiches L 2 (s. tektonische Karte). Sämtliche Faltenbilder lassen megaskopische Merkmale erkennen, die gegen Entstehung durch Scherfaltung sprechen (SANDER 1950, S. 280). Öfter ist eine Regel der Stauchfaltengröße in der Weise erkennbar, daß in Gneislagen mitgefaltete dünne Biotit-Schieferlagen eine Kleinstfältelung von cm-Ausmaß zeigen.

#### δ) Staurolith-Paragneis

Das stark schwankende Fallen im Bereich H mag auf eine polytrope Faltung in diesem Gebiet zurückzuführen sein, die sich gut in das allgemeine Bewegungsbild einfügen würde. Das Diagramm (Abb. 10) aus dem Homogenbereich H läßt die Inkonstanz des  $s$ -Streichens und damit die tektonische Bedeutungslosigkeit dieses Elementes bei fallenden Achsen erkennen. Das konstante Element ist  $B$ . Die  $s$ -Flächenpole ( $\pi$ ) besetzen etwa einen Großkreis, dessen Achse ( $\beta$ ) mit der  $B$ -Achsenhäufung zusammenfällt: Hinweis auf syntektonische Entstehung des Achsen- und Flächengefüges im selben symmetriekonstanten Formungsakt (SANDER 1948, S. 139).

Ein Hinweis auf eine mögliche schiefe Überprägung findet sich an zwei Stellen W und NE Schöllkrippen im Staurolith-Paragneis (Bereich H), wo Spitzfalten mit 20 bis 30° streichender Achse (NE-F.; SE-Vergenz) auftreten (Abb. 11).

## ε) 1. Quarzitzug

Im Homogenbereich G sind S-vergente Isoklinalfalten (Abb. 12) von dm-Ausmaßen aufgeschlossen, die somit zeigen, daß tatsächlich tektonische Wiederholungen vorhanden sind. Die Faltenachsen streichen  $80^\circ$  (W-F.), entsprechend dem deutlich sichtbaren  $B$  auf  $s$ ; an einigen Stellen ist zu beobachten, daß dieses  $B$  spitzwinklig (max.  $25^\circ$ ) von einem schwächeren  $B'$  gekreuzt wird. Aussagen über Altersbeziehungen mittels einer Abwicklung der älteren  $B$  sind nicht möglich, da  $B'$  immer nur auf einem Faltenschenkel sichtbar ist.

Aus dem Profil (Abb. 13), das im Quarzit-Steinbruch zwischen Schnepfenbach und Hofstädten aufgeschlossen ist, geht folgendes hervor: massige Quarzite ( $q'$ ) wechselagern mit glimmerreicheren Quarzitschiefern ( $q''$  und  $q'''$ ) und quarzreichen Glimmerschiefern ( $qgl$ ). Dieser Komplex wird durch viele streichende Störungen unterbrochen; die Störungflächen sind durch Serizitanreicherungen, linsige Zerscherungen und Ruschel- und Breccienbildungen gekennzeichnet.

Zusammen mit dem beobachteten Vorkommen von Isoklinalfalten darf aus diesem Bild ein in sich verschuppter Faltenbau mit einheitlichem Bewegungssinn (S-vergent) abgeleitet werden.

Im Quarzit-Steinbruch Unterwestern ist ein entsprechender Bau sichtbar (Abb. 14).

In diesem Aufschluß ist eine Bewegungsfläche zwischen Quarzit und Staurolith-Paragneis sichtbar, die als inhomogenitätsbedingte Aufschiebungsfläche des Quarzites auf den Glimmerschiefer zu deuten ist. Direkt unterhalb dieser Fläche ist im Paragneis als Korrelat der Aufschiebung eine Kleinfältelung mit  $60^\circ$  streichenden,  $\pm$  horizontalen  $B$ -Achsen sichtbar.

## 5) Glimmerschiefer-Sattel E Geiselbach

Ein stärker abweichendes Achsenstreichen und -fallen ( $30-40^\circ$ , SW-Fallen) mit tautozonalen  $s$ -Flächen tritt im Bereich  $B$  auf. Dieser Bereich umfaßt einen Teil des 3. Quarzit-Zuges, des N anschließenden Glimmerschiefer-Gebietes und einen Bereich des gegen N folgenden Quarzit-Gebietes (s. tektonische Übersichtskarte). Im Quarzit des Kreuzberges und des Wildensteines sind dm-Falten gleicher Achse zu beobachten; der zwischen den Quarziten liegende Glimmerschiefer zeigt entsprechend dem herrschenden  $B$  eine starke Streckung ( $B$ -Tektonit). Da dieses östlich Geiselbach liegende Glimmerschiefer-Gebiet sich im Kartenbild nach W stark verschmälert, ist eine Deutung als Sattel zwischen den Quarziten gegeben. Daß die N und S dieses Glimmerschiefer-Gebietes anstehenden Quarzite denselben Horizont darstellen, wird durch die Beobachtung gestützt, daß in beiden Quarziten Chrom-Glimmer auftritt, worauf bereits THÜRACH aufmerksam machte.

## η) N-Quarzit-Gebiet

Im Bereich A 5 und A 2 treten wieder zwei auf  $s$  sich kreuzende  $B$  auf ( $80^\circ$ -Str., WF. und  $60^\circ$ -Str., E-F). An Faltencharnieren mit Achse  $B_2$  ist öfter auf einem Schenkel  $B_1$  spitzwinklig zur Faltenachse verlaufend sichtbar. In zwei etwas unsicheren Fällen ließ sich  $B_1$  um  $B_2$  als Faltenachse abwickeln:  $B_1$  älter als  $B_2$ .



Abb. 12. Quarzitzug, Steinbruch zwischen Schneppenbach und Hofstädten. Scharnier einer Isoklinalfalte. (phot. H. Murawski)

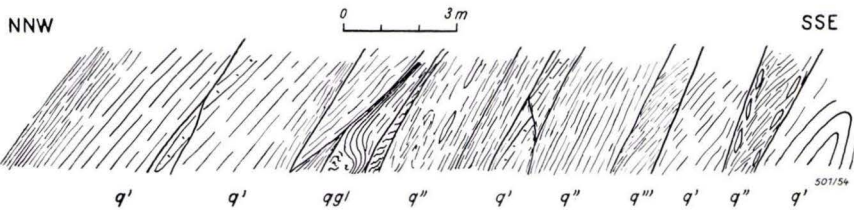


Abb. 13. Quarzit-Steinbruch zwischen Schneppenbach und Hofstädten. NNW-SSE-Profil

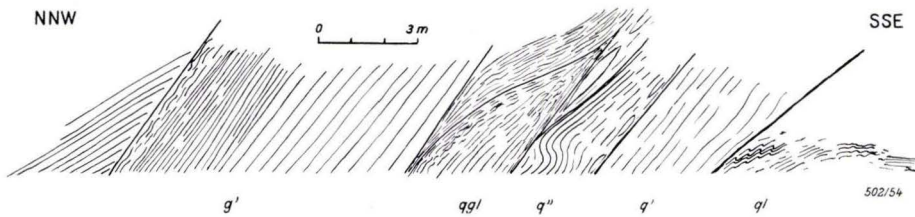


Abb. 14. Quarzit-Steinbruch Unter-Western. NNW-SSE-Profil

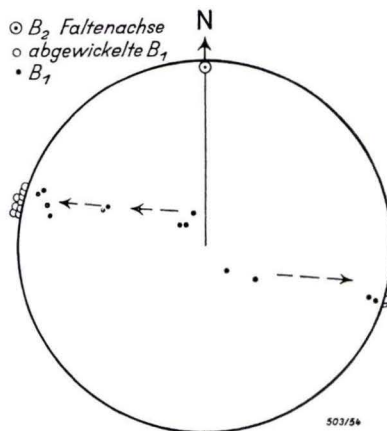


Abb. 15. Konstruktion der ursprünglichen Lage des Lineargefüges  $B_1$  durch Abwicklung um die Faltenachse  $B_2$

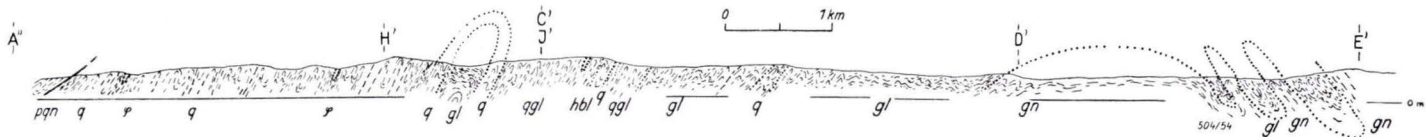


Abb. 16. Halbschematisches Profil durch den NE-Teil des kristallinen Vorspessarts.

Signaturen: *pgn* = N-Paragneis      *q* = Quarzit  
*φ* = Phyllonit      *qgl* = quarzreicher Glimmerschiefer  
*gl* = Staurolith-Paragneis      *hbl* = Hornblendegestein  
*gn* = Gneis

(Die Buchstaben A'–E' deuten die Profildpunkte auf der „Tektonischen Karte“ an). –Das Profil ist ohne Überhöhung gezeichnet.

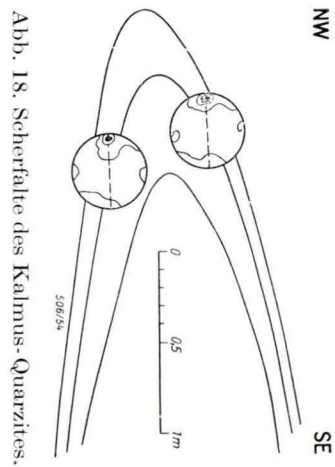


Abb. 18. Scherfalte des Kalmus-Quarzites.

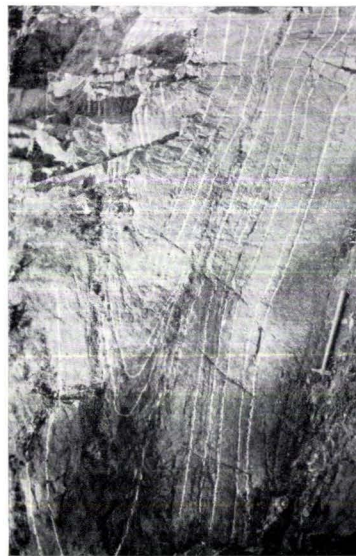


Abb. 17. Quarzit des Kalmus (Bereich J.). Liegende Falte. (Konturen mit Kreide nachgezogen).

Der Bereich A 1 nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als hier eine Kleinfaltung  $B_2$  (cm bis dm-Ausmaße) auftritt. Um die Achsen dieser Kleinfalten läßt sich das als Lineargefüge sichtbare  $B_1$  konstruktiv abwickeln (Abb. 15). Die rotierten  $B_1$  besetzen ein Maximum bei ca.  $120^\circ$ ; auf derart streichende  $B_1$  wurden also in einem jüngeren Formungsakt ca. N-S-streichende  $B_2$  (Kleinfaltungachsen) aufgeprägt. Auffallend ist, daß diese Kleinfaltung an eine schmale Zone der N-Grenze des N-Quarzgebietes gegen die N-Gneise gebunden ist und daß außerdem in diesem Bereich eine sehr starke Durchbewegung megaskopisch (Zerschörungen, Zerklüftungen) und mikroskopisch (postkrist. Deformation) hervortritt. Zur Erklärung dieser Erscheinungen sind zwei Möglichkeiten zu diskutieren: 1. Das N-Quarzgebiet ist von den N-Gneisen durch eine Verwerfung getrennt (THÜRACH 1893). 2. Die N-Gneise sind auf das N-Quarzgebiet aufgeschoben. Im ersten Falle müßte sich in dem Bereich A 1 ein starkes Klüftmaximum bei  $40-60^\circ$  zeigen; dies ist jedoch nicht der Fall. Bei Annahme von 2. wäre zwanglos das Auftreten einer Kleinfaltung (die an die  $q$ - $pgn$ -Grenze gebunden ist) im Zusammenhang mit einer Aufschubung  $\perp B_2$  erklärt. Da die Grenze  $q$ - $pgn$  im Kartenbild ca.  $50^\circ$  streicht und das  $B_2$ -Maximum  $15-20^\circ$  nach N fällt bei  $0^\circ$  Streichen, muß die Bewegungsfläche entsprechend nach NW einfallen, und es muß eine schräge Aufschubung angenommen werden. Die Aufschubungsfläche selbst ist nicht aufgeschlossen.

Bei der fallweisen Zuordnung der Klüfte zu den entsprechenden tektonischen Koordinatensystemen fallen Klüfte mit  $130-150^\circ$  Streichen ( $\pm$  saiger) heraus. Sie sind wahrscheinlich jüngeren, bruchbildenden Vorgängen zuzuordnen. Die Richtung  $140^\circ$  tritt auch E Geiselbach bei der Störung auf, welche Kristallin gegen Buntsandstein und Zechstein verwirft (E-Begrenzung des Geiselbacher-Beckens). Diese Störung macht sich im Quarzit des Kreuzberges und des Wildensteines in einer starken Zerrüttung und Breccien-Bildung bemerkbar; die Klüfte und Risse sind im Wildenstein mit Quarz und Schwespat verheilt. Weitere kleine gang- und nesterförmige Schwespatvorkommen treten im Gneis bei Gr.-Kahl und im quarzitischem Glimmerschiefer NW Huckelheim auf.

### c) Darstellung des Großbaues

Es ergibt sich ein Bau mit folgendem Bewegungsbild:

Der Staurolith-Paragneis steht im Parallelverband mit dem Schöllkrippener Gneis und dem Gneiszug von Sommerkahl; ein diskordanter Intrusions- oder Injektionsverband (KLEMM 1895) ist nicht nachzuweisen. An den Grenzen vom Gneis zum Glimmerschiefer sind öfter kleine Verfaltungen des Gneises mit dem Staurolith-Paragneis aufgeschlossen mit gleichsymmetrischen Achsen zu den zugehörigen Homogenbereichen. Mit Ausnahme der Randzone zwischen Blankenbach und Schöllkrippen (= Bereich K 1) besitzen Gneis und Paragneis homotaktische Gefüge; demnach erfolgte eine gemeinsame Prägung im Raum von Gneis und Hülle.

Ob das gelegentliche Auftreten zweier sich schief kreuzender  $B$ -Achsen zwei zeitlich selbständigen Deformationsplänen zugeordnet werden muß, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls ist das Auftreten von  $B \vee B'$  keineswegs auf den südlichen Paragneisbereich beschränkt und somit die These eines „einheitlichen, nicht doppelten Baues in der nördlichen Quarzit-Phyllit-Serie“ nicht haltbar. Quarzite und Glimmerschiefer sind – wie schon L. KORN (1932) feststellte – tektonisch nicht zu trennen.

Der Schöllkrippener Gneis bildet eine flache Kuppel, worauf bereits BÜCKING (1889) und v. BUBNOFF (1926) hingewiesen haben. Gegen dieses Gewölbe sind in den nördlichen Quarziten und Glimmerschiefern (mit dem Glimmerschiefersattel E Geiselbach) südvergente Falten gerichtet (monotrope Faltung). Es sind gefaltete Schichtkomplexe, die in sich wieder entsprechend der Nord-Süd-Einengung verschuppt sind.

Der Schuppenbau stellt das Hauptbauelement dar.

Das Staurolith-Paragneisgebiet (Bereich H) zeigt dagegen zwischen dem I. Quarzitzug und dem Gneis eine – wahrscheinlich polytrope – Kleinfaltung mit konstanten Achsen und einen untergeordneten Schuppenbau.

Es folgt im Gneis die inhomogenitätsbedingte Zone K 1 mit dem abweichenden Achsenstreichen und -fallen; darauf taucht das Gneisgewölbe nach S bzw. SE ein, an das sich die im Parallelverband stehenden Staurolith-Paragneise und Gneise mit jetzt nordvergentem, ebenfalls gegen die Gneiskuppel gerichteten Faltenbau anschließen (Abb. 16). Es liegt also eine Antivergenz vor. Einem zeitlich späteren Vorgang ist die Aufschiebung der nördlichen Gneisserie zuzuordnen, welche die Kleinfaltung im Quarzit des Bereiches A 1 verursachte.

## 2. Spezielle tektonische Fragen

### a) Quarzite

Es wurden einige Quarzitfalten gefügekundlich untersucht, sowie die Quarzregel in den Bereichen J, G, E, C, A ermittelt.

### α) Kalmus

Der Verband des Kalmus-Quarzites mit den Staurolith-Paragneisen ist nicht abgeschlossen; während jedoch die Achsen der Quarzitfalten (dm- bis m-Ausmaße) 20–30° (SW-F.) streichen, zeigen die *B*-Achsen des in Bachrissen am Kalmus angeschnittenen Staurolith-Paragneises ein Streichen von 60–80° mit flachem W-Fallen. Hier besteht also eine nicht ohne weiteres erklärbare Diskrepanz der *B*-Achsen.

Der Auffassung von MATTHES, daß am Kalmus der „Granat-Plagioklas-Gneis“ vorwiegend durch Serizit-(Granat-)Quarzite vertreten wird, kann nicht beigeprägt werden. Dagegen sprechen fehlende Übergänge und die besonderen tektonischen Merkmale des Quarzits.

Im Aufschlußbild (Abb. 17) lassen die Quarzit-Falten („Spiegel-S-Falten“) stark verdickte Scheitel und ausgedünnte Schenkel erkennen.

Hier ist neben den bekannten megaskopischen Kennzeichen von einscharig affin zerscherten Scherfalten – wie Kongruenz der Faltenbogen; verschiedener Krümmungsmittelpunkt, gleicher Krümmungsradius; konstante Mächtigkeit, wenn in einer bestimmten Richtung an allen Stellen des Bogens gemessen wird (SANDER 1948, S. 60) – an dreidimensional herauspräparierten Faltenscharnieren ersichtlich, daß Scheitelverdickungen tatsächlich vorhanden sind und nicht nur durch den – gelegentlich – schiefen Anschnitt vorgetäuscht werden. Zur Entscheidung der Frage, ob Scher- oder Biegefalte, reichen diese Kriterien jedoch nicht aus.



Zur gefügekundlichen Untersuchung wurden aus dem Scheitel einer solchen liegenden Falte zwei Proben entnommen. Die Tangenten an die *s*-Flächen in den Entnahmepunkten bilden miteinander einen Winkel von 40°. Die ausgewerteten *b*-Schliffe lassen beide denselben Regelungstyp der Quarze erkennen, ebenso ist die Richtung durch das Maximum I und den Mittelpunkt der Projektion in beiden Schliffen die gleiche. Damit ist eine Entstehung dieser Falte als Scherfalte sehr wahrscheinlich gemacht, wenn auch die Möglichkeit nicht völlig ausgeschlossen werden kann, daß eine nachträglich zerscherte Biegefalte vorliegt (Abb. 18).

β) I. Quarzitzug

Die untersuchte Isoklinalfalte gehört dem ersten Quarzitzug des Bereiches G an. Die Falte hat dm-Ausmaße, ihre *B*-Achse streicht 75° und fällt 25° W. Es wurden von jedem Schenkel ein und vom Scheitel zwei Schliffe entnommen. Die Quarze zeigen eine schwache Inhomogenität der Regelung, jedoch ist der Regelungstypus in allen vermessenen Schliffen derselbe (Maxima I, II, (IV), Maximum um *c* und mit > 1 % besetzter unvollständiger Gürtel um *B* = Faltenachse).

Wie aus Abb. 19 hervorgeht, ist das Quarzgefüge nicht um *B* abwickelbar. Die Richtungen durch die Quarzmaxima und den Mittelpunkt der Diagramme stimmen

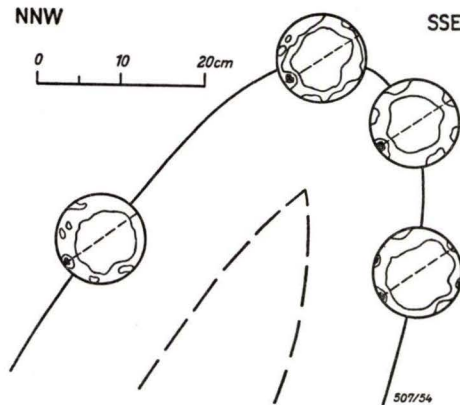


Abb. 19. Zerscherte Biegefalte des I. Quarzitzuges. – Gebrochene Linie: Richtung durch Max. I und den Mittelpunkt der Projektion. (Diagramme vereinfacht).

in allen Fällen überein. Als Erklärung für die Entstehung der Falte kommen somit zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Die Falte ist durch affine Scherung als Scherfalte entstanden.
2. Die Falte ist als Biegefalte entstanden und im weiteren Verlauf desselben tektonischen Aktes von einer oder mehreren (*hOl*)-Scherflächen zerschert worden; sie zeigt jetzt das Gefüge einer Scherfalte, ohne als solche entstanden zu sein (SANDER 1950, S. 289). Da die Falte selbst keine megaskopischen Kennzeichen einer Scherfalte aufweist, ist die zweite Entstehungsmöglichkeit die wahrscheinlichere.

$\gamma$ ) Quarzitfalte, Bereich A 2

Die Falte von dm-Ausmaß zeigt eine Scheitelverdickung und ausgedünnte Schenkel, also makroskopische Kriterien einer Scherfalte. Durch die gefügekundliche Untersuchung erwies sie sich jedoch als eine teilweise abwickelbare Biegefalte (Abb. 20).

