

FREIBERGER
FORSCHUNGSHEFTE

C 74

GEOLOGIE

HANSJÜRGEN BEHR

**Gefügekundliche Untersuchungen im
NE-Teil des Granulitgebirges**

BALDUR MEISSNER

**Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen
Zone des Südostharzes**



FFH

C 74 4

BERGAKADEMIE · VERLAG BERLIN

1959

~~Deutsches
Brennstoffinstitut
Hauptgeschäft~~

	360 b
--	-------



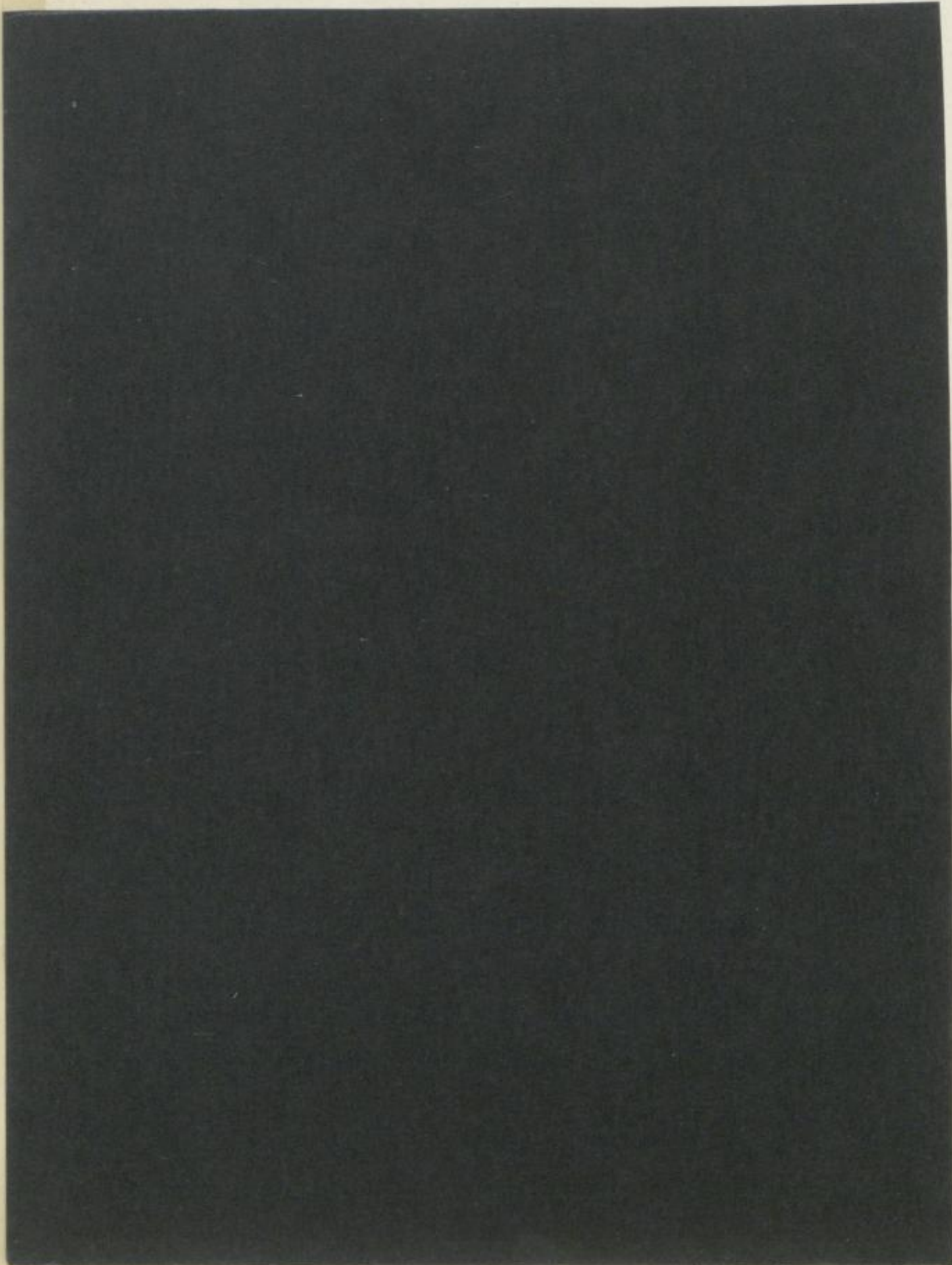
FREIBERGER FORSCH

C 74

TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142.C74F74



FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE
Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 74