Die gebrochene Linie in den Diagrammen bezeichnet die Richtung durch das Quarzmaximum und den Mittelpunkt der Projektion (Maximum I);  $q_1$  und die Tangente  $t_1$  an die Faltengestalt im betr. Diagramm dienen als Bezugsmarken für die Abwicklung. Bei übereinstimmender Richtung der Maxima ergibt sich die teilweise

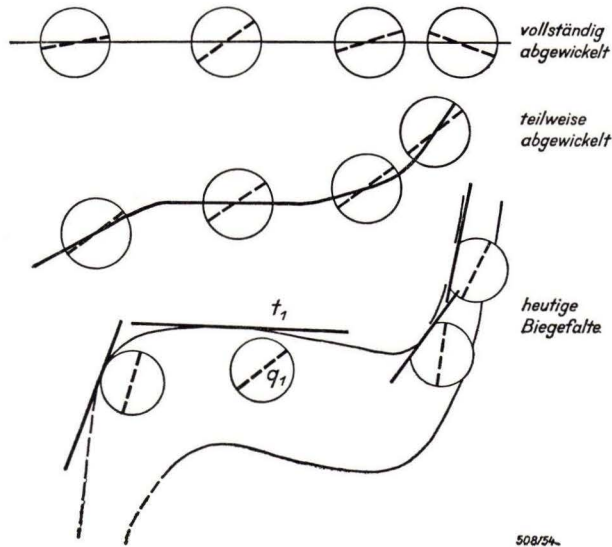


Abb. 20. Teilweise abwickelbare Biegefalte aus dem nördlichen Quarzitgebiet

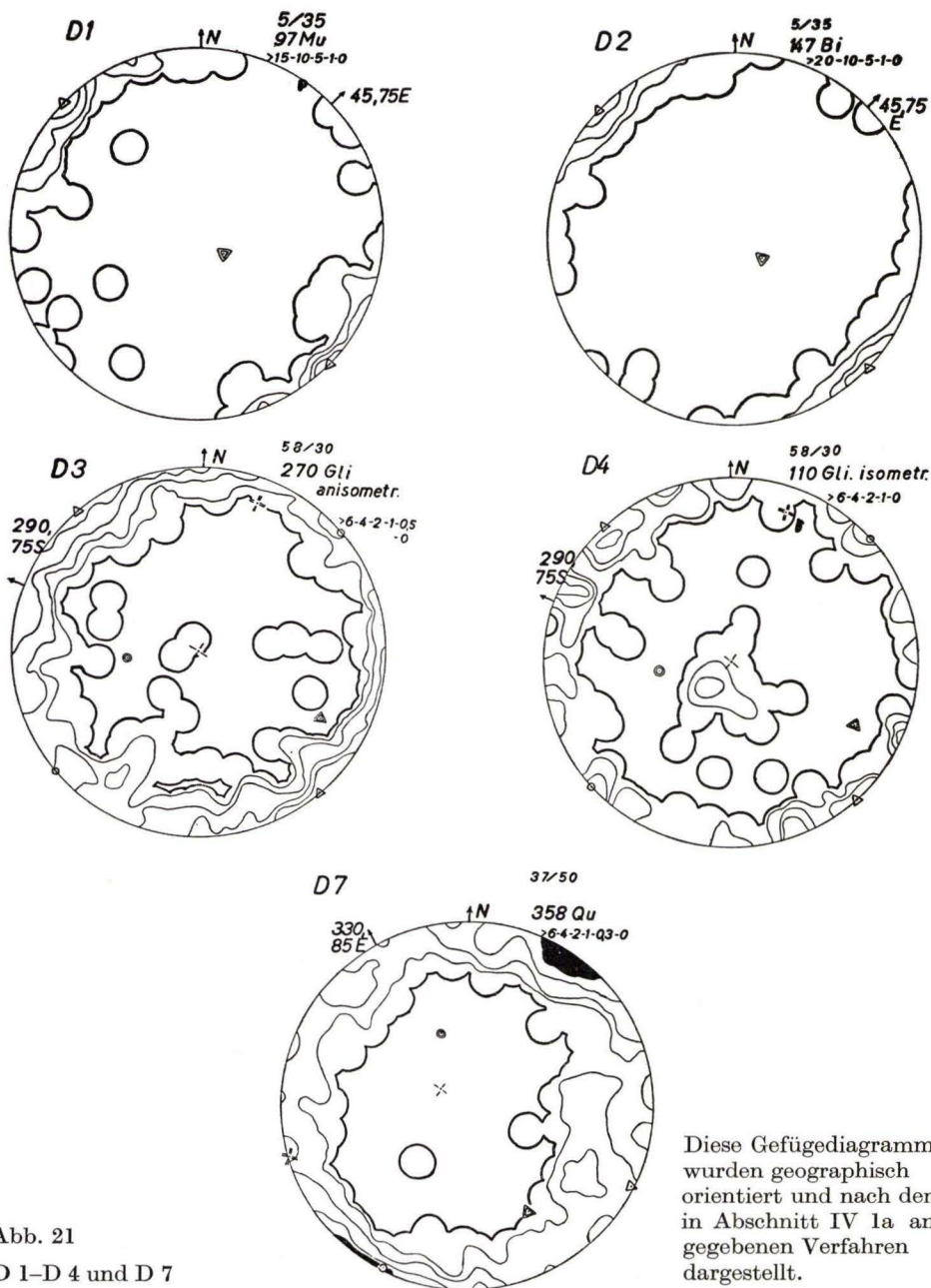
abgewickelte Biegefalte als Vorgängerform der heutigen Biegefalte vor der letzten Deformation; dadurch ist eine ältere Quarz-Regel nachgewiesen, die schon vor dem letzten Deformationsakt (= Faltenbildung) existierte (LADURNER 1950). Für die geologische Auswertung ist wichtig, daß hierdurch eine  $\pm$  plötzlich einsetzende weitere Biegung der Falte gekennzeichnet ist „und damit die regionale tektonische Einengung“ (SANDER 1950, S. 293).

 $\delta$ ) Regel der Quarzite

Im Hinblick auf SANDER'S Ausführungen (1950), daß die „verschiedenen mechanischen Verhalten des Quarzkorns in Tektoniten mit der Zeit bestimmten Bedingungen zuordenbar und so geologisch auswertbar werden“, sollen hier die Regelungstypen der verschiedenen Quarzitbereiche dargestellt werden.

Kalmus (Bereich J): D 12, Abb. 22.

Maximum I mit  $> 6\%$  besetzt, unvollständiges Maximum um c mit  $> 4\%$ ; kein ac-Grütel. S- ( $T_2$ -) Tektonit.



Diese Gefügediagramme wurden geographisch orientiert und nach dem in Abschnitt IV 1a angegebenen Verfahren dargestellt.

Abb. 21  
D 1-D 4 und D 7

Signaturen: unrotierte Daten:  $a = \odot$ ,  $B = \dashv$ ,  $c = \blacktriangle$   
 rotierte Daten:  $a = \odot$ ,  $B = \dashv$ ,  $c = \blacktriangle$   
 Projektion auf die untere Hälfte der Lagenkugel.

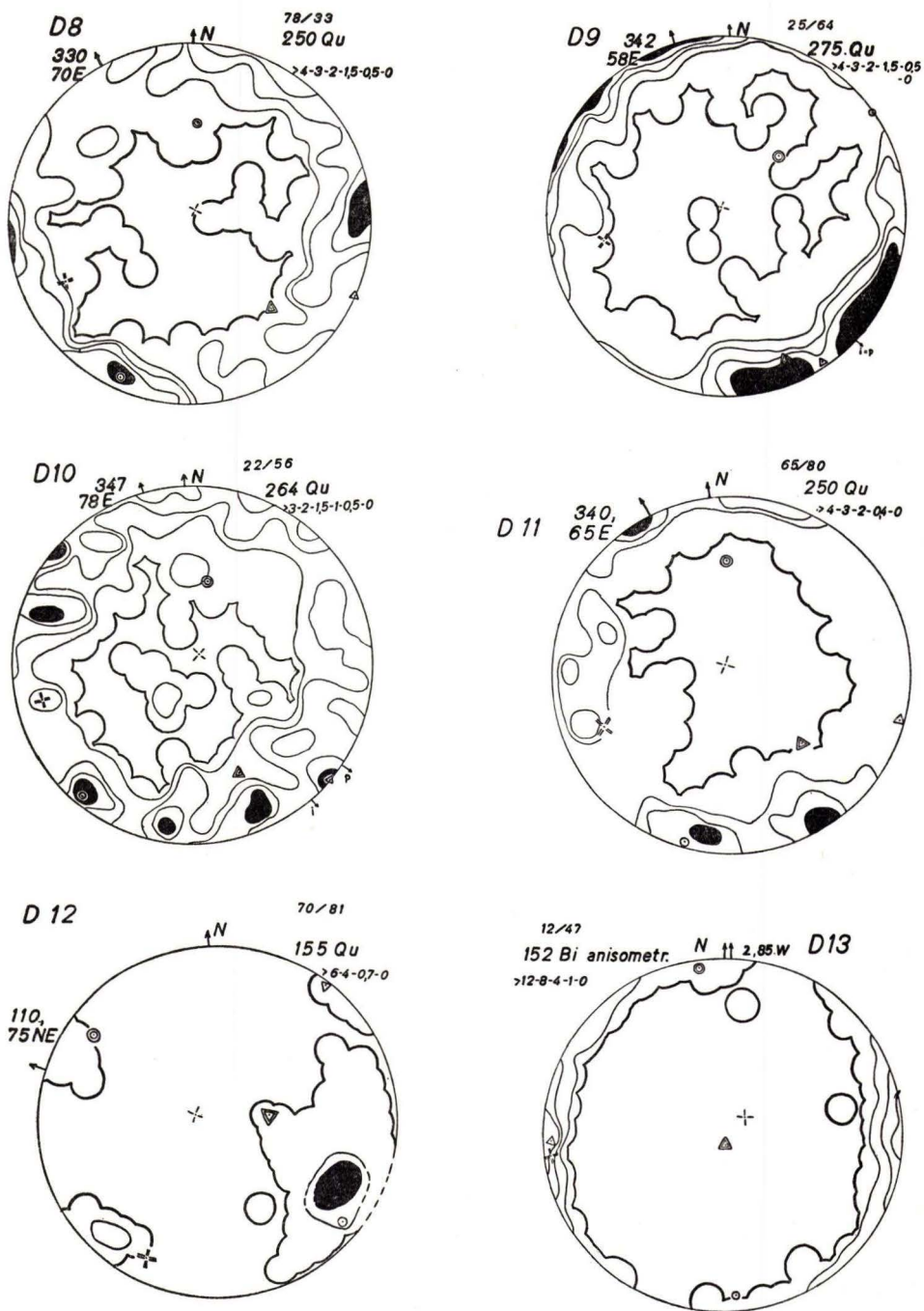


Abb. 22. D 8-D 13

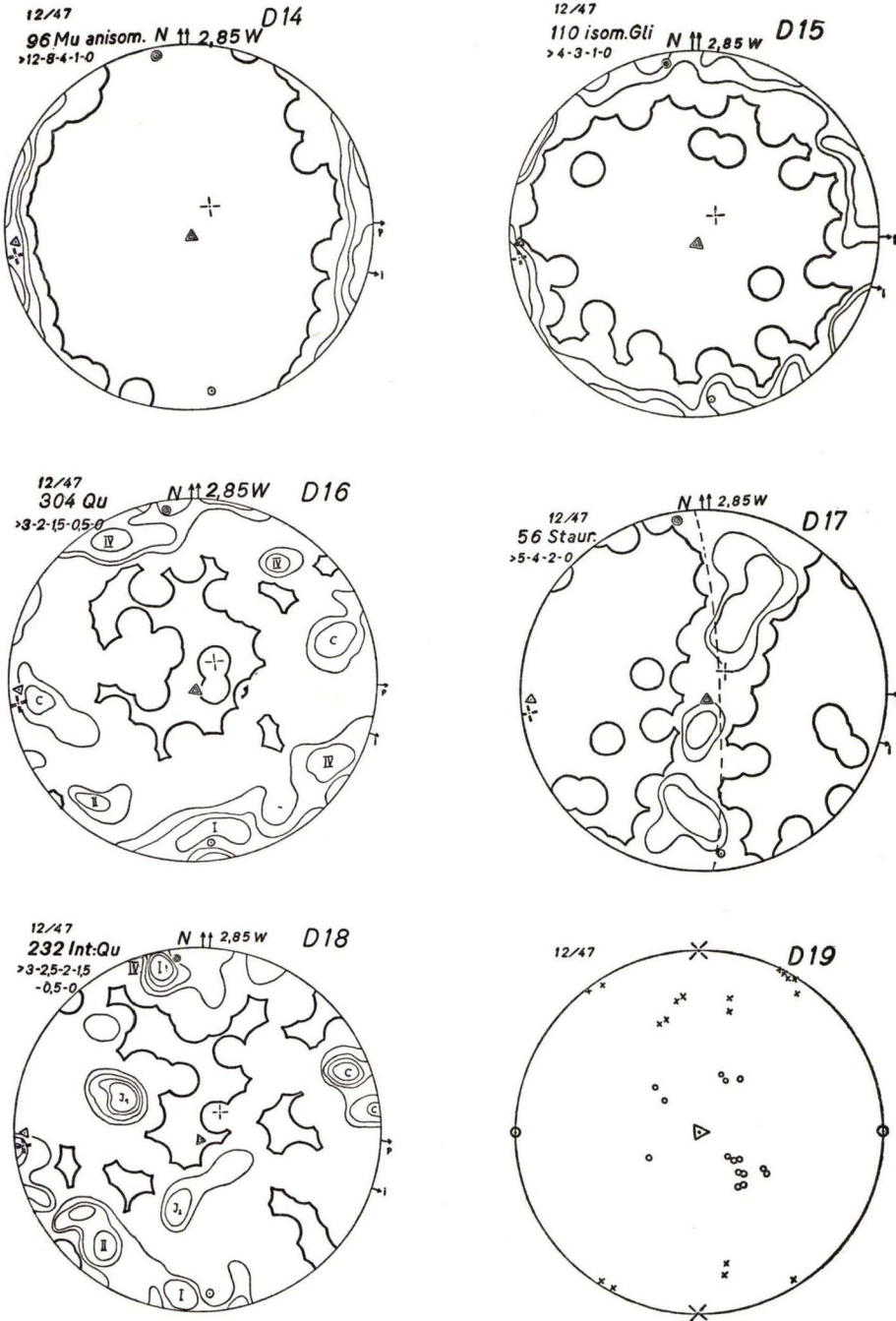


Abb. 23. D 14–D 19

1. Quarzitzug (Bereich G): *D 11*, Abb. 22.  
Maximum I und II mit  $> 4\%$ , unvollständiges Max. um *c* mit  $> 3\%$ , *ac*-Gürtel mit  $> 1\%$  besetzt; Max. IV ( $> 3\%$ ) angedeutet ohne Wiederholung. Fehlen der Symmetrie nach (*ab*) und (*ac*): Trikliner Tektonit infolge Ungleichheit der erzeugenden Bedingungen beiderseits (*ab*) und (*ac*).  
*S-B* ( $T_3$ -) Tektonit.
  2. Quarzitzug (Bereich E): *D 10*, Abb. 22.  
 $> 3\%$  Besetzung der Max. *c*, I, II, IV;  
 $> 1\%$  besetzter *ac*-Gürtel.  
Unvollständiger Pseudozweigürtel. *S-B*- ( $T_3$ -) Tektonit.
  3. Quarzitzug (Bereich C): *D 9*, Abb. 21.  
Starkes Maximum um *c* ( $> 4\%$ ), das sich  $\parallel$  (*ac*) verbreitert und in II übergeht. Das Max. um *c* entspricht einer deutlichen  $\alpha$ -Regel (=präexistierende BÖHM'sche Lamellen). Unvollständiger *ac*-Gürtel, *a* ist nur mit  $0,5\%$  besetzt.  
Symmetrie nach (*ab*) und (*ac*) = fastrhombische Symmetrie. *S*-( $T_2$ -) Tektonit.
- Quarzit-Bereich A 4: *D 8*, Abb. 22.  
 $> 4\%$  Besetzung der Maxima I und *c*, letzteres übergehend in II; unvollst. *ac*-Gürtel.  
*A-B*- ( $T_2$ -) Tektonit.
- Quarzit-Bereich A 2: *D 7*, Abb. 21.  
Scharfe  $\gamma$ -Regel, entsprechend einem Max. I mit  $> 6\%$  Besetzung; vollständiger *ac*-Gürtel mit  $> 1\%$ . *S*- ( $T_2$ -) Tektonit.

Abgesehen vom Kalmus-Quarzit, der einen Sonderfall darstellt, ist in den Quarziten von S nach N fortschreitend eine Zunahme der Schärfe der Quarzregelung und eine Beschränkung der Anzahl der Maxima auf zwei oder weniger festzustellen. Diese Tatsache ist wohl auf eine geringe Änderung der Tiefenlage (Stockwerk) und auf das Überwiegen der Deformation im N zurückzuführen.

### b) Gneis

$\alpha$ ) Schöllkrippener Gneis, *s*-Tektonit (Groß-Laudenbach). Die Kleinkornquarze lassen eine unschärfere Regelung als die Großkorn-Quarze erkennen, es ist jedoch eine homotaktische Regelung beider Kornarten vorhanden. Die schärfere Regelung der Großkornquarze ist auf eine straffere Lagenanordnung dieser Kornart im Gefüge zurückzuführen: „Die Scherflächen eines rekristallisierenden Tektonits sind besetzt von in *s* flächenhaft ausgedehnten Überindividuen“ (SANDER 1950, S. 157).

*D1* und *D2* (Abb. 21) (Extern-Muskovite und Extern-Biotite; halb offenes Glimmergefüge) lassen einen deutlichen *s*-Tektonit mit übereinstimmenden Maxima (*c*) für Biotit und Muskovit erkennen. Es gelang hier nicht, die Quarz-Maxima zu typisieren und die tektonischen Koordinaten *a* und *b* zu ermitteln.

$\beta$ ) Schöllkrippener Gneis, *B*-Tektonit, Groß-Blankenbach. Der Schriff stammt von einem Stengel-Gneis aus der Randzone *gn-gl* aus dem Bereich K 1. *D3*, (Abb. 21), der anisometrischen Glimmer (überwiegend Muskovite; offenes Glimmergefüge) ergibt einen *ac*-Gürtel mit  $> 1\%$  Besetzung, ein Maximum von  $> 6\%$  um *c* und ein Untermaximum bei *a* mit  $> 2\%$  (*s-B*-Tektonit). Im *D4* der isometrischen Glimmer ist das Maximum um *c* in drei Untermaxima aufgeteilt und neben dem Untermaximum bei *a* erscheint ein Maximum  $> 4\%$  bei *B*: „Querbiotite  $\perp B$ “. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine Restregel; auch eine Deutung als Schiefgürtel käme in Frage.

Im Schriff  $\perp B$  fällt das überdurchschnittlich häufige Vorkommen von Schnittlagen  $\perp PM$  bei den Albiten auf; als Erklärung hierfür kommt eine Regelung der

Plagioklasse nach der Korngestalt oder ein Wachstum mit  $a$  parallel der Wegsamkeit in Frage ([100] //  $B$ ).

*c) Staurolith-Paragneis, s-Tektonit, Groß-Blankenbach*

Es ist eine scharfe  $s$ -tektonitische Regel der anisometrischen Biotite und Muskovite vorhanden (D 13, D 14, Abb. 22, 23). Die isometrischen Glimmer (D 15) zeigen Besetzungen auch um  $a$ : „Querglimmer  $\perp a$ “. Die Intern-Quarze der Staurolithe wurden eingemessen (D 18) und ihre Regel mit der der Extern-Quarze (D 16) verglichen. Während bei dem Quarz-*Ri* die Maxima IV der Extern-Quarze nicht vertreten sind, treten zwei – beim Quarz-*Re* nicht einmal angedeutete – Maxima  $J_1$  und  $J_2$  auf: *Ri* ist heterotop, aber homotaktisch mit *Re*: Unterscheidung des *Ri* vom *Re* nur durch Untermaxima ohne Änderung des Symmetrie-Typus (SANDER 1950, S. 126ff). Die in diese beiden Maxima fallenden Körner wurden auf die optische Orientierung der jeweiligen Wirt-Staurolithe bezogen (D 19 Maximum  $J_1$  = Kreuze,  $J_2$  = Kreise). Es ergibt sich eine angedeutete rhombische Symmetrie der Quarz-Achsen bezogen auf  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  der zugehörigen Staurolithe, und zwar ordnen sich die Quarze  $J_1$  symmetrisch um  $\beta$ , die Quarze  $J_2$  um  $\gamma$  an. Unbesetzt ist nur eine Stelle am unteren Rand des Diagrammes bei  $\gamma$ , doch kann dies sowie die stärkere Besetzung anderer Stellen eine Folge der „Lagefreiheit“ um  $\lambda$  als zweizählige Achse beim Eintragen ins Diagramm sein. Im übrigen ist hier aber nicht die Stärke der Besetzung, sondern die Tatsache der Besetzung überhaupt entscheidend.

Damit dürfte mindestens wahrscheinlich gemacht sein (eine Entscheidung dieser Frage wäre vielleicht mit Hilfe der A. V. A. möglich), daß die Quarze der Maxima  $J_1$  und  $J_2$  das Gitter der Staurolithe als anisotropen Baugrund vorgefunden haben (jüngerer metasomatischer Quarz), während die übrigen (meisten) Intern-Quarze als geordnetes *si* vom Staurolith umschlossen und nicht oder nur schwach verstellt wurden. Somit erweist sich der Staurolith als später, nachtektonischer Gefügegenosse (BEDERKE 1948), der keine Deformationsspuren zeigt und im Starrgerüst gewachsen ist. Dabei erfolgte das Wachstum mit  $\gamma$  // ( $ab$ ), jedoch nicht genau (D 17, Abb. 23). Ob hier eine Scherfläche schief zum resultierenden  $s$  beim Wachstum bevorzugt wurde, konnte bei der geringen Zahl der möglichen einzumessenden Körner nicht entschieden werden. Eine Anordnung der Staurolithe in Verteilungsgruppen war hier nicht zu beobachten.

## V. Metamorphose

### 1. Schöllkrippener Gneis

Bei der Diskussion der Frage der Ortho- oder Para-Natur des Schöllkrippener Gneises sind folgende Merkmale zu beachten: 1. Das Vorkommen von Stauchfalten mit der Regel der Stauchfaltengröße im Gneis, 2. die abweichenden tektonischen Verhältnisse an der Grenze Gneis – Hülle, 3. die beobachtete Homogenität des Gneiskomplexes, 4. das Fehlen von Reliktstrukturen im Gneis.

1. Das Auftreten von Stauchfalten mit der Regel der Stauchfaltengröße im Gneis zeigt, daß der Gneis in einem wenig teilbeweglichen, nicht in einem hochteilbeweglichen („flüssigen“) Zustand bei der Beanspruchung vorgelegen hat. Da Gneis und

Hülle – wie durch die tektonische Analyse gezeigt wurde – im selben Formungsakt am selben Platz geprägt sind, können aus dem heute vorliegenden Bild keine Rückschlüsse auf eine „Intrusion“ des Gneises gezogen werden; erst recht nicht darf aus dem kuppelförmigen Bau des Schöllkrippener Gneises eine derartige Intrusion abgeleitet werden.

2. Die Gesteine unterscheiden sich heute nach der posttektonischen Kristallisation durch eine Mikroklinführung im Gneis gegenüber einer Staurolithführung und einem höheren Glimmer- und Anorthitgehalt im Staurolith-Paragneis; damit ist also ein Materialunterschied zwischen beiden Gesteinen gegeben.

Es muß jedoch bereits vor der tektonischen Beanspruchung der heute als Staurolith-Paragneis und Gneis vorliegenden Gesteine eine gesteinsmäßige Verschiedenheit dieser beiden Komplexe vorhanden gewesen sein, denn diese Materialverschiedenheit bewirkte den oben geschilderten Anisotropieeffekt an der Grenzfläche beider Medien (s. o. IV, 1, b, 8).

3. Die Möglichkeit, daß der Gneis vor der Verformung als granitischer Intrusivkörper – stellenweise in porphyrischer Ausbildung mit Kalifeldspat-Einsprenglingen – vorgelegen hat, ist zu diskutieren, wenn sie auch nicht sicher zu beweisen ist. Immerhin ist eine derartige Annahme schon auf Grund der beobachteten Homogenität des gesamten Gneiskomplexes wahrscheinlicher als die eines ursprünglichen Paragesteines, da auf letzteres hinweisende Merkmale wie

4. Reliktgefüge oder Reliktminerale weder makro- noch mikroskopisch zu finden waren. Im ersten Falle wäre der ursprüngliche Granit-Schiefer-Kontakt bei der Formung überprägt worden, worauf – entsprechend der heute vorliegenden Mineralfazies – die posttektonische Kristallisation in der Weise erfolgt wäre, daß die Minerale im Gneis in gleicher Phase rekristallisierten, während im Schiefer eine Neukristallisation der Minerale stattfand.

Eine Entscheidung dieser Frage – ob Magmatit oder Metamorphit – ist mit Sicherheit nicht zu treffen. Nach SANDER kann der Unterschied zwischen Erstarrungsgesteinen und Metamorphiten bei bestimmten äußeren Bedingungen mineralfaziell und gefügekundlich aufgehoben werden. In beiden Gesteinstypen treten nach ERDMANNSDÖRFFER (1950) kristalloblastische Strukturen auf: bei den Metamorphiten metablastische, bei den Magmatiten endoblastische (deuterische) Strukturen. Die Bildung der endoblastischen Strukturen folgt direkt auf die endomagmatische Phase und stellt mit ihren metasomatischen Erscheinungen einen magmatischen Endvorgang dar. Die Tatsache, daß bei den metablastischen und endoblastischen Strukturen sehr starke Konvergenzerscheinungen auftreten, erschwert eine Deutung des Ursprungsgesteines beträchtlich.

Einer der letzten Kristallisationen – und möglicherweise einem derartigen magmatischen Endvorgang – ist die Mikroklinkristallisation im Schöllkrippener Gneis zuzuordnen, wobei der Mikroklin Restecken füllte und nach dem Überdauern der Plagioklaskristallisation aggressiv gegen den Plagioklas vordrang. Bei großen Mikroklinen des Augengneises ist im Schlibbild häufig eine stärkere Plagioklasverdrängung zu beobachten. Daß einzelne Mikrokline die Deformation noch erlebt haben, ist vereinzelt zu sehen. Es läßt sich jedoch nicht mehr feststellen, ob sie prätektonisch Orthoklaskeime oder -kristalle gewesen waren.



Der Albit neu wiederum verdrängt den Kalifeldspat in kleinen Körneraggregaten von den Korngrenzen aus; einzeitig mit dieser Albitneubildung erfolgt wahrscheinlich auch die Perthitbildung (s. a. ERDMANNSDÖRFFER 1950, S. 352). Schließlich kann jüngerer, auf Korngrenzen und in Restecken abgeschiedener Quarz die Feldspäte verdrängen: es kommt zur Bildung von synantetischen Strukturen und zu Verquarzungen; die Muskovit-Zoisit-Paragenesen können ebenfalls auf eine (hydrothermale) magmatische Endphase zurückgeführt werden.

## 2. Staurolith-Paragneis

Im Staurolith-Paragneis läßt sich die in Tabelle 3 angeführte Altersfolge der Minerale (für die Bereiche H und F) ermitteln.

Tabelle 3: Kristallisationsfolge im Staurolith-Paragneis

Minerale:	Deformation
Plagioklas	----- ( )
Quarz	----- ( )
Muskovit	----- ( )
Biotit	----- ( )
Granat	----- ( )
Staurolith (+ Turmalin)	----- ( )
Epidot, Zoisit	----- ( )
Oxyd. Erz	----- ( )
Apatit	----- ( )
Chlorit	----- ( )
Zirkon, Rutil	----- ( )

Die im Staurolith eingeschlossenen kleinen Quarze sind korrodiert und zum geringeren Teil metasomatischer jüngerer Quarz. Die Mehrzahl der Internquarze sind mit dem Quarz-se homotaktisch (gleichsymmetrisch) geregelt. Es handelt sich also um umschlossenes älteres Quarz-se. Die Regelung der Quarze in se ist durch Abbildungskristallisation erhalten geblieben. Die Staurolithe sind also nach der Deformation (und Regelung) idiomorph im Starrgerüst gewachsen – ein Beispiel dafür, daß aus der Idiomorphie einer Kornart nicht ohne weiteres eine frühe Bildung abgeleitet werden darf.

Im Staurolith-Paragneis herrscht posttektonische Kristallisation vor: Kleine Faltungen mit Granaten und Plagioklasen im Scheitel werden von Glimmern polygonal abgebildet.

### 3. Quarzite

In den Quarziten mit vollständig nachtektonisch gewachsenen Quarzkörnern (Be-  
reiche J, G, E, C, A 4, A 5) müssen die Tektonitgürtel auf eine abbildende Kristallisa-  
tion im Anschluß an die Durchbewegung zurückgeführt werden (SANDER 1950,  
S. 117).

### 4. Zweiglimmer-Granat-Gneis

Bei dem an der Grenze des Paragneises zum quarzreichen Glimmerschiefer (*stgl*<sub>2</sub>  
– *qgl*<sub>2</sub>) auftretenden Zweiglimmer-Granat-Gneis wurde nachstehende Kristallisations-  
folge festgestellt: Als älteste Komponenten waren Quarz und oxydisches Erz vorhan-  
den, die das älteste *s* bildeten. Dieses lagenweise angeordnete *s*<sub>1</sub> wurde als *si* von Pla-  
gioklas und Granat umschlossen und bei der Deformation gegen *se* (= *s*<sub>1</sub>) verlagert,  
wobei der Granat das *si* in Form von Einschlußwirbeln verlegte, also parakristallin  
deformiert wurde. Das *si* der Plagioklasse ist gleich oder verschieden von *se*; die Pla-  
gioklasse zeigen keine Spuren einer mechanischen Beanspruchung mehr: die Plagiok-  
laskristallisation hat ebenso wie die Muskovit- und die Biotitkristallisation die De-  
formation überdauert. Die Tatsache, daß ein älteres Quarz-Erz-*s* von para- bis post-  
tektonisch wachsenden Granaten und Plagioklasen umschlossen wurde, ist hier ein  
hinreichendes Kriterium für die Paranatur dieses Zweiglimmer-Granat-Gneises.

Eine Auswertung des Quarz-*si* wurde aus folgenden Gründen nicht durchgeführt:  
1. Der Paragneis ist nicht im Anstehenden aufgeschlossen, so daß die Entnahme orien-  
tierter Handstücke nicht möglich ist. 2. Eine Einmessung des Quarz-*si* wäre wertlos, da  
infolge Fehlens genügender Externquarze ein Vergleich des *Ri* mit dem *Re* nicht durch-  
geführt werden könnte.

### 5. Änderung der Mineralfazies

Der Staurolith-Paragneis ist in die Nähe der Staurolith-Amphibolit-Subfazies zu-  
stellen. Eine nicht von Rupturen im Granat ausgehende Serizitisierung und Chloriti-  
sierung des Granats ist wohl jüngeren diaphthoritischen Vorgängen zuzuordnen.

Im Glimmerschiefer zwischen dem 3. Quarzitzug und dem nördlichen Quarzit-  
gebiet ist kein Staurolith mehr festzustellen. Die Tatsache, daß die Mineralassoziation  
und auch die Mengenverhältnisse der Minerale sonst nahezu dieselben sind, ist inso-  
fern wichtig, als damit gezeigt ist, daß die für die Staurolithbildung erforderlichen  
Ausgangsstoffe vorhanden gewesen sind und daß nur die entsprechenden *p-t*-Bedin-  
gungen nicht erreicht wurden. Die Mineralzusammensetzung ist also bei demselben  
Chemismus nicht dieselbe: Es liegt eine andere Mineralfazies vor.

Die südlichen Hornblendegesteinsvorkommen sind nach ihrer Mineralassoziation  
einem Übergang von der Amphibolitfazies zur Epidotamphibolitfazies zuzuordnen, da  
sie als „typomorphe“ Assoziation basischen Oligoklas, Hornblende und Epidot haben  
(nicht die kritische Assoziation der Epidotamphibolitfazies mit Albit, Hornblende und  
Epidot). Wahrscheinlich ist diese Mineralvergesellschaftung auf regressivem Wege  
entstanden. Dafür spricht das stets fleckige Auftreten des Plagioklases, das als Aus-  
druck der Anpassung bei der Durchbewegung an die nicht ganz erreichten *p-t*-  
Bedingungen der Epidotamphibolitfazies aufgefaßt werden kann, sowie das deutlich  
jüngere Alter des Epidotes, der – besonders in den nördlichen Hornblendegesteinen –

die Amphibole epidotisiert. Es wurden allerdings nie blastophitische Reliktgefüge, relikttischer Augit oder Uralit beobachtet.

Das stärkere Auftreten von Epidot, die etwas blasser grünlichen Hornblendens (die schon an Aktinolith erinnern) und die ein wenig saureren Plagioklase (um 20 % *An*) in den nördlichen Hornblendegesteinen deuten wohl auf fallende Metamorphosetemperatur (BARTH – CORRENS – ESKOLA 1939, S. 356). Nach Norden fortschreitend nimmt die Metamorphose weiter ab: Die Phyllonite des nördlichen Quarzitgebietes dürften schon zur Grünschieferfazies tendieren und aus Glimmerschiefern diaphthoritisch zu dieser Fazies überprägt sein.

Es ergibt sich eine zwar schwache, aber doch beobachtbare Abnahme des Metamorphosegrades von Süden nach Norden: von den Staurolith-Paragneisen (Staurolith-Amphibolit-Subfazies) und den südlichen Hornblendegesteinen (Übergang Amphibolit-/Epidotamphibolitfazies) über die nördlichen Granatglimmerschiefer ohne Staurolith (Hornblende-Almandin-Epidotschieferfazies) und die nördlichen Hornblendegesteine (Epidotamphibolitfazies) bis zu den präphyllonitischen Gesteinen in den nördlichen Quarziten, die vielleicht schon der Biotit-Muskovitschieferfazies VOGT's (Grünschieferfazies) entsprechen würden.

In den nördlichen Gneisen treten gegenüber den Phylloniten höher metamorphe Gesteine auf: die Biotit-Hornblende-Graphitgneise, die z. T. Sillimanit führen (THÜRACH 1893). Mit Sillimanit, Kalifeldspat und anorthitreichem Plagioklas würden sie – aus Sedimenten entstanden – zum höchsten hier auftretenden Grad der Metamorphose gestellt werden müssen, zur Amphibolitfazies. Hier liegt also ein deutlicher mineralfazialer Unterschied vor.

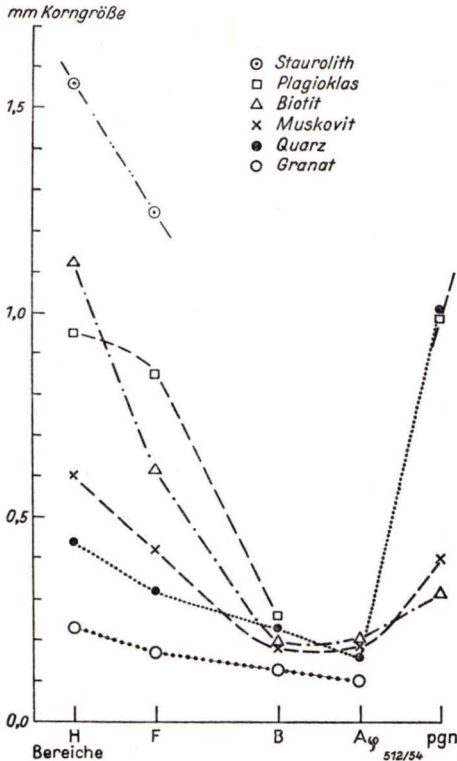


Abb. 24. Korngrößenänderungen der Mineral-Neubildungen in den Bereichen H – pgn

Dieser Unterschied tritt auch in folgender Weise in Erscheinung: Beim Vergleich der Dünnschliffe der südlichen und nördlichen Quarzit- und Glimmerschiefergebiete zeigt sich eine Korngrößenabnahme von Süden nach Norden (Abb. 24). Da die Metamorphose im allgemeinen nach der Tektonik erfolgt ist – nur in den nördlichsten Quarziten überwiegt die Deformation gegenüber der Kristallisation –, kann die Korngrößenabnahme mit der Abnahme des Metamorphosegrades gleichgesetzt werden. Das plötzliche Auftreten großer Korngrößen in den nördlichen Gneisen darf somit in Übereinstimmung mit dem Auftreten einer neuen Mineralkom-

bination im Gneis – im Gegensatz zu der der Phyllonite – als Vorliegen eines höheren Metamorphosegrades gedeutet werden. Das derart aufgezeigte Vorliegen eines Hiatus im Metamorphosegrad läßt in zwangloser Weise eine Deutung zu, die schon aus dem tektonischen Bewegungsbild abgeleitet wurde: eine Aufschiebung der nördlichen Gneise auf die nördliche Quarzitserie.

## VI. Ausgangsgesteine und Altersfrage

Aus verschiedenen Paragneis-Aufschlüssen (z. B. NW Blankenbach, bei Schimborn etc.) geht hervor, daß das Schieferungs-*s* dem Schichtungs-*s* entspricht: Hier ist eine Wechsellagerung parallel *s* von granoblastischen quarzreichen Lagen mit Hornblendegesteinslagen und lepidoblastischen glimmerreicheren Schichten zu beobachten. Sehr gut ist eine derartige Wechsellagerung an einigen Weganschnitten bei Huckelheim zu sehen; *ss* und *s*<sub>1</sub> fallen in allen beobachteten Fällen zusammen. Auch in den Quarziten wechseln parallel *s* öfter glimmerarme Quarzite mit glimmerreicheren Lagen ab. Es wurden jedoch niemals zur Klärung der Lagerungsverhältnisse verwertbare Merkmale (wie z. B. Schrägschichtung) gefunden, was bei dem hohen Metamorphosegrad auch nicht zu erwarten ist.

Der Übergang von quarzreichen Glimmerschiefern (*qgl*<sub>2</sub>) zu reinen Quarziten (*q*), der besonders im Bereich E I in Steinbrüchen westlich Huckelheim und im Bereich D gut aufgeschlossen ist, zeigt, daß tatsächlich ein primärer (sedimentärer) Verband zwischen Staurolith-Paragneis, Glimmerschiefern und Quarziten besteht und daß sich die Theorie der Ableitung der Quarzite vom Taunussüdrand nicht halten läßt.

Die Staurolith-Paragneise und die quarzreichen Glimmerschiefer müssen aus tonreichen Sedimenten hervorgegangen sein, in welche Sandsteinlagen (Kalmus, I. Quarzitzug) sowie vulkanogene Horizonte eingeschaltet waren, während nach Norden eine allmähliche Zunahme des Quarzgehaltes erfolgte: Übergang Paragneise (*stgl*<sub>2</sub>) – quarzreiche Glimmerschiefer (*qgl*<sub>2</sub>) – Quarzite (*q*). In den nördlichen Quarziten waren vereinzelt tonige Partien eingelagert, die heutigen Phyllonite und quarzreichen Granat-Muskovitschiefer.

Bei Berücksichtigung des vorherrschenden Schuppenbaues würden sich etwa folgende primären Mächtigkeiten der einzelnen Serien ergeben (nach vorsichtigen Schätzungen):

Staurolith-Paragneiszone einschließlich des südlichen Quarzitzuges: ungefähr 400–500 m  
 Quarzitisches Glimmerschiefer-Serie ca. 200–250 m,  
 Geiselbacher Glimmerschiefer-Zone ca. 50–150 m und  
 das nördliche Quarzitgebiet ca. 400–500 m.

Über die stratigraphische Zugehörigkeit dieser recht einförmigen Gesteinsserie lassen sich nur schwer Aussagen machen. Die Quarzite, die ja vorwiegend im Nordteil des Gebietes, also im Hangenden der Staurolith-Paragneise (bei Annahme normaler Lagerung) auftreten, lassen sich zusammen mit ihren Begleitgesteinen mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den ordovizischen Quarzitserien Thüringens vergleichen (= Frauenbachquarzite, von GAERTNER 1950); allerdings fehlen hier völlig Äquivalente der untersilurischen Erzhorizonte (Magnetitquarzite etc.).

Die Staurolith-Gneise werden im Ruhlaer Gebiet von v. GAERTNER als metamorphes Kambrium und metamorphes Ordovizium (= metam. Phykodenschichten) angesehen.

KOCH (1939) unterscheidet im vormigmatitischen Altbestand des Gebietes von Ruhla-Brotterode:

1. ein oberes Metamorphose-Stockwerk mit Chloritgneisen, Phylliten, Amphiboliten und Quarziten, die den Frauenbachquarziten entsprechen,
2. eine tiefere mineralfazielle Zone mit Glimmerschiefern, Staurolith-Granat-Zweiglimmergneisen, Quarziten und Amphiboliten mit Marmoren. In dieser Zone treten Biotit-Oligoklasgneise auf mit granitischer Reliktstruktur (= Blastomylonite).

In diesem Gebiet erfolgte frühvaristisch die kinetometamorphe Herausbildung der Zonaranlage des Altbestandes, magmatische Einwirkungen führten darauf zur Bildung von Mischgesteinen; spätvaristisch drangen in den gesamten Komplex Granite ein (Ruhlaer Hauptgranit).

Völlig unabhängig von den vorliegenden Untersuchungen gelangt MATTHES (1954) im wesentlichen zu gut übereinstimmenden Ergebnissen. Auf Grund stofflicher Betrachtungen lehnt er eine Zugehörigkeit der Staurolith-Gneise zum Taunus ab. Ebenfalls aus stofflichen Gründen wird eine Ableitung der Staurolith-Gneise von ordovizischen Schichtverbänden für nicht sehr wahrscheinlich gehalten. Bessere stoffliche Beziehungen sollen sich zu den sedimentären Gneisen des Erzgebirges und zum mittleren Schwarzwald ergeben. Bei diesen Vergleichen wird jedoch die Tatsache einer „Staurolith-Führung“ überbewertet. Das Alter der Spessart-Para-Gneise schließlich wird als präordovizisch, möglicherweise kambrisch, angegeben.

Im einzelnen sind folgende, mit den vorliegenden Ergebnissen des Verfassers übereinstimmende Resultate vorhanden:

Die Staurolith-Para-Gneise sind aus einer normal eisenschüssigen, tonigen Sedi-mentserie mit tonig-sandigen Zwischenlagen entstanden mit Übergängen zu reinen Psammiten. Tonig-sandige Lagen wurden umgewandelt zu Granat-Plagioklas-Gneisen. Die Epidot-Hornblende-Plagioklas-Gneise entstanden nach MATTHES aus kalkreichen, tonig-sandigen Zwischenlagen.

Im wesentlichen herrscht eine isochemische Metamorphose vor. Für eine sedimentäre Ableitung der Para-Gneise sprechen Gefüge-Relikte wie Lagenwechsel usw. (S. 57). MATTHES betont, daß diese Lagenwechsel nicht durch metamorphe Differentiationen oder durch Deformations-Bänderung zustande gekommen sind. Der Staurolith-Paragneis gehört zur Amphibolit-Fazies ESKOLA's, das heißt zur Mesozone GRUBEN-MANN's, mit dem Staurolith als kritischem Mineral. In dem von MATTHES untersuchten Gebiet finden sich im Staurolith-Gneis Disthen und Sillimanit, ein weiterer Beweis für den nach Süden ansteigenden Metamorphosegrad. Mit 22 bis  $24 \pm 2\%$  Anorthit kommt er bei seinen Messungen des Anorthitgehaltes im Staurolith-Paragneis zu annähernd gleichen Meßergebnissen wie der Verfasser.

Weniger gut stimmen die tektonischen Betrachtungen von MATTHES mit den vorliegenden Ergebnissen überein, da MATTHES, lediglich auf der Arbeit von L. KORN aufbauend, die tektonischen Vorgänge auf einen Deformations-Akt zurückführt. So rechnet er die mesozonale Vergneisung und phyllonitisch-diaphthoritische Weiterbildung im nördlichen Teilgebiet ein und demselben Dislokations-Ablauf zu. Anscheinend wird hier die Diaphthorese im hangenden Teil des Paragneis-Komplexes des mittleren Spessarts überbewertet.

## VII. Zusammenfassung

Die Problemstellung der Arbeit, die sich mit dem Nordteil des Kristallinen Spessarts befaßt, bezieht sich auch auf folgende Fragen: Gesteinsbestand und tektonischer Bau, Änderung der Mineralfazies, Ausgangsgesteine und Altersstellung der metamorphen Serien. Der Gesteinsbestand wurde durch eine Kartierung i. M. 1:10000 klargelegt, und die einzelnen Gesteinstypen wurden durch Dünnschliffserien weiter untersucht – besonders das relative Altersverhältnis der Mineralarten zueinander und das Verhältnis ihrer Kristallisation zur Deformation. Die tektonische Analyse wurde nach den von SANDER dargestellten Verfahren durchgeführt und im Dünnschliffbereich durch gefügekundliche Untersuchungen ergänzt.

Der Schöllkrippener Gneis bildet eine flache Kuppel, gegen die in den nördlichen Quarziten und Glimmerschiefern ein südvergenter und in den südlichen Gneisen und Staurolith-Paragneisen ein nordvergenter Falten- und Schuppenbau gerichtet ist: Hier liegt eine Antivergenz vor. Einem nachweisbar zeitlich späteren Vorgang ist die Aufschiebung der nördlichen Paragneise auf die nördlichen Quarzite und Phyllonite zuzuordnen.

Der Metamorphosegrad nimmt im Arbeitsgebiet von S nach N ab: von der Staurolith-Amphibolit-Subfazies über die Epidotamphibolitfazies bis zu den nördlichen Phylloniten, die vielleicht schon der Grünschieferfazies entsprechen. Die aufgeschobenen nördlichen Paragneise zeigen demgegenüber einen hohen Metamorphosegrad, den der Amphibolitfazies.

Der beobachtete Übergang von Staurolith-Paragneisen über Quarzglimmerschiefern zu Quarziten zeigt einen primären sedimentären Verband zwischen diesen Gesteinen an; damit ist eine tektonische Ableitung der Quarzite vom Taunussüdrand (KLEMM, v. BUBNOFF) nicht zu halten.

Über die stratigraphische Zugehörigkeit dieser recht einförmigen Serie, deren Ausgangsgesteine tonreiche Sedimente mit eingeschalteten Sandsteinlagen und vulkanogenen Horizonten sowie mächtige Sandsteinablagerungen gewesen sind, lassen sich nur schwer Aussagen machen. Die Quarzite mit ihren Begleitgesteinen sind vielleicht mit den ordovizischen Quarzitserien Thüringens zu vergleichen, jedoch fehlen hier Äquivalente der Erzhorizonte.