GEOLOGIE

**Gefügekundliche Untersuchungen im
NE-Teil des Granulitgebirges**

Von
HANSJÜRGEN BEHR

**Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen
Zone des Südostharzes**

Von
BALDUR MEISSNER



Akademie - Verlag · Berlin

Freib.-Forsch.-H.	C 74	S. 1—88	67 Bilder	1 Tabelle	Berlin, August 1959
-------------------	------	---------	-----------	-----------	---------------------

INHALT

HANSJÜRGEN BEHR

Gefügekundliche Untersuchungen im NE-Teil des Granulitgebirges . . . 5

BALDUR MEISSNER

Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen Zone des Südostharzes . . . 41



XVI M42 f
C 74

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. H. Härtig. — Chefredakteur: Dipl.-Ing. Rolf Wendler, Freiberg, Klubhaus der Bergakademie, Aug.-Bebel-Str. 5 (Fernruf 2497). — Verlag: Akademie-Verlag, GmbH, Berlin W 8, Mohrenstr. 39 (Fernruf 200386), Postscheckkonto 35021. — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Redaktion der Bergakademie oder dem Akademie-Verlag. — Preis dieses Heftes: 8,— DM. Bestell- und Verlags-Nr. 2062/266/C 74. Vertrieb: Für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; für das Gebiet der Deutschen Bundesrepublik durch den Buchhandel (Auslieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart-S, Wilhelmstraße 4—6; für das gesamte Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import GmbH, Leipzig C 1, Postschließfach 276, oder den Verlag. Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza. — Veröffentlicht unter der Lizenz-Nr. 202-100/522/59 des Ministeriums für Kultur, HV Verlagswesen, der Deutschen Demokratischen Republik. Kartengenehmigung: Mdl der DDR. Nr. 4811 und Nr. 4858. — Printed in Germany. — Alle Rechte vorbehalten

**Gefügekundliche Untersuchungen im
NE-Teil des Granulitgebirges**

Von

HANSJÜRGEN BEHR

Mitteilung Nr. 20

aus dem Institut für Geologie der Bergakademie Freiberg

I N H A L T

Einleitung	7
1 Die Gefügeelemente des Schiefermantels	7
1.1 Der innere Schiefermantel	7
1.11 Glimmerschiefer	8
1.12 Granit von Berbersdorf	11
1.121 Petrographie	12
1.122 Ganggesteine	14
1.123 Einschlüsse	15
1.124 Klufftektonik	16
1.125 Korngefüge	17
1.126 Zusammenfassung	19
1.13 Biotitgneis	20
1.14 Gneisglimmerschiefer	21
1.141 Klippe am Straßenkreuz westlich E-Werk Etzdorf	21
1.142 Klippen südlich Böhrigen	22
1.15 Gabbro	23
1.151 Das Vorkommen bei Böhrigen	23
1.152 Das Vorkommen von Talbad Roßwein	24
1.153 Das Vorkommen von Mahlitzsch	25
1.2 Der äußere Schiefermantel	25
2 Die Gefügeelemente im Granulit	25
2.1 Flächengefüge	26
2.2 Lineartextur	26
2.3 Falten	27
2.4 Flexuren und Flexurgänge	30
2.5 Faltenmullions	30
2.6 Stauchräume	30
2.7 Schleppungen	30
3 Zusammenfassung	31
Literatur	31
Bilder	33

Eingang des Manuskripts in der Redaktion: 3. 3. 1959

EINLEITUNG

Über die petrographische Substanz des Granulitgebirges liegt in der bedeutenden Arbeit von J. LEHMANN (1884) und den daran angeknüpften Untersuchungen K. H. SCHEUMANNs und seiner Schule umfangreiches und wertvolles Material vor. Weniger günstig ist es mit Unterlagen zur Tektonik bestellt. Die von K. H. SCHEUMANN (1935) in die Diskussion gebrachte Deckentheorie gründet sich vor allem auf substantiell vergleichende Studien, während tektonische Detailuntersuchungen und die Überprüfung der regionalen Hypothese am Gefügeinventar noch fehlen. Es soll daher auf der Grundlage gefügekundlicher Arbeitsmethoden versucht werden, einen Beitrag zu diesen Problemen zu liefern. Die Anregung dazu erhielt ich von meinem hochverehrten Lehrer, Prof. Dr. A. WATZNAUER. Für viele förderliche Ratschläge und Hinweise bin ich ihm zu besonderem Dank verpflichtet. Es werden im folgenden einige Teilergebnisse vorgelegt, die im Rahmen einer Diplomarbeit 1957 am Geologischen Institut der Bergakademie erarbeitet wurden. Das hier betrachtete Gebiet ist der östliche Teil des Granulitgebirges, östlich des Waldheimer Serpentinbogens zwischen Steina-Döbeln-Nossen-Berbersdorf¹.

Die verwendete gefügetektonische Nomenklatur folgt den von B. SANDER (1948) eingeführten Begriffen.

1 DIE GEFÜGEELEMENTE DES SCHIEFERMANTELS

Der Schiefermantel des Granulitgebirges besteht aus zwei tektonischen Gliedern, der inneren Zone der Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer und der äußeren Zone der Phyllite und nichtmetamorphen altpaläozoischen Gesteine. Beide Einheiten zeigen völlig unterschiedliche tektonische Elemente, die mit Ausnahme der Arnsdorfer Schuppenzone am S-Rand nicht ineinander übergehen.

1.1 Der innere Schiefermantel

Die liegenden Gesteine des inneren Schiefermantels unmittelbar im Hangenden des Granulits sind Metabasite und Gneisglimmerschiefer. Über ihnen lagert als Hauptgestein der inneren Manteleinheit Muskowitglimmerschiefer mit Einschaltungen von Biotitgneis und Gneisgraniten. Einige Schwierigkeiten bereitet die Grenzziehung zwischen dem Glimmerschiefer im Gebiet von Arnsdorf und Berbersdorf und der südlich anschließenden Arnsdorfer Schuppenzone. Diese Einheit stellt das Liegende des zwischengebirgischen Kristallins von Frankenberg-Hainichen dar; es

¹ Die tektonische Analyse wurde inzwischen auf das gesamte Granulitgebirge ausgedehnt. In der in Kürze abgeschlossenen Arbeit hofft der Verfasser, auch die hier noch offen gebliebenen Probleme befriedigend erklären zu können.

handelt sich hierbei um eine Folge von phyllitischen Graphitglimmerschiefern, graphitischen Quarziten, kristallinen Kalken, Amphiboliten, Adinolschiefern, Zweiglimmergneisen und Staurolith-Biotitfelsen zwischen dem inneren Schiefermantel im Liegenden und der Epidot-Amphibolschieferserie von Hainichen im Hangenden. Die Kontaktmetamorphose des im inneren Schiefermantel liegenden Granitkörpers von Berbersdorf führte eine mineralfazielle Angleichung beider Einheiten herbei, so daß auf den geologischen Spezialblättern das phyllitische Paläozoikum mit unter Muskowit- und Andalusitglimmerschiefern erscheint.

1.11

Glimmerschiefer

Dem im allgemeinen dünnstiefrigen Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer sind in der Umgebung der Lagergranite, besonders entwickelt bei Bebersdorf, dickschiefrige, dunkle Andalusitglimmerschieferbänke eingelagert.

Das Grundgewebe besteht aus einem geschlossenen, lepidoblastischen Glimmergefüge || s; überwiegend langeschichtiger Muskowit, parallelverwachsen mit Biotit (X = braungrün, Y = Z = gelbgrün). Deutlich unterscheidet sich davon der grobschichtige, kräftig dunkelbraune, jüngere Querschiefer in der Umgebung von Gneisgraniten. Der Grundgewebebiotit ist dort, wo keine statische Rekristallisation wirksam war, meist chloritisiert unter massenhafter Ausscheidung von Rutil. Quarz in || b gestreckten Einzelkörnern oder linsenförmigen Pflasteraggregaten: aggressiv gegenüber Glimmer, Feldspat, Staurolith, Granat. Granat als idiomorphe Holoblasten mit reichem, oft post- oder parakristallin rotiertem Interngefüge im Kern und einem breiten, an Inklusionen freien Mantel. Das Erscheinungsbild des Interngefüges ist das gleiche wie bei Staurolith. Staurolith tritt oft in großen Mengen auf und wird von Korngrenzen und Rupturen aus vielfach weitgehend zu fasrig struierten Massen aus grünlichem Glimmer und blättrigem Chlorit zersetzt, die fleckenweise isotropisieren. Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas) als seltene Nebengemengteile, häufig dagegen in aplito-pegmatitischen und granitischen Injektionstrümmern. Akzessorien: Magnetit, Apatit, Rutil, Leukoxen, Zirkon, Spinell (an Biotiträndern).