## Schriftenverzeichnis

- BARTH-CORRENS-ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.  
 BEDERKE, E.: Zur Struktur und Entstehungsgeschichte kristalliner Schiefer. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 1948.  
 BRAITSCHE, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine im südlichen Spessart und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. – Diss. Göttingen, 1952.  
 BUBNOFF, S. v.: Studien im SW-deutschen Grundgebirge. II. Tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. – N. Jb. Min., Beil. Bd., 3, 1926.  
 — Geologie von Europa. II, 1. Berlin 1930.  
 BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 12, 1892.  
 — Das Grundgebirge des Spessarts. – Jb. preuß. geol. L.-A. 1889.  
 — Geolog. Spezialkarte Bl. Bieber m. Erläut. – XLIX. Lfg. 68, Nr. 54, Berlin 1891.  
 DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.

- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. – Heidelberg. Beitr. Min. u. Petr., **2**, 4, 1950.
- GAERTNER, H.-R. v.: Probleme des Saxothuringikums. – Geol. Jb., **65**, 1950.
- KARL, F.: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). – Tscherm. Min. Petr. Mttlg., **2**, 2, 1951.
- KLEMM, G.: Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Darmstadt 1895.
- KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des Thüringer Waldes. – Min. Petr. Mttlg., **51**, 1939.
- KORN, L.: Tektonische und gefügekundliche Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. – Tscherm. Min. Petr. Mttlg., **43**, 1932.
- KRUMME, O.: Die Gesteine der nördlichen Gneiszone des kristallinen Spessarts. – Senckenbergiana, **22**, 1940.
- LADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. – Tscherm. Min. Petr. Mttlg., **2**, 1, 1950.
- MATHES, S.: Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, 1954.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil I (1948), Teil II (1950). Wien und Innsbruck, 1948 und 1950.
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. – Geogn. Jahreshefte, **5**, Cassel 1893.

Manuskript eingegangen am 16. 7. 1956.

## Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart

Von

HANS MURAWSKI, Göttingen

Mit 5 Abbildungen

Seit Ende des vorigen Jahrhunderts haben verschiedene Autoren im Kristallinen Spessart Altersfragen einzelner Gesteinsserien zueinander behandelt (vor allem H. BÜCKING, H. THÜRACH, G. KLEMM, S. v. BUBNOFF). Es liegt hier zweifellos insofern eine heikle Frage vor, als die Klarstellung dieser Altersverhältnisse durch die Einwirkung von Tektonik und Metamorphose stark verschleiert, und außerdem durch langanhaltende Verwitterungsvorgänge, sowie teilweise erhebliche Lößbedeckung die eigentliche Beobachtung selbst oft sehr erschwert ist.

Da gleichzeitig mit dieser Arbeit Abhandlungen von O. BRAITSCH (1957 a + b), G. GABERT (1957) und W. PLESSMANN (1957) erscheinen, die sich ausführlicher mit dem südlichen und nördlichen Teil des Vorspessarts befassen, sollen an dieser Stelle lediglich einige Fragen bezüglich des Verhältnisses von Tektonik und Metamorphose im mittleren Teil des Kristallinen Spessarts behandelt werden. Dabei soll hier bewußt nicht auf das von früheren Autoren mehrfach angeschnittene Problem der Altersstellung der einzelnen „Granitgneise“ und ihres Verhältnisses zueinander eingegangen werden. Dagegen scheint einmal die Feststellung der Tatsache notwendig, daß alle größeren Gneiskomplexe des Spessarts, also der „Schöllkrippener Gneis“, der Gneiszug Glattbach-Sommerkahl („Stockstadter Stufe“ H. THÜRACH's) und der große Zentralkomplex („Goldbacher Stufe“ und „Haibacher Stufe“ von H. THÜRACH, „Hauptgneis des Älteren Gneises des Spessarts“ von H. BÜCKING, „Älterer und Jüngerer Granit“ von G. KLEMM) Gesteine sind, denen man die Bezeichnung „Granit“ für ihr heutiges Erscheinungsbild auf keinen Fall zuerkennen kann. Es handelt sich bei ihnen unzweifelhaft um tektonisch verformte Gesteine, also Tektonite, was schon rein äußerlich durch ihre Paralleltextur, Flaserung, Stengelung, Faltung und das Auftreten bestimmter Kluftsysteme sichtbar, im mikroskopischen Bild durch Gefügeeinregelung unmittelbar beobachtbar ist.

Das Vorhandensein einer solchen Tektonik erlaubt es nun, Rückschlüsse auf das Verhältnis von Deformation und Kristallisation zu ziehen. Auf diese Weise lassen sich dann auch in großen Zügen Fragen über das geologische Alter dieser Komplexe beantworten. Da in den Schiefergesteinen<sup>1)</sup> Tektonik und Gesteinsmetamorphose am

<sup>1)</sup> Wenn im folgenden von „Glimmerschiefern“ gesprochen wird, so sind damit als Sammelbegriff Glimmerschiefer, Gneisglimmerschiefer und Paragneise gemeint, welche tatsächlich im Gelände immer wieder zusammen auftreten und durch alle Übergänge miteinander verbunden sind.



besten beobachtbar sind, soll vor allem aus diesen Gebieten einiges Material beigebracht werden. Dabei läßt sich die wichtige Tatsache erkennen, daß zweifellos eine generelle Zunahme des Metamorphosegrades vom Nordteil des Spessarts nach Süden bis in den Bereich Aschaffenburg-Eichenberg zu beobachten ist (vgl. für den Nordteil auch G. GABERT 1957). In dem „Glimmerschiefer“-Gebiet unmittelbar nördlich des

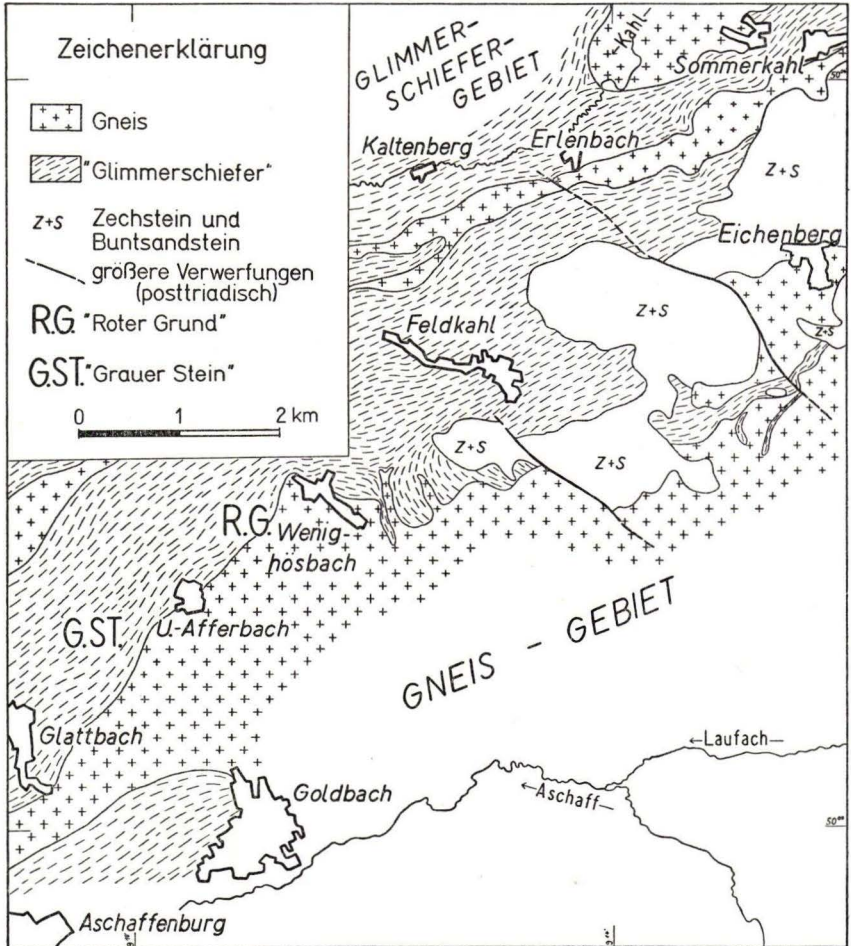


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Zentralteiles des kristallinen Spessarts (nach eigenen Geländeaufnahmen).

Gneisbandes Glattbach-Sommerkahl, vor allem aber auch in dem „Glimmerschiefer“-Streifen Damm-Grauer Stein-(nördl.)Wenighörsbach-(nördl.)Eichenberg läßt sich ein starkes Größenwachstum der Staurolith-Neubildungen (bis 2 cm Länge) verbunden mit einer sehr starken Zunahme seiner Individuenzahl erkennen. Weiterhin erscheint

vor allem im Bereich Damm–Aumühle (nördl. Aschaffenburg) Sillimanit z. T. in großen Knollen, eine Tatsache, welche die Steigerung des Metamorphosegrades in diesen Bereichen über das Auftreten von Staurolith hinaus noch besonders unterstreicht. Zudem treten bei Wenighörsbach schon in der Literatur erwähnte Abnormitäten auf, wie das Erscheinen von großen Individuen von Disthen oder die starke Häufung von größeren Granaten. Dazu erscheinen an verschiedenen Stellen im gesamten Gebiet noch hochglimmrige Schiefer, deren eigenartig hoher Glanz darauf beruht, daß Muskowit- und Biotit-Schüppchen in dicken Lagen eng verwachsen miteinander das Flächengefüge abbilden. – Alle diese Beobachtungen lassen sich gut in das Bild wachsender Metamorphose von Norden nach Süden einbauen. Gehen wir aber noch weiter nach Süden, also in den großen Zentralgneiskomplex hinein, so läßt sich innerhalb der verschiedenen „Glimmerschiefer“-Vorkommen dieses Bereichs *keine* weitere Steigerung des Metamorphosegrades beobachten. So zeigen zwar die „Glimmerschiefer“-Komplexe in der unmittelbar westlichen Umgebung von Goldbach ebenfalls das Auftreten von Staurolith und Granat, aber nicht in jener Größe und Häufung, wie sie in den vorher genannten Bereichen anzutreffen sind. Darüber hinaus findet man in den z. T. ausgedehnten „Glimmerschiefer“-Vorkommen des Bereiches Schweinheim–Obersailauf–Lauffach („Schweinheimer Stufe“ H. THÜRACH'S) Staurolith überhaupt nur sporadisch, was also mindestens für dieses Gebiet eher eine Abnahme der Metamorphose andeutet. Alle diese Verhältnisse lassen sich nicht einfach mit einer wechselnden chemischen Zusammensetzung des Primärgesteins erklären.

Im mittleren Vorspessart treten aber noch weitere Gesteine auf, die für die Beantwortung unserer Fragen einige Bedeutung besitzen. Bei Kartierungsarbeiten (Abb. 1) im Raum von Wenighörsbach wurden auf den Hängen des „Roten Grundes“

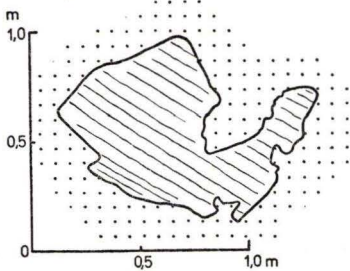


Abb. 2. Nebengesteins-Scholle im „Quarzdiorit“ des Roten Grundes westlich von Wenighörsbach (nach einer phot. Aufnahme). Punktiert = „Quarzdiorit“, Feine Striche = s-Flächen der Schieferscholle.

(westl. des Ortes) in einer kleinen Grube Gesteine aufgefunden, welche schon makroskopisch den übrigen „Granitgneisen“ des Spessarts nicht zu entsprechen schienen. Das Gestein ist makroskopisch bei mittlerem Korn richtungslos-körnig und ähnelt im Erscheinungsbild sehr stark einem Granit. Es enthält viel Quarz, der z. T. rot gefärbt ist. Irgendwelche Paralleltextur ist nicht zu erkennen. Besonders interessant wird das Gestein dadurch, daß es Schollen von offenbar kontakt-metamorph verändertem „Glimmerschiefer“ enthält. Solche Schollen haben Größen von wenigen cm-bis m-Durchmesser (Abb. 2). Die Schollenumrandung ist unregelmäßig, das deutliche Flächengefüge der die Schollen aufbauenden Gesteine schneidet oft spitzwinklig am „Granit“ ab, und der „Granit“ selber dringt bei der auf Abb. 2

gezeigten großen Scholle in Apophysen und auf unregelmäßigen Fugen in die Scholle ein. Es ist also ein zweifelloser Schollenkontakt eines offenbar magmatischen Gesteines mit seiner Umgebung. Diese Umgebung besteht im wesentlichen aus „Glimmerschiefern“.

Leider macht sich auch hier – wie an vielen anderen Stellen des Vorspessarts – die starke Gesteinsverwitterung zusammen mit der Lößbedeckung für die Untersuchung der genauen Ausdehnungsverhältnisse dieser Gesteine sehr unangenehm bemerkbar. Es ergibt sich aber mit Sicherheit doch ein Areal von 250 auf 150 m, in welchem die oben erwähnten Gesteine nachweisbar sind.

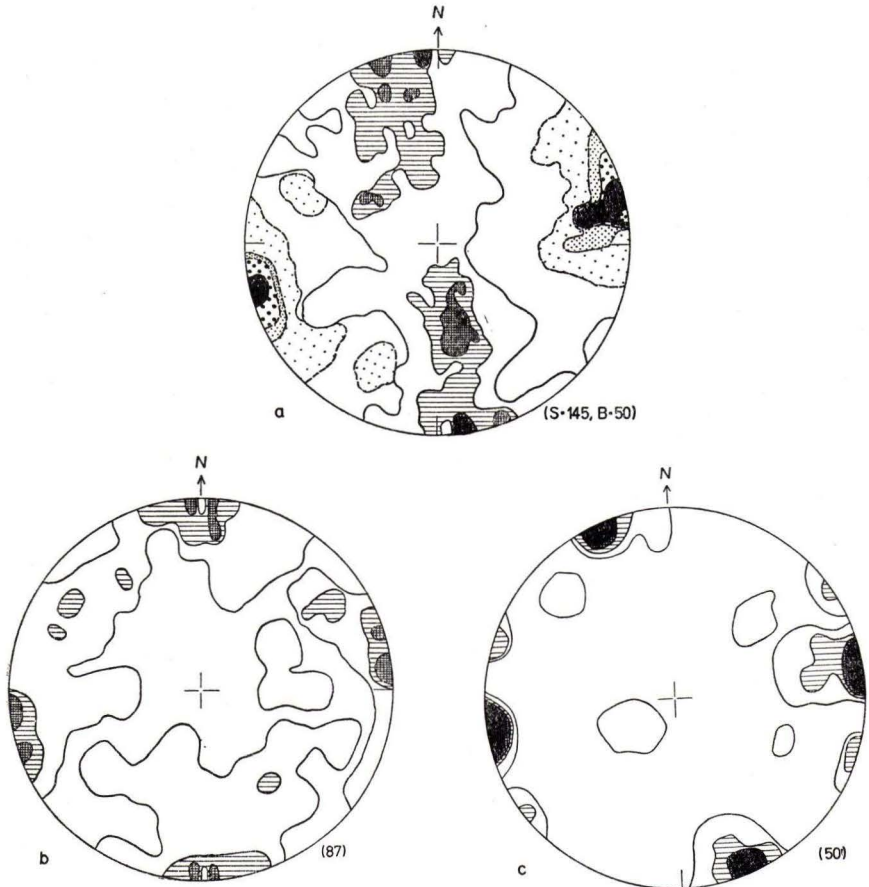


Abb. 3. Darstellung der makroskopisch-tektonischen Daten durch die Kugelprojektion des SCHMIDT'schen Netzes. (Die eingeklammerten Zahlen bedeuten die jeweilige Zahl der Messungen.)

a) Tektonisches Bild des Gebietes um den Roten Grund bei Wenighörsbach. 1–3–5–7% Gestrichelte Linien und Punktssignatur = Flächen mit den Durchstoßpunkten der *B*-Achsen.

Ausgezogene Linien und Linien-Signatur = Flächen mit den Durchstoßpunkten der *s*-Flächenpole.

b) Lage der Klüfte im Grundgebirge der Umgebung des Roten Grundes bei Wenighörsbach. 1–2,5–5%.

Flächen mit den Durchstoßpunkten der Klüftflächen-Pole.

c) Lage der Klüfte im „Quarzdiorit“ des Roten Grundes bei Wenighörsbach. 1–4–5–10%. Flächen mit den Durchstoßpunkten der Klüftflächen-Pole.

Betrachtet man den geologisch-tektonischen Rahmen, in welchem sich diese Gesteine befinden, so treten – wie schon oben erwähnt – als Nachbargesteine „Glimmerschiefer“ auf, in welche sehr häufig konkordant geringmächtige Gneislagen eingeschaltet sind. Diese Gneise haben keine Ähnlichkeit mit den „Granit“-Gesteinen, da in ihnen schon makroskopisch eine außerordentlich starke tektonische Überprägung in Gestalt eines Flächen- und oft auch Linear-Gefüges sichtbar ist. Dieses sind Erscheinungsformen, welche den von uns zu betrachtenden Gesteinen vollkommen

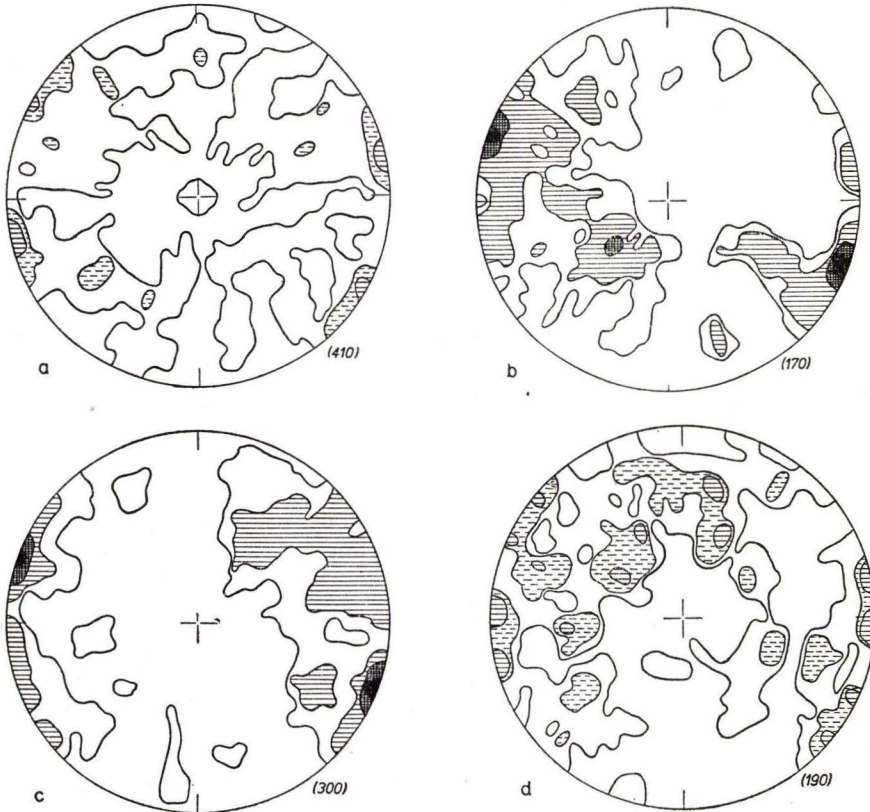


Abb. 4. Darstellung der mikroskopisch-tektonischen Daten durch die Kugelprojektion des SCHMIDT'schen Netzes.

Dargestellt sind die Flächen der Quarzachsen-Projektionen. (Die eingeklammerten Werte geben die Anzahl der eingemessenen Individuen an.)

Die Diagramme sind ohne Eintragung der Himmelsrichtungen abgebildet, da sie lediglich zu Vergleichen des Charakters der tektonischen Prägung herangezogen werden sollen.

- a) Lage der Quarzachsen im „Quarzdiorit“ des Roten Grundes bei Wenighörsbach. 1–2–3%.
- b) Lage der Quarzachsen im Zentralgneis südlich des Münchhofes, südöstlich von Wenighörsbach. 1–2,5–5–7%.
- c) Lage der Quarzachsen einer Gneiseinlagerung im Glimmerschiefer-Gebiet des Sternwaldes östlich von Wenighörsbach. 1–2,5–5–6%.
- d) Lage der Quarzachsen des „Quarzdiorites“ vom Grauen Stein bei Glattbach. 1–2–3%.

fehlen. Überhaupt läßt sich einerseits in den „Glimmerschiefern“ ein deutliches Linear beobachten, andererseits auch bei vielen der den „Glimmerschiefern“ eingelagerten Amphiboliten eine Einregelung der Hornblendenädelchen in Richtung dieses Linears nachweisen. Das aus den makroskopischen Geländedaten abzuleitende tektonische Bild wird recht deutlich in einer Kugeldiagramm-Darstellung (SCHMIDT'sches Netz) (Abb. 3a). Hier ist die Richtung des Linears in einer um die Ost-West-Richtung pendelnden Zone sehr gut sichtbar. Sie *s*-Flächen-Pole der „Glimmerschiefer“ liegen in einer Zone senkrecht dazu, die Pole der Kluftflächen dieser Gesteine weisen deutliche Maxima senkrecht und parallel zum linearen Element auf (Abb. 3b). Damit dürfte der Charakter des Linears als tektonische *B*-Achse hinlänglich bewiesen sein. In dieser deutlich geprägten Umgebung befindet sich nun das offenbar tektonisch nicht geprägte richtungslos-körnige Gestein. Die einzigen auftretenden Flächen sind Kluftsysteme, die im Aufschluß gut einmeßbar waren. Ein Vergleich dieses Kluftdiagrammes mit einem solchen aus den Nachbargesteinen läßt sofort die gute Übereinstimmung der Maxima der Kluftflächenpol-Lagen beider Gesteine erkennen (Abb. 3b + c). Um aber festzustellen, ob sich in diesem Akkord beider Diagramme eine tatsächlich genetische Verbindung versteckt, wurden Quarzachsen-Einmessungen mit dem Universaldrehtisch vorgenommen. Die Quarzachsen-Diagramme der „Granite“ (Abb. 4a) zeigen keine Charakterisierung auf bestimmte Richtungen, so daß man hier ganz zweifellos ein Gestein vor sich hat, welches von der in den „Glimmerschiefern“ nachweisbaren Hauptfaltungs-Tektonik unberührt geblieben ist. Ganz anders erscheinen dagegen die Diagramme von Gneisen der Umgebung (Abb. 4b + c). Hier erkennt man deutlich Zeugen einer Überprägung in Gestalt eines Polgürtels der Quarzachsen. Es stand damit außer Frage, daß der „Granit“ also jünger als die übrigen „Granitgneise“ des Spessarts sein muß, da er die tektonische Prägung seiner Umgebung nicht mehr aufweist.

Über diesen örtlichen Fundpunkt hinaus konnten aber bei Begehungen des Bereiches um Glattbach (nördl. von Aschaffenburg) am „Grauen Stein“ Gesteinsverhältnisse erkannt werden, welche schon auf den ersten Blick große Ähnlichkeit zu dem oben geschilderten Vorkommen besitzen. Dabei muß allerdings einschränkend gesagt werden, daß bereits makroskopisch an einigen Stellen eine gewisse Paralleltexur zu erkennen ist, deren Intensität aber in keiner Weise derjenigen in den begleitenden Gesteinen gleichkommt. Das Bild der Quarzachsen-Projektion bietet aber für die Interpretation keine ausreichenden Kriterien (Abb. 4d). Es muß allerdings auch erwähnt werden, daß die Quarze dieser Gesteine häufig undulöser auslöschten als diejenigen des Gesteines vom „Roten Grund“ bei Wenighösbach, was auf eine gewisse postkristalline Beanspruchung hinweist.

Beim Vergleich der Gemeinsamkeiten dieser Gesteinsvorkommen erhält die Beobachtung großes Gewicht, daß beide Komplexe in etwa streichender Fortsetzung zueinander liegen (Abb. 1). Sie befinden sich damit innerhalb jener Zone, in der wir bisher den höchsten Metamorphosegrad der „Glimmerschiefer“ beobachten konnten. Über die Zeugen der regionalen Metamorphose hinaus beobachten wir aber am „Grauen Stein“ noch Produkte einer Kontaktmetamorphose. Diese örtliche Metamorphose erzeugte unmittelbar am Kontakt des „Granites“ mit den „Glimmerschiefern“ Hornfelsbildungen.

Außerdem ist am „Grauen Stein“ gut aufgeschlossen und über 1 km hinweg bis nach Unter-Afferbach fortstreichend ein *Pegmatit* anzutreffen, der meist grobkörnig ist und eine Mächtigkeit von mehreren m besitzt. Dieser Pegmatit steht offenbar in den meisten Fällen in konkordantem Verband zum *s*-Gefüge des Nebengesteines; allerdings gibt es auch Stellen, an denen er das Nebengestein deutlich spitzwinklig schneidet, eine Tatsache, die übrigens auch schon in der älteren Literatur erwähnt ist. Damit zeigt sich, daß er jünger als die „Glimmerschiefer“ und auch jünger als die Falten tektonik ist. Auf der anderen Seite treten auch bei ihm Zeugen einer postkristallinen Beanspruchung in Form von Kluftflächen, z. T. mit Bewegungstendenz (Harnische) auf. – Eine Fortsetzung dieser Pegmatite dürfte das heute nicht mehr zugängliche, aber von verschiedenen älteren Autoren (vor allem H. THÜRACH 1893) erwähnte Vorkommen von „Dahlems Buckel“ (oder „Aftholder“) westlich von Damm sein, das ungefähr in der westlich streichenden Fortsetzung des Glattbach-Afferbacher Vorkommens liegt.

Nach diesen Beobachtungen scheint das Auftreten wenig oder gar nicht durch die Falten tektonik erfaßter körniger Gesteine im Bereich des mittleren Vorspessarts besonders an eine Zone gebunden zu sein, welche durch die Orte Damm–Glattbach–Afferbach–Wenighösbach bezeichnet wird. Die Kartierungsarbeiten haben bisher in der streichenden Fortsetzung nach Osten über Wenighösbach hinaus keine eindeutigen Anzeichen für ein weiteres Auftreten solcher Gesteine ergeben. Diese „Granite“ und „Pegmatite“ scheinen also tatsächlich nur zwischen (Damm)–Glattbach und Wenighösbach aufzutreten, und zwar in einer Zone steilen Einfallens der „Glimmerschiefer“-*s*-Flächen, nicht dagegen östlich von Wenighösbach bis zur Buntsandsteinbedeckung. Hier herrschen verbreitet flache Einfallswinkel der „Glimmerschiefer“-*s*-Flächen vor. Offenbar ergaben die steilstehenden *s*-Flächen eine bessere Wegsamkeit bei der Platznahme dieser Gesteine als die flacher liegenden. Daß aber auch im Bereich östlich von Wenighösbach mit der Möglichkeit des Auftretens ähnlicher „Granite“ im Untergrund gerechnet werden kann, deutet das Fortstreichen der Staurolithreichen Gneisglimmerschiefer und Paragneise nach Osten an. Das mikroskopische Bild solcher „Glimmerschiefer“ des gesamten Bereiches zeigt, daß der Staurolith ein sehr spätes Produkt der Metamorphose ist und sicher nachtektonisch gebildet wurde.

Die Gemeinsamkeiten der „Granit“-Gesteine von Wenighösbach und Glattbach werden noch unterstrichen durch den mikroskopischen Befund. Beide Gesteine bestehen im wesentlichen aus Plagioklas und Quarz. Dagegen treten Biotit, Muskowit, Kalifeldspat, Granat und opake Bestandteile (Erze) stark zurück. – Ein Mittel aus 6 planimetrischen Analysen (Integrationstisch nach DOLLAR) des Gesteines vom „Roten Grund“ bei Wenighösbach ergibt eine durchschnittliche (aufgerundete) Zusammensetzung in der folgenden Weise: Quarz...42%, Plagioklas...50%, Kalifeldspat...1,1%, Myrmekit...0,3%, Biotit...4%, Muskowit...1,4%, Granat... (bis 3% möglich, oft gar nicht), Opakmaterial...0,6%. – Die Gesteine vom „Grauen Stein“ bei Glattbach schwanken in ihren Werten etwas, was z. T. auf die bei planimetrischen Untersuchungen ja stark störenden verschiedenen Korngrößenverteilungen in den einzelnen Schlifften zurückgeführt werden kann. Eine Durchschnittsberechnung aus 2 Proben ergab: Quarz...46,5%, Plagioklas...44,5%, Kalifeldspat...1,7%, Myrmekit...0,2%, Biotit...2,6%, Muskowit...3,5%, Granat...keiner, Opakmate-

rial...1%. Allerdings kann hier, wie ein weiterer Schriff (aus grobkörnigerem Material) zeigte, der Quarzgehalt stärker zu- und der Plagioklasgehalt entsprechend abnehmen.

Bei allen Analysen liegen die An-Werte der Plagioklasse etwa bei 12–15%. – Die Werte für Muskowit enthalten nur den Gesteins-Muskowit, nicht denjenigen aus den „Plagioklas-Füllungen“. – Der Granat ist zumeist korrodiert.

Ganz allgemein kann festgestellt werden, daß zwischen den Gesteinen beider Fundpunkte gute Übereinstimmungen bestehen, wobei allerdings bei den Gesteinen des „Grauen Steines“ bei Glattbach eine geringe Verschiebung in Richtung zunehmenden Quarz- und abnehmenden Plagioklasgehaltes nicht übersehen werden darf.

Der eigenartige Chemismus unserer Gesteine bereitet zunächst bei der nomenklatorischen Einordnung einige Schwierigkeiten. Es handelt sich hier jedoch um keinen normalen Granit, sondern vielmehr um ein Gestein, welches sich eher in Richtung eines Quarzdiorites entwickelt. Allerdings erscheint für diesen der Quarzgehalt viel zu hoch; außerdem fehlen die dort typischen Hornblenden vollständig. Dagegen wurden durch V. M. GOLDSCHMIDT (1916, 1922) ähnlich zusammengesetzte Gesteine aus dem skandinavischen Hochgebirge als „Trondhjemite“ bezeichnet, wobei allerdings bei diesen der Quarzgehalt geringer ist als bei unseren Gesteinen. Daß aber auch quarzreichere Glieder auftreten können, zeigt eine Analyse eines solchen Gesteines aus Westindien (nach E. TRÖGER, 1935) in der nachfolgenden Tabelle.

	Quarz	Plag.	K-Fsp.	Myrm.	Biot.	Musk.	Augit	Erz + Apatit	Summe
1.	25,00	68,00	(7,00)	n. a.	6,00	2,00	0,3	0,2	101,5
2.	35,00	56,00	n. a.	n. a.	8,00	n. a.	n. a.	1,00	100,0

Analyse 1 = Durchschnittsberechnung aus 3 Trondhjemit-Analysen nach V. M. GOLDSCHMIDT (1916, 1922), Analyse 2 = Quarzreicher Trondhjemit aus Westindien (E. TRÖGER, 1935). – Die Zusammensetzung der Plagioklasse liegt in der Analyse 1 bei  $An_{27}$  bis  $An_{16}$ , in Analyse 2 bei  $Ab_{70}$   $An_{20}$   $Or_{10}$ . – Die eingeklammerten Werte beim Kalifeldspat bedeuten, daß es sich hier nicht um freien Kalifeldspat, sondern um isomorphe Beimengungen in sauren Plagioklasen handelt. Der eingeklammerte Wert ist also schon in den Plagioklasangaben mit enthalten. – „n. a.“ deutet an, daß diese Komponente in den Originalanalysen nicht ausgeschieden worden ist.

Wenn man also diese Gesteine nomenklatorisch erfassen wollte, so müßten sie als „sehr quarzreiche Trondhjemite“ bezeichnet werden. Es ergibt sich aber dabei die Schwierigkeit, daß mit einer solchen Bezeichnung eine genetische Aussage bereits verbunden wäre, was keinesfalls beabsichtigt ist. Wenn auch die Erscheinungsformen (Scholleneinschlüsse, Kontakterscheinungen) denen magmatischer Gesteine gleichen, so kann keineswegs ausgeschlossen werden, daß es sich hier auch um migmatitische bzw. exsudative Produkte gehandelt haben kann. Für eine Deutung in letzterem Sinne könnte das gelegentliche Auftreten korrodierter Granate oder auch Staurolithe sprechen. Ob man bei einer Deutung dieser Art auch für trondhjemitische Gesteine anderer Gebiete eine korrele Genese vermuten kann, läßt sich im Augenblick noch nicht übersehen.

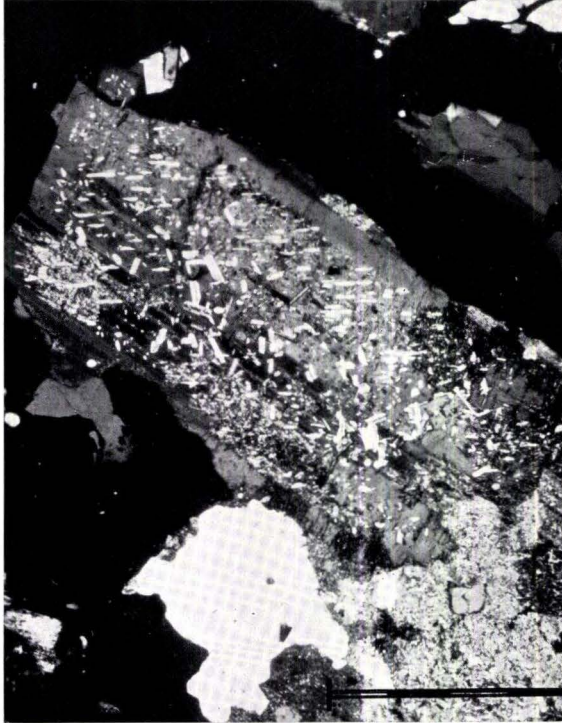


Abb. 5. Gefüllter Plagioklas aus dem „Quarzdiorit“ des Roten Grundes bei Wenighösbach. + Nikols. - Maßstab = 1 mm.



Eine der auffallendsten gemeinsamen Erscheinungen dieser Quarz-Plagioklas-Felse des Spessarts sind die „gefüllten Plagioklase“, welche sowohl in den Gesteinen des „Grauen Steines“ als auch in denen des „Roten Grundes“ auftreten (Abb. 5).

Man beobachtet nämlich u. d. M. in den reichlich vorhandenen Plagioklasen kleine Muskowitblättchen, die sich mit glatten scharfen Begrenzungen vom klar erscheinenden Wirtmineral abheben. Spaltrisse sind in diesen Glimmern immer gut zu erkennen. Die Größe der Blättchen schwankt zwischen 0,02 mm und 0,32 mm. Am häufigsten treten sie mit den Größen um 0,10 mm auf. Sämtliche Plagioklase sind gefüllt, aber die Füllmenge ist in den verschiedenen Individuen des gleichen Dünnschliffes durchaus schwankend. Die Längsrichtungen vor allem kleiner und mittlerer Muskowitblättchen bevorzugen wohldefinierte Richtungen des Plagioklaswirtes, z. B. Einregelung in Richtung der Albit-Zwillingsnaht oder parallel zu Spaltrissen. Diese immer wiederkehrende Beobachtung deutet an, daß es sich hier weder um eine regellose Durchschwärmung, noch um die Einschließung eines ehemals vorhandenen Gesteinsgefüges durch die Plagioklase handeln kann, sondern um eine sekundäre Erscheinung, welche bestimmte Richtungen im Wirt für ihr Wachstum benutzt hat. Es gibt neben diesen gut eingeregelten auch anscheinend unregelmäßige Individuen. Undeutlich werden vor allem diese Beziehungen, wenn die Einschlußglimmer besonders groß sind. Beim Betrachten der Schlicke wird deutlich, daß es sich hier um ein parasitäres Wachstum auf Kosten des Wirtes handelt, das sich in extremen Fällen bis zur Bildung regelrechter Muskowit-Akkumulationen steigern kann.

Bei den Gesteinen des „Grauen Steines“ treten Füllungen nicht nur in den Plagioklasen der Quarz-Plagioklas-Felse, sondern auch in Plagioklasblasten innerhalb der Hornfelskontakte auf. Dagegen zeigen die Feldspäte in den benachbarten Pegmatiten des „Grauen Steines“ keinerlei Muskowitfüllung, sondern nur eine, auch sonst im Spessart häufige Durchwachsung mit Serizitfz.

Zur näheren Charakterisierung der Erscheinung sei noch erwähnt, daß sich solche gefüllten Plagioklase trotz der Durchsicht einer größeren Zahl von Dünnschliffen der Spessart-Gesteine sonst in keinem Teil des Kristallinen Spessarts auffinden ließen. Außerdem erfassen sie nur die Plagioklase, jedoch nicht die Kalifeldspäte. Insgesamt entspricht das Erscheinungsbild durchaus dem von verschiedenen Autoren (H. P. CORNELIUS, E. CHRISTA, F. ANGEL, F. HERITSCH, E. WEINSCHENK, F. KÖBL, P. ANDRETTA u. a.) vor allem aus den Zentralteilen der Alpen beschriebenen. In diesem Zusammenhang erscheint es interessant, daß auch V. M. GOLDSCHMIDT (1916) das Auftreten von Plagioklasen mit kleinen scharf begrenzten Muskowiten und Klinkoisiten als Füllung in norwegischen Trondhjemiten erwähnt.

Außer den bisher besprochenen Quarz-Plagioklas-Felsen etwa trondhjemitischer Zusammensetzung findet sich – wie oben schon erwähnt – zwischen den Orten Glattbach und Unterafferbach, vor allem gut aufgeschlossen am „Grauen Stein“, ein Zug grobkörniger *Pegmatite*. Von früheren Bearbeitern ist er als Mikroklin-reicher Pegmatit bezeichnet worden, und in der Tat ist neben dem Quarz auch Mikroklin, jedoch auch reichlich Mikroperthit und mancherorts auch in bedeutender Menge Albit zu erkennen. In geringen Mengen treten außerdem Oligoklase auf. Bei den vorhandenen Glimmern liegt das Schwergewicht bei Muskowit. – Vielfach sind Quarz-Feldspat-Verwachsungen in Form von Schriftgranit vorhanden. Andererseits erkennt man deutlich eine Kataklaste nach der Feldspat-Hauptkristallisation, deren Fugen dann wieder durch jüngeren Quarz verheilt sind. Eine solche Überdauerung der Feldspat-kristallisation durch wesentliche Teile des Quarzes entspricht durchaus Bildern, wie sie auch sonst bei Granit-Pegmatiten erscheinen (vgl. O. ERDMANNSDÖRFFER 1943).

Dieses Gestein findet auch in der Arbeit von S. MATTHES (1954) Erwähnung, wobei dort ebenfalls die große Ähnlichkeit zu Granitpegmatiten erwähnt wird.

Insgesamt ist also zu sagen, daß die erwähnten Pegmatite von Glattbach-Unterafferbach nach allen Erscheinungsformen kaum anders zu deuten sind als echte Abkömmlinge von Graniten oder Granodioriten im Untergrund. Auch die außerordentliche Grobkörnigkeit weist auf ein solches mit flüchtigen Bestandteilen stark beladenes Restschmelzenprodukt hin. So berichtet H. BÜCKING (1892) aus damaligen Aufschlüssen von fußgroßen Feldspatindividuen und ebenso großen Muskowittafeln.

Versucht man das vorgelegte Beobachtungsmaterial in *geologisch-genetischer* Sicht zu erfassen, so ergibt sich etwa folgendes Bild. Das gesamte Gebiet des Kristallinen Spessarts wird erfaßt von einer durch verschiedene Mineralneubildungen gekennzeichneten (regionalen) Metamorphose. Innerhalb dieses Bereiches treten in bestimmten Gebieten Quarz-Plagioklas-Felse (= Trondhjemite) und sehr grobkörnige Pegmatite auf, welche z. T. die Gesteine ihrer Umgebung diskordant schneiden und gelegentlich Kontaktgesteine erzeugen. Wichtig erscheint die Tatsache, daß sich diese Gesteine innerhalb der Zone erhöhter Metamorphose befinden. Hiermit deutet sich an, daß die Quarz-Plagioklas-Felse zwar nicht die unmittelbare Ursache, aber wohl ebenfalls Begleiterscheinungen der regionalen Metamorphose darstellten. Sie stammen vermutlich beide aus ein und demselben Tiefenvorgang. Zeitlich dürften nach den geologischen Befunden die Platznahme dieser Gesteine und die Regionalmetamorphose kaum weit auseinander gelegen haben. Sie haben jedenfalls beide spätest- bis post-tektonisches Alter.

Bezüglich der Veränderung des Grades der Metamorphose wurde schon zu Anfang ausgeführt, daß ganz grob betrachtet eine Zunahme des Metamorphosegrades von den Quarzitgebieten im Norden des „Glimmerschiefer“-Bereiches bis in den Raum Aschaffenburg-Eichenberg, also von Norden nach Süden zu erkennen ist. Es darf aber nicht unerwähnt bleiben, daß innerhalb des Staurolith-Schiefer-Gebietes auch abweichende Metamorphosegrade auftreten können. So befindet sich z. B. ein Gebiet örtlich erhöhter Metamorphose östlich von Hörstein, also im NW-Teil des Gebietes. Auch treten örtliche Zonen retrograder Metamorphose (Diaphthorese) gelegentlich auf. Beide Vorgänge scheinen verschiedene Ursachen zu besitzen, was eine im Augenblick laufende Untersuchung noch besonders zu erweisen haben wird. – Es darf aber als sicher festgehalten werden, daß die Entstehung der Regionalmetamorphose des Spessarts nicht mit dem Aufdringen der Primärprodukte der heute sichtbaren Orthogneis-Komplexe (Gneise der Zentralzone, Gneisband Glattbach-Sommerkahl, Schöllkrippener Gneis) in Beziehung gebracht werden darf, sondern auf einen jüngeren Vorgang zurückgeht, der spätest- bis post-tektonisch sowohl regional verfolgbare Mineralneubildungen, als auch Gesteine wie die Quarz-Plagioklas-Felse und endlich auch die Pegmatite hervorgebracht hat. Hierbei deutet grade das Auftreten der ausgedehnten Pegmatite („Grauer Stein“ etc.) am ehesten auf magmatische Tiefenvorgänge hin.

In diesem Zusammenhang erscheint es von Interesse, daß die Plagioklase der Quarz-Plagioklas-Felse sämtlich „gefüllt“ sind. Da diese Gesteine nur eine sehr schmale Zone im Kristallin des Spessarts einnehmen, stellt die von H. P. CORNELIUS (1935, 1937) in den Zentralalpen erarbeitete Bildungstheorie für solche „Füllungen“ keine befriedigende Lösung dar. CORNELIUS nahm nämlich an, daß in den Alpen Gesteinskomplexe durch solche Erscheinungen erfaßt werden, die aus Zonen höherer

in solche niedrigerer Metamorphose versetzt werden, d. h. also, eine Diaphthorese erleiden. Dagegen erscheint für unser Gebiet die Mitwirkung pneumatolytisch-hydrothermalen Phasen bei der Bildung der Plagioklasfüllungen viel wahrscheinlicher, zumal, da auch aus anderen Grundgebirgskomplexen Hinweise für eine solche Bildung gegeben sind (O. H. ERDMANNSDÖRFFER 1945). Vor allem liegen hier Parallelen bei den späten Phasen innerhalb der Bildung granitischer Körper (vgl. O. H. ERDMANNSDÖRFFER 1943, F. CHAYES 1950, H. PILLER 1951).

Wir werden also im Spessart damit zu rechnen haben, daß im Untergrund einer oder mehrere etwa granodioritisch zusammengesetzte Tiefenkörper vorhanden sind, deren unmittelbare Zeugen, wie die Pegmatite, in den Zonen erhöhter Metamorphose des Vorspessarts auftreten. Damit könnte sich ein Zusammenhang zwischen dem magmatischen Geschehen der Tiefe und der Regionalmetamorphose andeuten. Solche Schlußfolgerungen führen uns zwanglos zu den von E. BEDERKE (zuletzt 1953) nach Untersuchungen in anderen Gebieten (Alpen und Altvatergebirge) entwickelten überzeugenden Gedankengängen, daß als Wärmespender für die Regionalmetamorphose magmatische Tiefenkörper etwa granitischer Zusammensetzung angenommen werden müssen.

Über die genetischen Betrachtungen hinaus führt uns der Vergleich von Faltung und Metamorphose schließlich zur Frage des Alters beider Vorgänge. Während die Gneise und „Glimmerschiefer“ offenbar mindestens die letzte entscheidende Überprägung (Hauptfaltung) gemeinsam mitgemacht haben, sind die Quarz-Plagioklas-Felse und Pegmatite von diesem tektonischen Akt fast vollkommen unbeeinflusst geblieben<sup>2)</sup>. Damit ist also eine Trennung der beiden Vorgänge möglich. – Mit gutem Recht kann – vor allem bei Heranziehung großregionaler Beobachtungen – für die Falten tektonik ein *varistisches Alter* angenommen werden, ohne daß an dieser Stelle eine zeitliche Lokalisierung innerhalb dieser Ära vorgenommen werden soll. Diese grobe Alterangabe gilt dann auch für die Regionalmetamorphose sowie für die Platznahme der Quarz-Plagioklas-Felse und Pegmatite.