Als zweite Mineralisation in der Umgebung von Gneisgraniten außer Querglimmersprossung, Quarz- und Glimmerrekristallisation, Bildung von Kontaktmineralien. Andalusit, bei Bebersdorf in frischen, bis 7 cm langen Stengeln, meist jedoch randlich oder vollständig in Pinit oder Prasiolith zersetzt, die von Hämatitförmchen durchwirkt werden. Para- bis postkristallin rotiertes Interngefüge. Die gleichen Merkmale treffen auch auf den weniger verbreiteten Cordierit zu, mit seinen gedrungenen, viereckigen Idioblasten. Nach der Zersetzung sind beide Mineralien schwer zu unterscheiden. Mitunter ist auch ein Reichtum an Sulfidkörnern charakteristisch, an die sich ebenso wie bei Andalusit und Cordierit || s glimmerarme, geschonte Höfe mit Quarzpflastern anheften.

Die s_1 -Schieferungsflächen streichen parallel dem Granulitrand. Eine Schichtung läßt sich nicht mehr finden. Gegen die Arnsdorfer Schuppenzone zu nimmt die Metamorphose jedoch allmählich ab, und s_1 gibt sich als Parallelschieferung zu erkennen.

Auf s_1 liegt eine deutliche, in jedem Aufschluß nachzuweisende Lineartextur, die oft als Runzelung mit Amplituden von mehreren Millimetern ausgebildet ist. In einigen Aufschlüssen läuft der Lineartextur eine Kleinfaltung parallel. Das Streichen dieses Achsengefüges beträgt, wie aus dem Sammeldiagramm (D 1) zu entnehmen ist, im Mittel 140—150°. Das lineare Element ist mit großer Einheitlichkeit im

inneren Schiefermantel des Untersuchungsgebietes anzutreffen. Während es zwischen Steina und Roßwein auf den inneren Schiefermantel beschränkt bleibt und sich keinerlei Hinweise für ein Übergreifen in den äußeren Schiefermantel finden lassen, kann man es im S durch die Arnsdorfer Schuppenzone bis in das Frankenger Gebirge hinein verfolgen. Der Charakter dieser Striemung erweist sich nicht nur makroskopisch, sondern auch im Korngefüge als b (B), d. h. als Umfältelungsachse des muskowitzischen Grundgewebes, wie aus dem geschlossenen Glimmergürtel zu ersehen ist. (D 2) mag stellvertretend für eine große Anzahl von Diagrammen erscheinen. Da die Teildiagramme gut ineinander überführbar sind, ist ihre statistische Homogenität gewahrt, und es besteht kein wesentlich störender Schnitteffekt. Die für Biegefalten typische Verdickung der Faltenscharniere durch Stofftransport an die Konvexeite ist bis in das mikroskopische Bild oft deutlich sichtbar. Quarzscheiben und Staurolithaugen zeigen in Schnitten $\parallel b$ deutlich gestreckte Formen.

Die Quarzachsen in (D 29), Karte I, weisen eine sehr scharfe Regelung auf mit einem ausgeprägten Max. I in (a) und einem Gürtel \perp (b). Ebenso eindeutig, wenn auch mit etwas schwächer besetztem Max. I, ist das Regelungsbild von (D 27), Karte I. Beide ergänzen den Charakter des Glimmerschiefers als B-Tektonit. Sehr abweichend ist hingegen (D 28), Karte I, geregelt, das zu einem dünnplattigen, nur schwach gestriemten Glimmerschiefer gehört. Die Quarzachsen besetzen einen breiten, gespaltenen Gürtel $\parallel b$ (siehe 1.125). Obwohl der Glimmerschiefer im allgemeinen keine sehr scharfe Regelung zeigt, ist die Neigung zur Gürtelbildung \perp zur Lineartextur in den zahlreichen angefertigten Diagrammen unverkennbar. Da Max. I, II, IV dazutreten können, liegen Übergänge zwischen S- und B-Tektoniten vor.

- (D 29) \parallel Striemung = (b); 300 Quarzachsen; $> 14-12-10-8-6-4-3-2-1-0\%$; Max. I in (a), Gürtel \perp (b).
- (D 27) \parallel Striemung = (b); 300 Quarzachsen; $> 12-8-6-4-2-1-0\%$; Max. I in (a), Gürtel \perp (b).
- (D 28) \parallel Striemung = (b), Striemung sehr schwach; 250 Quarzachsen; $> 3-2-1-0,5-0\%$; Anordnung der Maxima $\parallel s$, Verschmelzung zweier Kleinkreise \perp (c).
- (D 30) Zweiglimmergneiseinschaltung im Glimmerschiefer. $\perp s$, $\parallel 145^\circ$; 255 Quarzachsen; $> 5-3-2-1-0,5-0\%$; Anordnung und Verzerrung der Maxima und Minima $\parallel s$.
- (D 26) Quarzitinse im Glimmerschiefer. \parallel Striemung = (b); 150 Quarzachsen; $> 6-5-4-2-1-0,5-0\%$; verzerrtes Max. II, schwacher Gürtel \perp (b).

An wenigen Stellen, z. B. östliche Berbersdorf, an der Arnsdorfer Mühle und an der Spinnerei Berbersdorf stellt die Striemung zugleich den Schnitt des scharf ausgebildeten s_1 -Flächensystems mit einer Schubklüftung s_2 (150—160/20—30 SE) dar. s_2 ist jedoch nur selten als Scherfläche voll in Erscheinung getreten und wird meist durch flexurartige Verbiegungen von s_1 oder durch Betonung einer Schenkelschar der Glimmerfältchen angedeutet. Stets liegt die Schubklüftung in der Achsenebene der Kleinfaltung.

Am S-Rand des Berbersdorfer Granites springt s_1 plötzlich in verschiedene, aus der allgemeinen Streichrichtung abweichende Werte über. Die Striemung dagegen behält ihre konstante Richtung bei. Bruchtektonische Verstellungen im Rahmen einer S-Randverwerfung am Berbersdorfer Granit, die älter sind als die Striemung, verursachen diese Abweichungen.

In der Arnsdorfer Schuppenzone ist eine ältere, von der NW—SE Striemung überwältigte, erzgebirgisch streichende Lineartextur mit Kleinfältelung ausgebildet. Von diesen älteren Elementen finden sich jedoch keinerlei Anzeichen im inneren Schiefermantel.

Als jüngstes Flächenelement sind Knickzonen (25—35/30—50 W) an lokal in Erscheinung tretenden s_3 -Flächen anzusprechen.

Über den Zusammenhang Lineartextur — zweite Mineralisationsphase ist Folgendes festzustellen. Gegenüber Granat und Staurolith ist die letzte Deformation deutlich postkristallin, besonders der Staurolith wurde dabei häufig in zahlreiche Bruchstücke zerlegt, die mit Quarz verheilten. Andalusit und Cordierit zeigen in vielen Fällen eine Wachstumsordnung \parallel (b). Einschlußwirbel in ihnen weisen auf parakristalline, deutliche Spuren rupturer Beanspruchung auf anschließende postkristalline Deformation hin. Die Glimmerrekristallisation jedoch überdauerte die Kontaktmineralbildung, wie man an dem unversehrten Muskowit-Biotitgebälk sieht, das straff in s_1 eingeschichtet liegt oder \perp (b) in schönen Polygonalbögen angeordnet ist. Mitunter liegen ausgezeichnete Querbiotite auch in den heterokinetischen Höfen von Staurolith, Cordierit und Andalusit. Nur im Innern einzelner Faltenknie können postkristalline Korndeformationen am Glimmer nachgewiesen werden.