Untersuchungen, die allerdings im Augenblick noch nicht zum Abschluß gebracht sind, zeigten, daß auch innerhalb der Falten tektonik Elemente differenter Prägung unterscheidbar sind. Daher nimmt es nicht wunder, daß die Hauptdifferenz zwischen S. MATTHES (1954) und unserer Auffassung sich in diesem Bereich findet, da S. MATTHES mit einfachen Zeitverhältnissen, wie sie auch von L. KORN (1933) vertreten worden waren, rechnet. S. MATTHES führt alle Erscheinungen, nämlich sowohl die Falten tektonik als auch die von ihm ebenfalls beobachtete progressive und regressive Metamorphose auf ein einziges tektonisches Großgeschehen zurück. Einschränkend ist allerdings gesagt, daß die langandauernde thermische Spende die episodische Falten tektonik überdauert habe, daß aber im großen gesehen von einer gleichzeitigen Bildung gesprochen werden könne. Außerdem wird von ihm festgestellt, daß in bezug

<sup>2)</sup> Es sei hier noch zur Unterstreichung der Analogieverhältnisse erwähnt, daß die von V. M. GOLDSCHMIDT (1916, 1922) beschriebenen Trondhjemite Norwegens jünger sind als die ersten kräftigen Stadien der dortigen kaledonischen Gebirgsbildung. Im Gegensatz zu unseren Gesteinen zeigen jedoch die dortigen noch eine deutliche postkristalline Deformation.

auf den in dieser Zone typischen Übergangsteil Staurolith noch eine postkristalline Deformation beobachtbar sei.

Von einer Einphasigkeit der Tektonik kann – wie oben schon erwähnt – nach unseren Beobachtungen keine Rede sein. Es gibt zweifellos noch jüngere Tektonik als die (in bezug auf den Staurolith) kräftige präkristalline Deformation (Hauptfaltung). Darauf weisen mit aller Deutlichkeit schon die Ergebnisse G. GABERT'S (1957) aus dem nördlichen Teil des Vorspessarts hin. Auf der anderen Seite lassen kurz vor dem Abschluß stehende eigene Untersuchungen erkennen, daß mit Sicherheit auch im mittleren Teil des Vorspessarts Querfaltungen zu den NE-streichenden Faltelementen existieren. Gelegentlich auftretendes *B*-achiales Linear in SE-Richtung läßt diesen Charakter ebenso erkennen, wie das deutlich meßbare Auf- und Absteigen der NE streichenden *B*-Achsen. Auch noch weitere, hier nicht näher zu behandelnde Erscheinungen lassen eine Mehrphasigkeit der varistischen Tektonik in diesem Raum als gegeben betrachten.

Bei einem Teil seiner Überlegungen stützt sich S. MATTHES (1954) auf die gefügekundlich-tektonische Arbeit von L. KORN (1933), welche jedoch nach unseren Erfahrungen *keinesfalls* als für alle Erscheinungsformen kompetent angesehen werden kann (vgl. auch O. BRAITSCHE 1957b). Die zu erwartenden Ergebnisse unserer augenblicklich im Gange befindlichen Arbeiten werden z. B. auch zu zeigen haben, ob die Entstehung der von S. MATTHES als diaphthoritisch-phyllonitische Serie bezeichneten Zone südlich des Quarzitkomplexes nicht einer besonderen Prägung infolge einer Bewegung der Quarzitserie in Richtung auf die Glimmerschiefer im Süden entspricht. Jedenfalls ist die von ihm geforderte Gleichzeitigkeit von regressiver Metamorphose im Norden und progressiver Metamorphose im Süden („Grauer Stein“ usw.) eine Feststellung, welche erst noch durch tektonisch-stratigraphische Beweise erhärtet werden müßte.

Auch das Altersverhältnis der *Orthogneise* zu den oben erwähnten Quarz-Plagioklas-Felsen und Pegmatiten läßt sich aus der Beziehung zur Faltektekonik ablesen. Auf diese Weise ergibt sich dann eine jüngere und eine ältere Gruppe von granitähnlichen Gesteinen, welche allerdings mit der Gliederung G. KLEMM'S (1895) nach „Jüngerem“ und „Älterem Granit“ nicht identisch ist. Beide Serien G. KLEMM'S befinden sich in der von uns als älter bezeichneten Gruppe. (Eine Bearbeitung dieser Gneise ist z. Z. noch im Gange.) Diese „Granite“ G. KLEMM'S aus dem großen zentralen Gneiskomplex sind also älter als die von uns als Quarz-Plagioklas-Felse trondhjemitischer Zusammensetzung beschriebenen Gesteine, denn sie sind im Gegensatz zu letzteren ausgesprochene Tektonite. Damit sind sie wohl als prävaristisch anzusprechen. Infolgedessen müssen auch Kombinationen in Fortfall kommen, die an den Begriff des „Jüngeren Granites“ (nach KLEMM) durch R. MOSEBACH (1935) geknüpft worden sind. R. MOSEBACH leitete nämlich damals einen Teil der im Spessart aufsetzenden Schwespatvorkommen von einer späten Phase des pneumatolytisch-hydrothermalen Stadiums dieses „Jüngeren Granites“ ab. Dagegen ließ sich jedoch feststellen, daß die Schwespatvorkommen des Spessarts viel geringeren, nämlich anscheinend tertiären Alters sein müssen. Sie können also weder mit dem Erscheinen des prävaristischen „Jüngeren Granites“ noch mit den, auch die Pegmatite liefernden Tiefenkörpern in Verbindung gebracht werden (vgl. H. MURAWSKI 1954).

### Zusammenfassung

Die Orthogneise des Vorspessarts müssen auf Grund ihrer tektonischen Daten und ihrer Gefügeregelung als Tektonite betrachtet werden. Daher ist die „Granit“-Definition G. KLEMMs als für das heutige Bild dieser Gesteine unzutreffend abzulehnen. Ihre Bezeichnung als „(Ortho)-Gneise“ besteht vollkommen zu Recht.

Dagegen werden aus dem zentralen Teil des Vorspessarts Gesteine bekannt gemacht, die nach ihrer Zusammensetzung als Quarz-Plagioklas-Felse bei einer großen chemischen Ähnlichkeit mit Trondhjemiten bezeichnet werden können und nur eine äußerst geringe oder gar keine faltungstektonische Überprägung zeigen.

Das Auftreten von „gefüllten Plagioklasen“ in diesen Gesteinen wird näher beschrieben und ihre Genese aus spätmagmatischen Erscheinungen als wahrscheinlich betrachtet.

Die Regionalmetamorphose des Vorspessarts und die Bildung der Quarz-Plagioklas-Felse werden als etwa gleichalt erkannt, wobei beide als Produkte aus einem übergeordneten magmatischen Vorgang in der Tiefe zu betrachten sind. Die Quarz-Plagioklas-Felse haben darüber hinaus ihrerseits Kontaktwirkungen auf ihre Nebengesteine ausgeübt. Etwa gleiches Alter mit diesen Vorgängen dürfte das Aufdringen der ausgedehnten unmittelbar aus einem etwa granitischen Tiefenkörper ableitbaren Pegmatite im Bereich Damm-Gratbach-Unterafferbach besitzen.

Die Regionalmetamorphose und ihre soeben erwähnten Begleiter können der varistischen Ära zugerechnet werden, während die eigentlichen Orthogneise als älter angesehen werden müssen. Dabei ist die Feststellung wichtig, daß die Regionalmetamorphose *jünger* als die Hauptfaltentektonik ist.

### Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E.: Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. – Geol. Rdsch., **41**, S. 33, Stuttgart 1953.
- BRAITSCH, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine im südlichen Spessart und ihre geologisch-tektonische Geschichte. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, Wiesbaden 1957.
- Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Spessart. – Ebenda.
- BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. – Abh. Kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, Bln. 1892.
- CHAYES, F.: On a distinction between late-magmatic and postmagmatic replacement reactions. – Am. Journ. Science, **248**, S. 22, New Haven 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. – Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., **15**, S. 4, Zürich 1935.
- Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspäte. – Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., **17**, S. 80, Zürich 1937.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XIII. Über Granitstrukturen. – Sber. Heidelbg., Akad. Wiss., Math.-natw. Kl., **1942**, 2. Abh., Heidelbg. 1943.
- Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. – Chemie d. Erde, **15**, S. 283–295, Jena 1945.
- GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **18**, Wiesbaden 1957.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen

- Stavanger und Trondhjem. – Vidensk. Skrift. I, math.-natw. Kl., **1916**, Nr. 2, Kristiania 1916.
- Stammestypen der Eruptivgesteine. – Vidensk. Skrift. I, math.-natw. Kl., **1922**, Nr. 10, Kristiania 1922.
- KLEMM, G.: Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart. – Abh. großherzogl. hess. geol. L.-A. **2**, S. 165, Darmstadt 1895.
- KORN, L.: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. – Tschermacks Min. u. Petr. Mitt. **43**, Heft 1/2, Leipzig 1932.
- MATTHES, S.: Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. – Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., **8**, S. 1–86, Wiesbaden 1954.
- MOSEBACH, R.: Über die Entstehung der Barytgänge im Jüngeren Granit des Spessarts bei Aschaffenburg. – Senckenbergiana, **17**, S. 218, Frankfurt am Main 1935.
- MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. – N. Jb. Geol. u. Palaeontol., Mh., **1954**, S. 145, Stuttgart 1954.
- PILLER, H.: Über Verwitterungsbildungen des Brockengranites nördlich St. Andreasberg. – Heidelbg. Beitr. Min. Petr., **2**, S. 498, 1951.
- PLESSMANN, W.: Zur Baugeschichte des nordwestlichen kristallinen Spessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, Wiesbaden 1957.
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. – Geognost. Jahreshfte, **5**, S. 1, Cassel 1893.
- TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – Berlin 1935.

Dieser Arbeit liegen geologische Kartierungsarbeiten und Geländeaufnahmen zugrunde, welche erst durch einen größeren geldlichen Zuschuß aus Mitteln der „Deutschen Forschungsgemeinschaft“ ermöglicht worden sind. Für diese bereitwillige Unterstützung der Arbeiten sei der „Deutschen Forschungsgemeinschaft“ an dieser Stelle auf das herzlichste gedankt.

Manuskript eingegangen am 16. 7. 1956.

## Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessarts

Von

WERNER PLESSMANN, Göttingen

Mit 11 Abbildungen

A. Die Kartierung .....	149
B. Die Petrographie .....	150
C. Allgemeine Tektonik .....	152
D. Die spezielle Tektonik .....	154
1. des Arbeitsgebietes .....	154
2. der östlich anschließenden Quarzitiserie .....	155
3. der Nördlichen Gneiszone .....	157
4. des benachbarten Paläozoikums .....	161
E. Deutungsversuch der Baugeschichte .....	161
F. Zusammenfassung .....	165

Im Anschluß an verschiedene Untersuchungen, die von Angehörigen des Geologischen Institutes Göttingen in großen Teilen des kristallinen Spessarts durchgeführt worden sind, wurde das bisher noch nicht neubearbeitete nordwestliche Gebiet ungefähr zwischen Hörstein, Alzenau, Brücken und Rückersbach neu kartiert und gleichzeitig die tektonische Aufnahme durchgeführt. Der untersuchte Bereich umfaßt Teile der Nördlichen Gneiszone, der Quarzit- sowie der Staurolith-Glimmerschiefer-Serie. Die Anregung zu dieser Arbeit gab Prof. E. BEDERKE. Hierfür sowie für viele entscheidende Hinweise und Diskussionen möchte ich mich herzlich bedanken.

### A. Die Kartierung

ergab nur wenige Unterschiede gegenüber der alten Karte von H. THÜRACH (1893). Mehrere Amphibolit- bzw. Hornblende führende Züge in den liegenden Partien der Quarzitiserie wurden neu erfaßt. Sie sind ungefähr in dem gleichen Horizont eingeschaltet wie die 20 bis 25 km weiter in streichender Erstreckung nach NE liegenden Amphibolite um Huckelheim (G. GABERT 1957).

Infolge der oft sehr schlechten Aufschlußverhältnisse war es nicht immer möglich, in der Quarzitiserie Glimmerschiefer und Quarzite scharf zu trennen. Der Quarzgehalt in den Glimmerschiefern schwankt sehr stark. Alle Übergänge von reinen Glimmerschiefern zu quarzreichen Glimmerschiefern sowie von glimmerreichen Quarziten zu reinen Quarziten sind sowohl im Streichen als auch senkrecht dazu zu beobachten. Der Wechsel der Gesteinszusammensetzung im Streichen dürfte primären, faziellen Ursprungs sein.

In der Karte wurden im südlichen Bereich Glimmerschiefer und Quarzite getrennt, im nördlichen Bereich war dies nicht gut möglich. Die Grenze zwischen der Nördlichen Gneiszone und der Quarzitisserie ist leider nirgends unmittelbar aufgeschlossen (Abb. 1).

## B. Die Petrographie

S. MATTHES (1954) untersuchte die Gesteine südlich des ersten Quarzitzuges und bezeichnete sie als Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneise. Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas ( $An_{20-32}$ ), Biotit und Muskovit, Übergemengteile Staurolith, Granat, Turmalin und Chlorit, Nebengemengteile Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetit, Ilmenit, Hämatit und Limonit. Der Mengenanteil besonders der Haupt- und Übergemengteile an der Zusammensetzung der Gesteine schwankt in verschiedenen Bereichen stark.

Synkinematisch ist manchmal die Granatbildung (Internrotation und verlegtes *si*), postkinematisch die Staurolithbildung als Abschluß der Mineralblastese. Spätere Deformationen haben nur eine lokale Bedeutung; eine geringe Umwandlung der Feldspäte, Biotite, Staurolithe und Granate in Chlorit bzw. Serizit läßt sich stellenweise nachweisen.

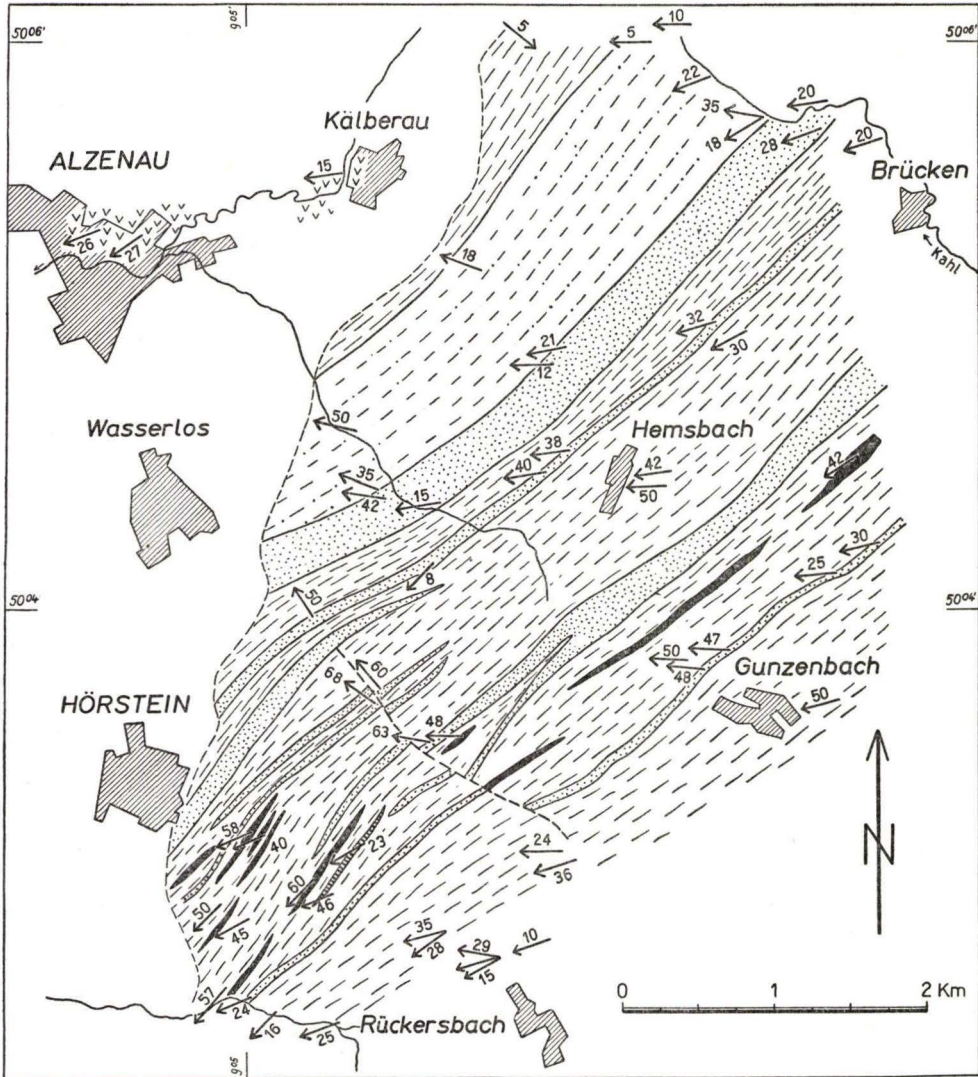
Die Gesteine zwischen dem ersten und zweiten Quarzitzug bezeichnete S. MATTHES als „diaphthoritisch-phyllonitisch veränderte Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneise“. Sie sind vorwiegend schiefbrig ausgebildet. Der Mineralinhalt ist der gleiche wie in den Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneisen (weniger dunkle Gemengteile). Eine schwache Diaphthorese läßt sich nachweisen. Der Staurolith wurde stellenweise in Serizit bzw. Chlorit umgewandelt, ebenso der Plagioklas, Granat und Biotit. Eine geringe postkristalline Deformation überdauerte hier die Bildung aller Gemengteile, die Diaphthorese schuf aber noch kein epizonales Gleichgewicht.

Schliffe aus den im Norden folgenden Glimmerschiefern zeigen eine langsam zunehmende Diaphthorese. Staurolith, Plagioklas und Biotit sind nicht mehr vorhanden. Wahrscheinlich waren die *p-t*-Bedingungen hier nie so hoch, daß es zur Staurolithbildung kam. Die Gemengteile hart südlich der Nördlichen Gneiszone sind nur noch Quarz und Muskovit, dazu kommen vereinzelt kleine Turmaline. Serizithaufen mit einem  $\varnothing$  von  $\sim 1$  mm – häufig von Limonitflecken und opaker Erzsubstanz umgeben – sind wohl Pseudomorphosen nach Granat, da in einem Falle noch ein winziges Granatrelikt gefunden wurde.

Quarz und Muskovit lassen klar eine starke postkristalline Deformation erkennen, die gleich südlich der Nördlichen Gneiszone besonders intensiv wirkte und zu regelrechten Knitterungen der Glimmersträhnen führte. Der wahrscheinliche ursprüngliche Mineralbestand mit Quarz, Muskovit, Biotit und Granat war typisch für die obere Mesozone. Die Diaphthorese schuf in den Nordteilen der Quarzit-Glimmerschieferserie mit Quarz und Muskovit ein epizonales Gleichgewicht und führte zur Bildung von phyllonitischen *S*-Tektoniten.

Der Mineralbestand der Nördlichen Gneiszone mit Plagioklas ( $An_{30-35}$ ), Mikroklin, Hornblende, Biotit, und Granat (O. KRUMME 1940) bringt gegenüber der Quarzit-Glimmerschieferserie einen scharfen Metamorphosehiatus zum Ausdruck. Serizitisierungen und Chloritisierungen spielen in der Nördlichen Gneisserie nur eine untergeordnete Rolle.





ZEICHENERKLÄRUNG







- |   |   |   |   |
|---|---|---|---|
|  | NÖRDLICHE GNEISZONE,<br>AMPHIBOLITE U. GNEISE |  | AMPHIBOLIT<br>(PARA) AUGENGNEISE                                      |
|  | QUARZIT U. GLIMMERSCHIEFER<br>IM WECHSEL      |  | VORW. GLIMMERSCHIEFER<br>IM S. STAUROL. U. PLAG. FÜHREND              |
|  | QUARZIT, MUSKOWIT FÜHREND                     |  | B ALS LINEARE U. FALTENACHSE<br>MIT EINFALLSWERTEN IN HORIZONTALPROJ. |

Abb. 1. Übersichtskarte des Nordwest-Teils des Kristallinen Spessarts.

S. MATTHES (1954, S. 75) nimmt an, „daß der mesozonale Vergneisungsvorgang“ im Süden „und seine phyllonitisch-diaphthoritische Weiterbildung im nördlichen Teilgebiet ein und demselben Dislokationszyklus zuzuordnen sind“. „Die einformenden Dislokationen . . . treffen den Gesteinsinhalt des nördlichen Streifens nur zuerst unter mesozonalen, später unter epizonalen Bedingungen“.

Schon aus mineralogischen Erwägungen läßt sich mit einer Bewegungsphase zum mindesten im nördlichen Spessart nicht alles klären. Auch wenn die mesozonale Metamorphose und die anschließende Diaphthorose mehr oder weniger einzeitig sein sollten, kann die Nördliche Gneiszone damals nicht in der heutigen Position gelegen haben. Das beweist der scharfe Schnitt: epizonale – tief mesozonale Mineralfazies und die ungemein heftige postkristalline Deformation an der Grenze. Die Nördliche Gneiszone muß syn- oder postdiaphthoritisch aus einem tieferen Stockwerk auf die Quarzitzerie aufgeschoben sein. Da der Mineralbestand in den Nördlichen Gneisen wenig gestört ist, kann diese Serie nicht durch viele Gleithorizonte in feine Lamellen bis in den Kornbereich zerlegt worden sein, vielmehr wird die Aufschiebung mehr oder weniger „en bloc“ vor sich gegangen sein.

### C. Allgemeine Tektonik

Das Streichen und Einfallen der Gesteinszüge bleibt ziemlich konstant. Die Durchschnittswerte liegen bei 25-50°/45-65° NW. Größere Abweichungen sind selten.

Überall sieht man als hervorstechendes Merkmal ausgezeichnete Lineare auf den *s*-Flächen. Es läßt sich makro- und mikroskopisch beobachten, daß das vorherrschende *s* der ehemaligen Schichtung meistens parallel liegt. Oft finden sich streng parallel zugeordnet zu den Linearen Falten vom mm- bis m-Bereich. Scharf ausgebildete Klüfte, meist mathematisch genau senkrecht auf Striemung und Faltenachsen stehend, bilden als Reißfugen nach *ac* die Symmetrieebene des Gefüges ab.

Korngefügeuntersuchungen ergaben eindeutig, daß die Lineare im gesamten Spessart *B* entsprechen (L. KORN 1936). Nie ließ sich makroskopisch ein  $B \perp B'$  beobachten.

Die Lage von *B* pendelt nicht um die Horizontale, wie es meistens üblich ist. *B* als Faltenachsen und Lineare zeigen vielmehr ein Einfallen über km hinweg nach Westen (Abb. 1).

Wie eine geometrische Überlegung leicht ergibt, liegt die Horizontalprojektion von *B* im Kartenbild bei einem  $\sphericalangle \zeta$  (= Winkel zwischen der Horizontalen auf *s* = Streichen von *s*, und der Geraden, die als Striemung *B* entspricht) von 90° senkrecht auf dem Streichen eines geneigten *s*. Der Einfallswert von *B* in der Horizontalprojektion kann nie höher werden als das Einfallen von *s*, wenn *B* auf *s* geprägt ist, was im untersuchten Bereich immer der Fall ist. Steht *s* senkrecht, hat *B* auch bei einem  $\sphericalangle \zeta$  nahe 90° das gleiche Streichen wie *s*.