Im Anschluß an die Kontaktmineralbildung, aber noch vor Abschluß der Glimmerrekristallisation, hat eine leichte hydrothermale Überprägung des Kontakthofes zur Zersetzung von Staurolith, Cordierit und Andalusit geführt sowie einzelne Biotitpartien vergrünt oder gar chloritisiert. Das Quarzgefüge ist in den Bereichen der Kontakthöfe in bezug auf die Striemung besser rekristallisiert und schärfer neueregelt als außerhalb derselben. Zudem ist in einzelnen Diagrammen eine deutliche Abhängigkeit des Umregelungsgrades vom mengenmäßigen Verhältnis Glimmer-Quarz und von der Verteilung des Quarzes im Grundgewebe spürbar. So sind zusammenhängende Quarzlinsen schärfer geregelt als Einzelkörner. Das Gefüge nicht kontaktmetamorpher Glimmerschiefer trägt oft noch unverheilte Merkmale klastischer bis mylonitischer Zerstörung, hervorgerufen durch die Bildung der Lineartextur. Auf diskreten Scherflächen $\parallel s_1$ und s_2 findet sich dann Zermahlung der Glimmer unter reichlicher Ausscheidung von dispers verteiltem Hämatit, der die Umgebung der Scherflächen kräftig färbt, Rutil, Leukoxen und Chloritisierungserscheinungen.

Lineartextur und zweite Mineralisation fallen demnach zeitlich zusammen. Da der innere Schiefermantel sehr reichlich mit kleineren und größeren Granitkörpern durchsetzt ist, wurde das Glimmergrundgewebe meist wieder hergestellt.

1.12

Granit von Berbersdorf

Nach dem Grade ihrer textuellen Verformung unterscheidet K. H. SCHEUMANN (1954) unter den zahlreichen Graniten im Granulit und Schiefermantel vier Intrusionsetappen:

1. Intrusionen zwischen Kern und Hülle, zum großen Teil im granulitischen „s“ eingearbeitet und in die Bestandmasse der Randgranulite eingegangen.
2. Stark mylonitisierte Körper, z. B. die Lagergranite.
3. N—S streichende Lagergänge in stengligen Stauchräumen westlich der Waldheimer Querstörung mit postkristallinen Deformationen.
4. Richtungslos körnige Stöcke auf großen Querspalten.

Der Berbersdorfer Granit besitzt randlich eine gneisige Textur und soll daher nach K. PIETZSCH (1956) eine vermittelnde Stellung zwischen Lagergraniten und jüngeren Graniten einnehmen. Da der Gesteinskörper östlich der Waldheimer Querstörung liegt, entspricht dies also einem Granit zwischen den Intrusionsetappen 2 und 4 von K. H. SCHEUMANN. Der Mittweidaer Granit trägt schließlich posttektonischen Charakter. K. PIETZSCH stellt den Berbersdorfer Granit zusammen mit den Graniten von Meißen, Bobritzsch usw. in das Westfal. Die Karbonablagerungen von Chemnitz-Hainichen, nach W. GOTHAN (1932) jüngstes Unterkarbon, enthalten bereits den Abtragungsschutt der erz- und granulitgebirgischen Schieferhüllen. In höheren Horizonten treten als Wildbachschotter bis kubikmetergroße Granitblöcke auf, wie K. PIETZSCH (1956) vermutet, wahrscheinlich Lagergranite des Granulitgebirges. Es müßten dann aber, da ja die Stöcke von Berbersdorf und Mittweida erst später intrudiert sein sollen und diese Granite einen anderen strukturellen Habitus aufweisen, im südlichen Schiefermantel größere, jetzt völlig erodierte oder verdeckte Lagergranite vorgelegen haben.

Für die Granite 1—3 wird allgemein textuelle Primäreinformung durch den nach N gerichteten Deckenschub angenommen. H. v. PHILLIPSBORN (1923) teilt die mylonitischen Granitgneise in der nördlichen Randzone des Granulitgebirges nach vorherrschender Paralleltextrur, Augentextrur und Mörteltextrur ein. Er spricht sich für pulsierende Intrusionen während des langandauernden Vorganges der Deckenbewegung aus und, da die Bewegungen noch anhielten, für weitergehende Beanspruchung nach der Verfestigung. Die bis auf wenige Ausnahmen in fast allen Lagergraniten vorhandenen und meist sehr deutlich ausgebildeten linearen Paralleltextruren streichen im NW—SE Sektor zwischen 130° — 160° . Das würde, auf den Deckenschub bezogen, einer Streckung in (a) entsprechen. Das Lineargefüge deckt sich jedoch vollkommen mit der im umgebenden Schiefer auftretenden, schon besprochenen und als (b) = B definierten Striemung und Kleinfältelung. Auch die Quarzgitterregelung der Lagergranite selbst läßt dieses lineare Element, wie noch gezeigt werden wird, als || (b) erkennen. Da noch jeglicher Hinweis auf einen $B \perp B'$ -Tektonit fehlt, können diese Texturen nicht mit einer nach N gerichteten Deckenbewegung im Zusammenhang gesehen werden.