Einige frühere tektonische Deutungen sind zu diskutieren: S. v. BUBNOFF (1926) hielt die Quarzitzerie für eine im Großbereich „isoklinal gefaltete Masse“. Wie bereits erwähnt, fallen Faltenachsen und Lineare über weite Strecken mehr oder minder steil nach W ein. Trotz dieses starken *B*-achsialen Gefälles bilden sich im Kartenbild keine Schlingen, die Gesteinszüge nähern sich nicht einmal, sondern bleiben vielmehr über km-Bereiche hinweg  $\pm$  parallel. Sollte die Quarzitzerie im großen

isoklinal verfaltet sein, müßten Schlingen bei kleinen Faltenamplituden und Näherungen bei großen Faltenamplituden auftreten. Aus dem Fehlen dieser Erscheinungen ist der Schluß erlaubt, daß das nördliche Quarzitgebiet hier nicht im großen mit dem *jetzt* herrschenden *B* isoklinal verfaltet sein kann. Es liegt heute entweder die primäre normale Folge der Quarzitserie vor – das entspräche einer Mächtigkeit von ungefähr 3 km – oder eine durch Schuppung vervielfältigte Serie.

L. KORN (1936) und S. MATTHES (1954) nahmen im Gegensatz zu S. v. BUBNOFF (1926), der eine Doppeltektonik für erwiesen hielt, an, daß nur ein Bewegungsplan mit symmetriekonstanten Vektoren herrschte. Schwierigkeiten machte bei dieser Deutung das steile Abtauchen von *B* im Westen. L. KORN führte „das abweichende Einfallen des linearen Elementes“ auf einen Abbruch und eine Kippung an der Mainsecke zurück. Wie sich jedoch auf dem Schmidtschen Netz zeigen läßt, entstehen bei einer Verdrehung vorher flacher *B* auf *s* um drei mögliche Grabenrandrichtungen Konstellationen von *s* und *B*, die nicht beobachtet sind (Abb. 2), nicht einmal bei

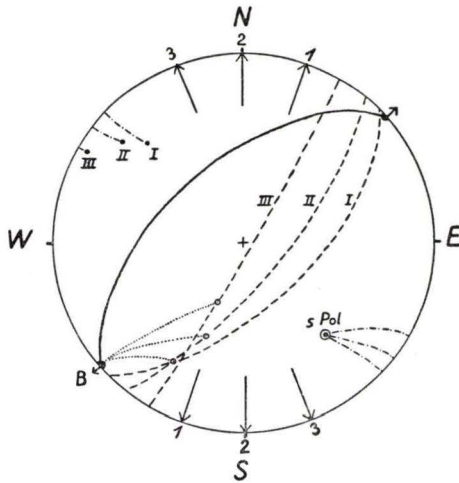


Abb. 2 Drei Kippungen (mit einem Kippungsbetrag von  $70^\circ$ ), eines horizontal auf dem durchschnittlichen *s* liegenden *B* um 3 mögliche Grabenrandrichtungen (1, 2 und 3 =  $20^\circ$ ,  $0^\circ$  und  $160^\circ$ ) sind durchgeführt. Die neuen Werte (I, II und III) für *s* und *B* sind im Gelände nicht beobachtet.

Ausgezogene Linie = Normallage von *s* mit horizontalem *B*.

Gestrichelte Linie = Endlagen von *s* nach der Kippung um die verschiedenen Grabenrandrichtungen.

dem unwahrscheinlich hohen Kippungsbetrag von  $70^\circ$ . Die Auswirkungen des Grabenbruches müßten km-weit in das Kristallin hinein erfolgt sein, denn 0,5 km nordwestlich Gunzenbach beträgt der  $\angle \zeta$  noch  $70^\circ$ . Ein zu erwartendes Zerbrechen in einzelne Schollen ist im Gelände nicht festzustellen. Der Maingrabenbruch kann also nicht die Ursache des axialen Gefälles sein. Einwirkungen sind höchstens randlich erfolgt. Dieser Erklärungsversuch für die steilen *B* fällt also aus.

## D. Die spezielle Tektonik

### 1. des Arbeitsgebietes

In der Abb. 3 wurde versucht, die  $B$ -Achsen (Lineare und Faltenachsen) eines durchstreichenden Quarzitzuges in ihrer Lage darzustellen. Der  $\angle \zeta$  pendelt zwischen geringen Werten und  $90^\circ$ . Er wächst nicht stetig nach SW, sondern nimmt zu und wieder ab, oft schon im Steinbruchbereich. Dabei bleibt das Einfallen von  $s \pm$  konstant. Die Reißklüfte ( $ac$ ) liegen in jeder Lage von  $B$  senkrecht dazu. Nie ließen sich einander überlagernde  $B$  oder  $B \perp B'$  feststellen. (Die Abb. 3 kann wegen der wenigen Meßdaten nur als ein Schema betrachtet werden.)



Abb. 3 Die Lage von  $B$  als Lineare auf einem Quarzitzug im km-Bereich mit pendelndem  $\angle \zeta$ ; senkrecht  $B$  liegt  $ac$ .

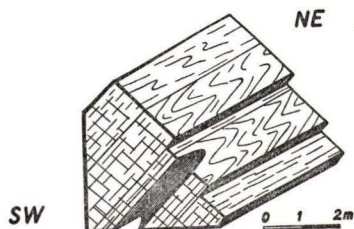


Abb. 4 Deformationsbild in einem Quarzitzug. Der  $\angle \zeta$  beträgt hier  $\pm 90^\circ$ .

Abb. 4 zeigt einen Ausschnitt eines Quarzitzuges am Nordhang des Schanzenkopfes östlich Wasserlos. Der  $\angle \zeta$  beträgt hier fast  $90^\circ$ . Den Linearen parallel zugeordnet liegen Achsen von  $m$ -Bereich-Falten.

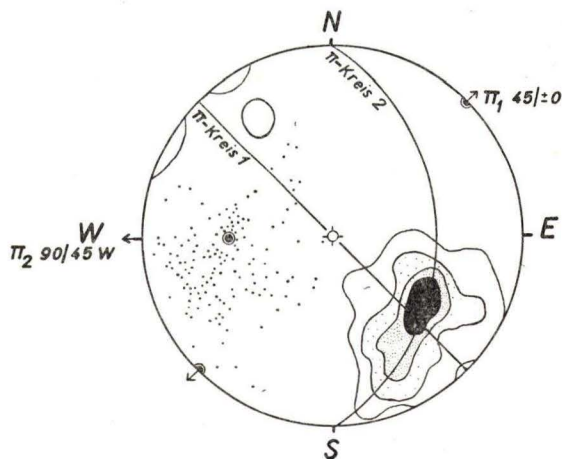


Abb. 5 Synoptisches Sammeldiagramm des untersuchten Bereiches. Punkte = 143  $B$ . „Höhenlinien“ = 90  $s$ -Flächenpole, Auszählung: über 15, —10, —5, —2%.

Im synoptischen Sammeldiagramm (Abb. 5) sind 143  $B$ -Achsen aus dem ganzen Gebiet mit ihren Durchstichpunkten in die untere Hälfte der Lagenkugel eingetragen. Neunzig  $s$ -Flächenpole wurden ausgezählt. Die  $B$  streuen sehr stark. Ein nicht eindeutiger  $\pi_1$  Kreis hat einen  $\pi_1$ -Pol = Beta um  $45^\circ$ ,  $\pm$  horizontal liegend. Diesem Beta sind überhaupt keine  $B$ -Achsen zugeordnet, obwohl dieses Beta den regionalen  $B$ -Achsenlagen im Rheinischen Schiefergebirge ungefähr entspricht. Durch die gelangte  $s$ -Pol-Häufung läßt sich ein  $\pi_2$ -Kreis ziehen, dessen Pol in die  $B$ -Achsen-Häufung fällt. Im Kartenbild (Abb. 1) ist bereits die großräumige Verbiegung der  $s$ -Pakete im Streichen, zu sehen, das Diagramm fixiert die große Biegungsachse genauer (90/45 W).

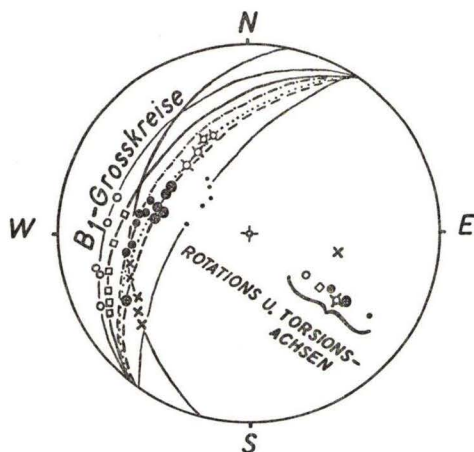


Abb. 6 Die Durchstichpunkte von  $B$ -Achsen verschiedener Aufschlüsse liegen auf Großkreisen. Sowohl Rotationen als auch Torsionen lassen sich beobachten.

In der Abb. 6 sind von verschiedenen, über das ganze Gebiet verteilten Aufschlüssen Durchstichpunkte von  $B$  als Lineare und Faltenachsen in die Lagenkugel eingezeichnet. Alle  $B$ -Durchstichpunkte eines begrenzten Aufschlusses (meistens Steinbruchbereiche) haben jeweils die gleiche Signatur. Zwanglos ordnen sich die gemessenen  $B$ -Werte auf Großkreisen, die ungefähr dem Schnitt des „General- $s$ “ mit der Lagenkugel entsprechen. Die schematisch in die Abb. 3 eingezeichneten großräumigen Verbiegungen (Rotationen) von  $B$  im Streichen auf einem Schichtpaket lassen sich in dem Diagramm deutlicher verfolgen. Außer Rotationen kommen auch Torsionen vor. In einer Linie senkrecht zum  $s$ -Streichen sind die Einfallswerte von  $B$  oft nicht gleich, sondern zeigen besonders in stofflich stark inhomogenen Serien von Schichtpaket zu Schichtpaket ein steileres oder flacheres Einfallen.

## 2. Die Tektonik der östlich anschließenden Quarzitzerie

Um eine tektonische Analyse sicherer durchführen zu können, wurden Übersichtsbegehungen in der östlich anschließenden Quarzitzerie zwischen dem Kahltal und Geiselbach durchgeführt.

Einen Kartenausschnitt im Bereich des südlichsten Quarzituges bringt die Abb. 7. Hier konnten mehrere Diagonalseitenverschiebungen mit einem Verschiebungsbetrag bis zu 300 m auskartiert werden. Leider sind die Verschiebungen nie direkt aufgeschlossen. Eine von H. MURAWSKI (1954) übernommene Flußrichtungsrose, die die Flußrichtungen des nördlichen und mittleren Kristallinen Spessarts zusammenfaßt,

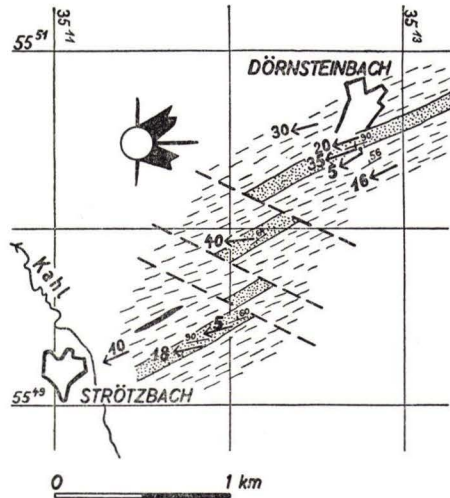


Abb. 7 Kartenausschnitt im Bereich des südlichsten Quarzituges östlich der Kahl. Flußrichtungsrose nach H. MURAWSKI (1954). Signaturen wie in der Abb. 1.

wurde in der Abb. 7 mit eingezeichnet. Das Maximum im NE-Quadranten ist der Streichrichtung der Gesteine parallel. Das zweite Maximum im SE-Quadranten liegt nicht genau senkrecht zum Streichen, folgt also vorwiegend nicht der Querkluftrichtung, sondern Diagonalstörungen. In dem günstigen Bereich der Abb. 7 konnten derartige Störungen auskartiert werden, im übrigen Kristallinen Spessart werden sie kaum zu beobachten sein, da eindeutige Bezugshorizonte fehlen. Sie müssen jedoch häufig vorhanden sein, sonst könnte diese Richtung nicht durch das Flußnetz so deutlich herausgearbeitet sein.

Rotationen der *B*-Achsen und Torsionen sind in dem gleichen Kartenausschnitt gut zu erkennen. Das Einfallen der Lineare parallel *B* beträgt im SW-Teil des Quarzituges  $18^\circ$ , dann verringert es sich auf  $5^\circ$ , um auf  $40^\circ$  weiter im Osten anzuwachsen. Torsionen (Verdrehungen) der einzelnen Gesteinspakete gegeneinander findet man in dem Profil südlich Dörnsteinbach. Der Quarzitug ist durch schmale Glimmerschieferlagen unterbrochen. Das Einfallen der Lineare parallel *B* nach Westen beträgt im Norden der steil aufgerichteten Serie  $20^\circ$ , knapp darunter  $35^\circ$ , dann nach einigen Metern nur noch  $5^\circ$ . In den im Liegenden folgenden Glimmerschiefern fällt *Lb* wieder mit  $16^\circ$  nach Westen ein.

In der Abb. 8 sind 82  $B$  als Faltenachsen und Lineare parallel  $B$  mit ihren Durchstoßpunkten eingezeichnet und 76  $s$ -Flächen-Pole ausgezählt. Die Messungen stammen vorwiegend aus den Quarzitzügen zwischen dem Kahltal und Geiselbach. Die

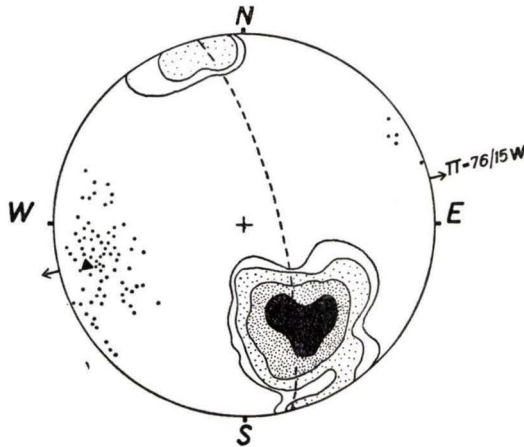


Abb. 8  $s$ - und  $B$ -Sammeldiagramm aus der Quarzitzerie zwischen Kahltal und Geiselbach.

Punkte = 82  $B$ . „Höhenlinien“ = 76  $s$ -Flächenpole,  
Auszahlung: über 15, —10, —5, —2%.

$B$ -Achsen streuen weniger stark als in der südwestlichen Fortsetzung. Steile  $B$  treten nicht mehr auf. Nördlich Geiselbach ist das Einfallen zum ersten Male nach NE gerichtet. Der  $s$ -Pol- $\pi$ -Kreis besitzt ein Beta, das in die  $B$ -Achsen-Häufung fällt und um  $75^\circ$  streicht.

### 3. Die Tektonik der Nördlichen Gneiszone

Die Gesteine der Nördlichen Gneiszone wurden zuletzt von O. KRUMME (1940) beschrieben. Das wichtigste Baumaterial sind ein fein- bis mittelkörniger Amphibolit (Hornblendegneis KRUMME's) und ein mittel- bis grobkörniger Biotitgneis.

Der Amphibolit, mit wechselndem Hornblende- und Plagioklasgehalt ( $An_{30-35}$ ), läßt sich, obwohl oft von jüngerer Überlagerung verdeckt, vom Bahneinschnitt in Alzenau bis nördlich Michelbach im Streichen verfolgen. Zuweilen kann man migmatitische Erscheinungen beobachten. Blaßrote, feldspatreiche Schlieren greifen in den Amphibolit ein. Eingelagert in diese Amphibolitserie sind schmale Bänke eines feinkörnigen, Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat führenden Gesteins.

Die mittel- bis grobkörnigen Biotitgneise sind sehr uneinheitlich aufgebaut. Die wichtigsten Gemengteile sind Plagioklas ( $An_{um 30}$ ), Mikroklin, Quarz und Biotit. Grobkörnige helle Partien wechsellagern mit feinkörnigen, biotitreichen Lagen. Die Serie ist migmatitartig ausgebildet. Graphitquarzite sind an manchen Stellen in den Biotitgneis eingeschaltet.

Der Amphibolit streicht um NE-SW und fällt im Durchschnitt  $45^{\circ}$  NW. Das Gestein ist stark umgeformt und zerfällt in gestriemte Stengel parallel *B*. Die Hornblendenadeln sind parallel zur Striemung geregelt. Das *B*-Achsenfallen beträgt bei Alzenau im Mittel  $30^{\circ}$  SW, nördlich Michelbach  $10-15^{\circ}$  NE. Eine achsiale Verbiegung ist also deutlich ausgeprägt. Die Reißklüfte liegen selten genau senkrecht *B*, oft sieht man Abweichungen bis zu  $30^{\circ}$  (Abb. 9).

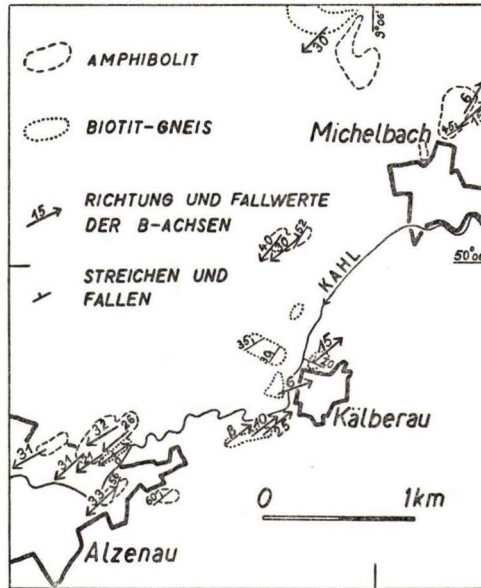


Abb. 9 Tektonische Übersichtskarte der Nördlichen Gneisserie zwischen Alzenau und Michelbach.

Im Biotitgneis scheint die Durchbewegung weniger intensiv zu sein. In den grobkörnigen Partien ist oft außer einer schwachen „Schichtung“, hervorgerufen durch biotitreiche Lagen, makroskopisch keine weitere Regelung zu erkennen. In den mittelkörnigen Anteilen sind gelegentlich Lineare parallel *b* ausgebildet, jedoch nie so deutlich wie in den Amphiboliten. Die Streichrichtungen der *B*-Achsen im Biotitgneis entsprechen denen im Amphibolit, die Fallwerte weichen ab. An der Burg Alzenau pendelt die Achse im Biotitgneis um  $0^{\circ}$ , während im benachbarten Amphibolit  $30^{\circ}$  SW Fallen herrscht.

Es entsteht der Eindruck, daß der migmatitische Biotitgneis später in die Hauptformung geriet als der Amphibolit. Man kann allerdings hier nicht unterscheiden, ob die Migmatitbildung am Ende einer längere Zeit andauernden Deformation geschah, oder ob die Amphibolite schon früher durchbewegt wurden, darauf die Migmatitbildung erfolgte und dann anschließend oder später eine schwächere, gleichgerichtete Deformation wieder einsetzte.



Die starke, meso- bis katazonale Metamorphose wird mit der Migmatitbildung verknüpft sein und überdauerte die Hauptdurchbewegung.

Sowohl in den Amphiboliten als auch in den Biotitgneisen findet man hellrötlich gefärbte aplitische Gänge mit Mächtigkeiten von einigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern. Sie folgen zum Teil den *s*-Flächen, durchschlagen aber oft den vorhandenen Bau diskordant und keilen häufig schnell aus. O. KRUMME bezeichnet diese Gänge als „helle Einlagerungen“ und gibt Mikroklin, Plagioklas und Quarz als vorherrschende Gemengteile an. Wichtig ist, daß diese Gänge eindeutig jünger sind als die Haupttektonik. Sie sind von dieser Deformation unberührt. Im Gelände gewinnt man die Meinung, daß die Gänge regellos das Gebirge in allen Richtungen durchschlagen. Bei der Eintragung einiger Gangsalbänder aus den Amphiboliten in das Schmidt'sche

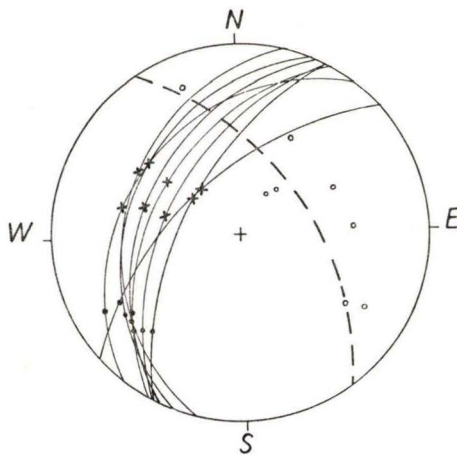


Abb. 10 Tektonik im Amphibolit bei Alzenau. Ausgezogene Linien: *s*-Flächen.  
Punkte: Lineare parallel *b* (*LB*)  
Kreuze: Harnischstriemung auf den *s*-Flächen (*La*)  
Kreise: Pole einiger Aplitalsbänder.

Netz (Abb. 10) ergab es sich aber, daß die Pole der Salbänder einen Großkreis um das *B* der Amphibolite andeuten. Die scharfe Stengelung parallel *b* wurde als beste Aufstiegsmöglichkeit ausgenutzt.

Gelegentlich sind im Biotitgneis diskordante pegmatitische Gänge zu beobachten. In dem Steinbruch am Nordausgang von Kälberau werden diese mehrere cm mächtig und enthalten bis zu 2 cm große Muskovitschuppen.

Für die Deutung der weiteren Baugeschichte dieses Gebietes ist folgende Beobachtung wichtig. In den Amphiboliten, besonders gut im Bahneinschnitt Alzenau, erkennt man auf den *s*-Flächen außer den Linearen parallel *b* eine echte, meistens in der Fallrichtung liegende Harnischstriemung. Sie ist eindeutig jünger als die Prägung der *B*-Achsen und auch jünger als die aplitischen Gänge. Sie zerlegt in Abständen von 3 – 10 cm den Amphibolit.

Die Amphibolitstengel fallen hier durchschnittlich mit  $30^\circ$  nach SW ein. Da die Harnischstriemung vorwiegend in der Fallrichtung der  $s$ -Flächen liegt, schneidet sie die  $B$ -Achsen spitzwinklig. Bei der Annahme einer normalen Aufschiebung kann man schließen, daß die  $B$ -Achsen des Amphibolits bereits vorher ihr Einfallen besaßen und nicht in einem späteren Bauakt verstellt wurden. Man muß aber auch mit der Möglichkeit einer schrägen Aufschiebung rechnen. Viele Meßdaten, auch von den Stellen mit einem NE-Fallen der  $B$ -Achsen, könnten diese Frage klären. Das war in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet leider nicht möglich.

Diese Lineare parallel  $a$ , häufig durch gesteinsbedingte Inhomogenitäten in ihrer Richtung abgelenkt, decken eine Deformation auf, die einen Transport von NW nach SE bewirkte. Die Gleitung erfolgte hier parallel einer Linie, die um  $120^\circ$  streicht und  $40^\circ$  nach NW einfällt. In der Abb. 10 sind einige  $s$ -Flächen des Amphibolits mit den Linearen parallel  $b$  (Punkte) und parallel  $a$  (Kreuze) eingetragen.

Diese Gleitspuren lassen sich in Zusammenhang bringen mit der mineralfaziell schon geforderten Aufschiebung der Nördlichen Gneisserie auf die im SE anschließende Quarzit-Glimmerschieferserie. Die Bewegung erfolgte also in diesem Bereich nach SE. Sie muß in einem relativ hohen Niveau und unter niedrigen Temperaturbedingungen als freier Aufwärtstransport erfolgt sein, denn es lassen sich auf den Harnischflächen weder erhöhte Temperaturen voraussetzende Mineralneubildungen noch Fältelungen parallel  $B$  senkrecht zu diesem Transport erkennen.

Die ebenfalls mineralfaziell zu fordernde erhebliche Schubweite wird direkt an der leider nirgends aufgeschlossenen Grenze Amphibolit- Quarzitserie an einer Hauptaufschiebungsbahn erfolgt sein. Die Harnische in den Amphiboliten bei Alzenau wären dann nur kleinere Parallelbahnen, die den Gesteinsbestand nicht bis in den Kornbereich durchbewegten. Die orographisch so deutlich durch eine Senke ausgeprägte Grenze zwischen der Nördlichen Gneiszone und der Quarzitserie kann ihre Ursache in der bis in den Kornbereich erfolgten Gesteinszertrümmerung in der Nähe der Hauptaufschiebung haben.

Der grobkörnige, teils massige migmatitische Biotitgneis zeigt ein anderes tektonisches Verhalten als der Amphibolit. Oft verbogene Harnischflächen durchsetzen in vielen Richtungen den Gneis und zerlegen ihn in unregelmäßige, dm-m große Teilblöcke. Eine Rekonstruktion des Bewegungsablaufes ist hier nicht möglich.

Eine letzte Verformung des Gebietes ist gelegentlich an den idealen Vorzeichnungen, wie sie die aplitischen Gänge darstellen, zu beobachten. Es handelt sich um Störungs-

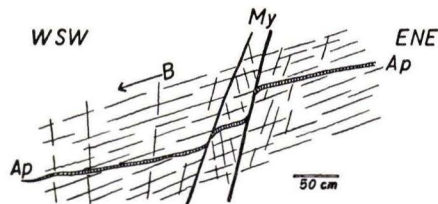


Abb. 11 Zerrissener diskordanter aplitischer Gang im Bahneinschnitt in Alzenau

$B$  = Amphibolitstengel parallel  $b$

$Ap$  = aplitischer Gang

$My$  = Mylonitzone.

flächen mit unregelmäßigem Abstand, meistens um  $150^\circ$  streichend und  $70^\circ$  SW fallend, an denen das Gestein versetzt ist. Oft fand an den Flächen eine Mylonitbildung statt (Abb. 11). Klüfte in der gleichen Lage sind häufig anzutreffen. Überall dort, wo Relativbewegungen festzustellen waren, hat sich der SW-Block gegenüber dem NE-Block abgesenkt, an einer Fläche jedoch nie mehr als 50 cm. Altersbeziehungen dieser letzten Tektonik zu dem jüngeren Deckgebirge ließen sich leider nicht feststellen. Diese Verschiebungsf lächen sind wohl nicht als eine hol-Flächenschar zugehörig zu einer letzten, quer zum vorhandenen tektonischen Bau gerichteten Deformation zu deuten. Wahrscheinlicher ist ihre Deutung als junge, synthetische Begleitbrüche des Maingrabenbruches.

Der zeitliche Ablauf der Ereignisse in der Nördlichen Gneiszone ist also folgender:

1. Aufrichtung in der Amphibolitserie und Prägung von Stengeln und Linearen parallel *b*, um NE-SW streichend. Einzeitig mit dieser Verformung erfolgte das Auf- und Absteigen der *B*-Achsen.
2. Migmatitbildung und meso- bis katazonale Metamorphose. Eine wie vorher gerichtete Deformation ergreift noch schwach die Migmatite. Die Metamorphose überdauert im allgemeinen die Verformung.
  - 2a. Diskordantes Eindringen von aplitischen und pegmatitischen Gängen.
3. Zerlegung der Gesteine durch Aufschiebungsbahnen, Schubrichtung nach SE (jungvaristisch?).
4. Bruchbildung im Zuge des Maingrabenbruches.

#### 4. Die Tektonik des benachbarten Paläozoikums

Das dem Kristallinen Spessart am nächsten liegende Paläozoikum taucht bei Erbstadt in der Wetterau (24 km NNW Alzenau) aus permischer Bedeckung in etwa 1 km N-S Erstreckung als Aufbruch auf. In diesem Vorkommen von wahrscheinlich hochoberdevonisch-frühkalmischem Alter läßt sich kein sicherer Bewegungsablauf rekonstruieren. Es ist nicht zu ermitteln, ob die wirre Lagerung infolge jüngerer oder gleichzeitiger Querfaltung eines um  $45^\circ$  streichenden Faltenbaus oder durch Schlep-pung an Horizontalflexuren zustande kam. Die Deutung der Erbstädter Grauwacke als Teilstück einer varistischen Rahmenfaltung hat die größere Wahrscheinlichkeit.

Das südöstliche Rheinische Schiefergebirge wurde von zwei größeren Deformationen überprägt: einmal in der bretonischen und darauf in der sudetischen Phase. Sie schufen im wesentlichen die gleichen Faltenachsenrichtungen (NE-SW). Im Raume Marburg-Gießen ist eine Abnahme der sudetischen Faltungsintensität nach SE zu beobachten.

#### E. Deutungsversuch der Baugeschichte

L. KORN (1936) und an ihre Arbeit anknüpfend S. MATTHES (1954) nahmen im Kristallinen Spessart nur einen symmetriekonstanten Deformationsplan an. Wie bereits oben erwähnt wurde, lassen sich nicht alle beobachteten Erscheinungen mit dieser Annahme in Einklang bringen. Es soll nun versucht werden, mit Hilfe der dargestellten petrographischen und tektonischen Verhältnisse den Bewegungsablauf zu rekonstruieren.

H. MURAWSKI (1955) wies nach, daß die ehemaligen Granite des mittleren Spessarts heute als Orthogneise (Tektonite) vorliegen. Sie haben mindestens eine Deformation mitgemacht. Kleine Vorkommen von unbeanspruchten bzw. sehr wenig beanspruchten „Quarzdioriten“ sind im Zuge der Regionalmetamorphose aufgedrungen. Die Metamorphose ist jünger als die Haupttektonik und wird der varistischen Ära zugeordnet. Die Granitgneise sind älter als die Hauptdeformation.

1. Wahrscheinlich schon während des Aufdringens der Granite im mittleren Spessart kam es zur Aufrichtung der Quarzit-Glimmerschieferserie. Die in den Abbildungen 1 und 5 zu bemerkende großräumige Verbiegung in der Streichrichtung wird ihre Ursache darin haben, daß sich die Hüllgesteine der aufsteigenden Granitkuppel anschmiegen. Diagonalseitenverschiebungen konnten hierbei bereits auftreten. Diese Aufrichtung in der Quarzit-Glimmerschieferserie entspricht einer um NW-SE-gerichteten Einspannung.

2. Später erfolgte die ähnlich wie die erste, aber mehr N-S- bzw. S-N-gerichtete Hauptdurchbewegung, die alle vorhandenen Gesteine in Tektonite überführte und *B*-Achsen als Faltenachsen und Lineare um E-W streichend prägte. Diese war mehr eine Einengungstektonik ohne freien Transport.

Ein Grund der Trennung von Aufrichtung und Hauptdurchbewegung ist folgender: Ebnet man die *B*-tragenden *s*-Flächen konstruktiv, dann tritt keine auffällige *B*-Achsenhäufung an der Peripherie des Schmidt'schen Netzes auf, sondern eine weite Streuung über mehr als einen Quadranten.

Es ist nun die Frage zu diskutieren, ob bereits während der Hauptdeformation die geprägten *B*-Achsen das jetzt zu beobachtende starke Schwanken ihrer Einfallswerte erlangten.

Bei einer normalen mehr oder weniger oberflächennahen Beanspruchung entstehen Faltenzüge, deren Achsen mit geringen Werten um die Horizontale pendeln. Die Ausgleichsbewegungen erfolgen hauptsächlich in der Richtung *a*, der Richtung des tektonischen Transports.

E. CLOOS (1947) untersuchte deformierte Oolithe in der South Mountain-Großfalte in den Appalachen. Mit Hilfe von Ooiden konnte er die Auslängung der Gesteine in den verschiedenen Richtungen exakt messen. Die ehemaligen Kügelchen sind zu dreiachsigen Ellipsoiden deformiert. In der Schieferungsebene liegt die längste Achse in der Richtung *a*, die Längung beträgt oft bis zu 100%. In der Richtung *b*, parallel zu den Faltenachsen, liegt die mittlere Achse des Ellipsoides. Diese Längung kann bis zu 30% betragen. Die kleinste Achse steht senkrecht zur Schieferungsebene parallel *c*. Die Deformationsintensität variiert stark. Sie hängt sowohl von den physikalischen Eigenschaften des Materials, von der Lage der Teilbereiche innerhalb der Falte, als auch von der geographischen Lage von Faltegroßbereichen ab.

H. BREDDIN (1954) hat ebenfalls Zahlenwerte für Verformungen in den verschiedenen Richtungen bei der Auswertung von deformierten Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge gegeben. Die hier hauptsächlich interessierende Längung parallel *b* nimmt von N nach S entsprechend der Deformationsintensität zu und erreicht im Hunsrücksschiefer 35%. Auch hier hängt die Stärke der Verformung von den Materialeigenschaften ab. Sie ist in Tonschiefern wesentlich größer als in Sandsteinen, Kalken und Grauwacken.

Im Kristallin kann die Längung parallel *b* noch größer sein. L. RÜGER (1933) untersuchte die Geröllgneise von Obermittweida im Erzgebirge und konnte ermitteln, daß Gerölle zu dreiachsigen Ellipsoiden verformt wurden, wobei die längste Achse parallel *b* liegt,

die mittlere parallel  $a$  und die kleinste parallel  $c$ . Von besonderem Interesse ist die Tatsache, daß in den diaphthoritisch-phyllonitisch überprägten und dadurch zu Phylliten gewordenen Paragneisen die Gerölle am stärksten deformiert sind und die Längung parallel  $b$  die größten Werte erreicht. Im Gneis ist die Geröllverformung wesentlich geringer.

D. FLINN (1952) beobachtete Geröllverformungen in Konglomerathorizonten, die in stark beanspruchten Phylliten auf den Shetlandinseln eingelagert sind. Die längste Achse der deformierten Gerölle liegt eindeutig in der Richtung  $b$ . Die durchschnittlichen Achsenlängen der Gerölle in den drei Richtungen verhalten sich wie  $15,3:2,3:1 = b:a:c$ . Gut ausgebildete Lineare liegen parallel  $b$ , Reißklüfte senkrecht  $b$ . In 2 km streichender Erstreckung ist eine axiale Verbiegung ( $10^\circ$  Einfallen südwärts über eine horizontale Lage und schließlich  $30^\circ$  Einfallen nordwärts) nachzuweisen.

Bewegungen quer zum tektonischen Strömen ( $a$ ) sind auch in Korngefügen bekannt. Bei einer . . . „Umformung zwischen bewegten Backen ist eine Plättung mit dem einzigen Richtungssinne  $a$  im geringsten wahrscheinlich. Wahrscheinlich, aber weniger beachtet, ist vielmehr, daß namentlich senkrecht zur tektonischen Strömungsrichtung oder zur Distanzlinie der kauenden Backen Querdehnung und Stauung auftritt, wie solche als Streckung und Querfaltung lange aus den Alpen beschrieben wurde“ (B. SANDER 1950, S. 267).

Ein schönes Beispiel für Bewegungsausgleiche sowohl parallel  $a$  als auch parallel  $b$  ist der sedimentäre Erzkörper des Rammelsberges bei Goslar. Die konkordant zur Schichtung liegende Erzplatte wurde gemeinsam mit dem einbettenden Gestein verfaltet. Die Teilbeweglichkeit der Erze war wesentlich höher als die der hangenden und liegenden Wissenbacher Schiefer. Die Ausweichbewegungen parallel  $a$  und parallel  $b$  gingen in den Erzen so weit, daß es neben einer normal orientierten Fältelung zur Ausbildung von regelrechten Querfaltungen im  $dm$ -Bereich kam.

Es hat den Anschein, daß die Werte der Längung parallel  $b$  während einer Deformation nicht nur von Materialunterschieden, sondern auch von der Tiefenlage des Bereiches während der Beanspruchung abhängen. Das Ausweichen parallel  $b$  scheint um so intensiver zu werden, je mehr die normale Ausweichrichtung parallel  $a$ , „der Weg ins Freie“, blockiert wird, also bei starker Pressung ohne freie Transportmöglichkeiten.

Im Zuge einer Deformation tritt eine zusätzliche Spannung senkrecht zu der tektonischen Haupteinspannung auf, hervorgerufen durch das Ausweichen des Gesteins parallel  $b$ . Diese Zusatzspannung könnte einmal ein Ausweichen eines beanspruchten Gebirges in der Gesamtheit, parallel  $b$ , senkrecht zur Haupteinspannung hervorrufen, resultieren müßten dann aber gewaltige Überschiebungen an den Seitenenden eines gepreßten Bereichs. Die Kraftübertragung über so große Gebiete hinweg ist aber äußerst unwahrscheinlich. Der Ausgleich der Zusatzbeanspruchung wird den Weg des kleinsten Widerstandes gehen, den „Weg ins Freie“, und das ist der Ausgleich nach „oben“, parallel zum Erdradius. Daher wird das bekannte Auf- und Absteigen der Faltenachsen herrühren, die sogenannte Querfaltung und Prägung von  $B$  senkrecht  $B'$  sowohl im Dünnschliff- als auch im Profilbereich.

E. CLOOS (1947, S. 888) schreibt: „Upward arcuation of fold axes as revealed by plunging folds is also associated with stretching of fold axes“. Umgekehrt kann man folgern: jede Ausdehnung parallel  $b$  führt zu einem Auf- und Abtauchen der  $B$ -Achsen.

Es ist also gut möglich, daß das zu beobachtende eine Querbeanspruchung andeutende steile Achsenfallen im nordwestlichen Kristallinen Spessart einzeitig mit der Hauptdeformation, d. h. „bei gleicher Anordnung von Bereich und Außenkraft“ (B. SANDER 1948) erfolgte.

Nicht nur der eine Faktor des normalen Ausweichens der Gesteine parallel  $b$  wird zur steilachsigen Tektonik im Nordspessart geführt haben.

- a) Man kann annehmen, daß im Bereich des heutigen Maingrabenbruches eine alte geotektonische Trennungsfuge angelegt war (siehe Rheingrabenbruch, D. HOENES 1944), die ein freies Ausweichen des gepreßten Nordspessarts in Richtung  $b$  nach SW besonders stark hemmte und staute. In der Nähe einer großen seitlichen Inhomogenität ist das verstärkte Abtauchen der  $B$ -Achsen verständlich, denn weiter nach NE wird der Rotationsbetrag der Achsen aus der Horizontalen immer geringer.
- b) Nach der Aufrichtung und großräumigen Verbiegung der Quarzite und Glimmerschiefer (Plan 1) trifft die Hauptdeformation (Plan 2) nicht symmetriekonstant die schon aufgerichteten Schichtpakete. Die betroffene Gesteinsserie lag nicht in so tiefen Bereichen bzw. die Deformation nach Plan 2 war nicht so überwältigend, daß die Schichtflächen zwischen Quarzit und Glimmerschiefer mechanisch unwirksam wurden. Bei nicht symmetriekonstant an einer Ausgangslage angreifender Tektonik kommt es ebenfalls zur Bildung von geneigten  $B$ -Achsen.  
Wahrscheinlich spielten alle drei genannten Gründe an der Ausgestaltung der steilen  $B$ -Achsen mit.

Eine spätere Rotation der Schichtpakete als Folge einer Querfaltung mit NW-SE-gerichteten Achsen kommt wohl nicht in Betracht, denn eine solche Querfaltung ist im Rheinischen Schiefergebirge bisher nicht nachgewiesen. Auch bei Erbstadt ist sie unwahrscheinlich. Eine Querfaltung im Spessart müßte dazu noch in diesem Teilgebiet mit halbsteilen SE-eintauchenden Achsen erfolgt sein (Aus den Abb. 3 u. 6 ersichtlich). Wie schon oben gezeigt wurde, ist auch die Ansicht von L. KORN: – Steilstellung der Achsen infolge Kippung am Maingrabenbruch – nicht mehr zu halten.

Man kommt also zu dem Schluß, daß sowohl die zur Aufrichtung der  $B$ -Achsen führenden Rotationen (Rotationsachse um  $120^\circ$ , SE fallend) als auch die Torsionen im Quarzit-Glimmerschiefergebiet während des Ablaufs der Hauptdeformation erfolgten.

3. Während der Hauptdurchbewegung setzt die Regionalmetamorphose im gesamten Spessart ein. Mit ihrem Höhepunkt (Staurolith-Sprossung) überdauert sie eindeutig die Hauptdurchbewegung. Die Intensität der Metamorphose nimmt im wesentlichen von Süden nach Norden ab.

4. Nach der Regionalmetamorphose beginnt im Nordspessart die Aufschiebung der Nördlichen Gneisserie auf die Quarzit-Glimmerschieferserie. Sie verursachte den jetzt zu beobachtenden Metamorphosehiatus. Begleitflächen dieser großen, aufwärts nach SE gerichteten Bewegung sind in den Amphiboliten der Nördlichen Gneisserie anzutreffen. In der Nähe der Hauptaufschiebungsbahn beobachtet man in der Quarzit-Glimmerschieferserie eine starke Diaphthorese und postkristalline Deformation. Diese klingen nach SE zu aus.

5. Alle diese Bewegungen sind vorpermisch abgeschlossen, denn das Perm transgrediert über den fertigen Bau. Danach zerlegen im Zuge des Maingrabenbruches um  $150^\circ$  streichende Begleitbrüche das Gebiet.

Drei jeweils ungefähr gleichgerichtete Beanspruchungen (SE-NW, Plan 2 mehr N-S) betrafen also den nordwestlichen Teil des Kristallinen Spessarts. Die erste führte zur

Aufrichtung der Schichten. Die zweite, die Hauptdeformation, war im wesentlichen eine Einengungstektonik ohne größere Transporte in der Richtung *a*. Im Zuge des gehemmten Ausweichens der Gesteine in Richtung *b* und infolge schiefer Überprägung kam es zur Aufrichtung der *B*-Achsen. Nach der Regionalmetamorphose erfolgte während der dritten Beanspruchung ein Transport auf einer schmalen Aufschiebungszone aufwärts nach SE.

Über die zeitliche Folge der Ereignisse können nur Vermutungen geäußert werden. Die Hauptdeformation wird in bretonischer Zeit erfolgt sein. Die Aufschiebung der Nördlichen Gneisserie wird jungvaristisch sein.

Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß nur ein Deutungsversuch gemacht wurde. Eine endgültige, auch zeitlich genauer aufgegliederte Baugeschichte des Kristallinen Spessarts kann nur mit Hilfe einer regionalen Gesamtbetrachtung abgeleitet werden. Diesem Ziel näherzukommen, war die Aufgabe der vorliegenden Studie.

### Zusammenfassung

Eine Neukartierung und tektonische Aufnahme des nordwestlichen Kristallinen Spessarts ergab folgenden vorpermischen Ablauf der Baugeschichte:

1. Aufrichtung der Schichtpakete, wahrscheinlich mit dem Aufdringen der Granite im mittleren Spessart zusammenhängend.
2. Hauptdurchbewegung mit NE-SW- bis E-W-streichenden Achsen. Im Zuge dieser Deformation kam es zur Steilstellung der *B*-Achsen.
3. Regionalmetamorphose.
4. Aufschiebung der Nördlichen Gneisserie nach Südosten auf die Quarzit-Glimmerschieferserie, verbunden mit einer Diaphthorese.

### Schriftenverzeichnis

- BREDDIN, H.: Die tektonische Verformung der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. Vortrag 106. Hauptvers. D. Geol. Ges. Arnberg 1954.
- BUBNOFF, S. v.: Studien im südwestdeutschen Grundgebirge, II. – N. Jb. Min. Geol. Pal., Abt. B, **55**, BB., S. 468–496, 1926.
- CLOOS, E.: Oölite Deformation in the South Mountain Fold, Maryland. – Bull. Geol. Soc. America, Vol. **58**, S. 843–918, 1947.
- FLINN, D.: A Tectonic Analysis of the Muness Phyllite Block of Unst and Uyea, Shetland. – Geol. Magazine, **89**, S. 263–272, 1952.
- GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **18**, 1957.
- HOENES, D.: Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. – Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **39**, S. 197–223, 1943–1949.
- KORN, L.: Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im kristallinen Vorspessart. – Tsch. Min. Petr. Mittl., **43**, S. 1–44, 1933.
- KRUMME, O.: Die Gesteine der nördlichen Gneiszzone des kristallinen Spessarts. – Senckenbergiana, **22**, S. 370–400, 1940.
- MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **8**, S. 1–86, 1954.
- MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. – N. Jb. Geol. Pal., Mh. **4**, S. 145–163, 1954.

- MURAWSKI, H.: Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorpessart. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **13**, 1957.
- NÖRING, F.: Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, S. 44–46, 1951.
- RÜGER, L.: Gefügekundliche Untersuchungen an den Geröllgneisen von Obermittweida (Erzgebirge). N. Jb. Min. Geol. Pal., Abt. A, **66**. BB. S. 275–293, 1953.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. u. II. – Wien-Innsbruck 1948 u. 1950.
- THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. – Geogn. Jahreshefte, **5**, Cassel 1893.

Manuskript eingegangen am 16. 7. 1956.



## Verzeichnis der Autoren dieses Abhandlungs-Heftes

Professor Dr. ERICH BEDERKE, Geologisches Institut der Universität, Göttingen,  
Bahnhofstraße 28

Dr. OTTO BRAITSCH, Sedimentpetrographisches Institut der Universität, Göttingen,  
Lotzestraße 13.

Dr. GOTTFRIED GABERT, Hameln/Weser, Grütterstraße 8

Dozent Dr. HANS MURAWSKI, Kustos, Geologisches Institut der Universität, Köln,  
Zülpicher Straße 47.

Dr. WERNER PLESSMANN, Geologisches Institut der Universität, Göttingen,  
Berliner Straße 28.

Für die Redaktion verantwortlich:

Dipl.-Geologe Dr. FRITZ KUTSCHER, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt  
für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25.