Ein stets vorhandenes Flächengefüge in den Gneisgranitlinsen fällt mit den Schieferungsebenen des Hüllgesteins zusammen.

Folgende Gesteinstypen sind zu unterscheiden:

1. Mittel- bis feinkörniger, braunroter Granit mit schwacher Lineartextur, aber deutlicher flächiger Paralleltextur.

2. Mittel- bis feinkörniger, fleisch- bis ziegelroter Granit mit ausgezeichneter Lineartextur.

3. Sehr feinkörniger, glimmerreicher, dunkler Granit mit schwacher, flächiger Paralleltextur.

1. Typus: Das Hauptgestein des Granitkörpers ist ein braunroter, seltener grauer Granit von recht konstanter Körnung. Die mittleren Korndurchmesser betragen 1—2 mm mit Ausnahme der lokal massenhaft in Erscheinung tretenden endoblastischen K(Na)-Feldspatgroßblasten ($0,5 \times 1,0$ cm). Flächenhafte Paralleltexturen sind allgemein, lineare nur untergeordnet ausgebildet. Hauptgemengteile sind Biotit, Plagioklas, K(Na)-Feldspat, Quarz. Als Nebengemengteil wenig Muskowit. Akzessorisch Apatit, Zirkon.

Den Biotit (X = hellbraun oder hellgelb nach grün, Y = Z = braun-rotbraun) korrodieren alle Kornnachbarn stark. Undulös fleckige Auslöschung zeigen wenige kataklastisch beanspruchte Glimmer. Eine deutliche Einregelung durch Parallelstellung der Blättchen ist bereits makroskopisch erkennbar. Einschlüsse von Zirkon. Plagioklas (0,7—1,5 mm), hypidiomorph, wird von Quarz und noch bedeutend kräftiger vom endoblastischen K(Na)-Feldspat angegriffen und korrodiert, beginnend mit randlicher Auslaugung bis zum vollständigen Kornabbau. Der sich bei diesen Reaktionen reichlich bildende Myrmekit greift saumartig in die Plagioklasruinen vor oder durchzieht diese vollständig. Die Trübung der schwach undulierenden Zwillingstöcke nimmt vom Kern oder konzentrischen Ringen ihren Ausgang. Als Füllungssilikat Serzit, durchwirkt mit Roteisenschüppchen. In den unangegriffenen Randzonen 8—15% An. Mehrere zonare Rekurrenzen. Als Einschlüsse Biotit, Quarztropfen, Apatit und Zirkon. Zwillingbildung nach Albit- und Periklin-, seltener nach KB-Gesetz. K(Na)-Feldspat, xenomorph, undulös fleckig, perthitisch (Ader-, Spindelperthit). Verwaschene Mikroklitterung in einzelnen Großblasten. Verzwilligung nach KB-Gesetz häufig. Der K(Na)-Feldspat läßt sich deutlich einer endoblastischen Spätphase zuordnen, die das primäre magmatische Gefüge weitgehend überholte. In die Korngrenzen der Gefügenachbarn eindringend, umwächst und verdrängt er die anderen Bestandteile, deren Reste noch als amöbenförmige Einschlüsse vorliegen oder völlig zu Trübungsschlieren zergangen sind. Auch alle anderen Erscheinungen, wie Plagioklaszerfall, die vielfältigen myrmekitischen Intergranular-Symplektite und feine Körneraggregate idioblastischer Albite, die von den Grenzfugen aneinanderstoßender K(Na)-Feldspäte aus gegen diese vordringen, fügen sich in das Erscheinungsbild spätmagmatisch hydrothermalen und metasomatischer Vorgänge ein. Der K(Na)-Feldspat gehört mehreren Abfolgen an. Gelegentlich sind zerbrochene ältere Individuen von einer jüngeren Abfolge verheilt worden, oder unversehrte Kristalle werden von einer jüngeren Generation ummantelt. Zwischen älterem und jüngerem K(Na)-Feldspat liegt eine Protoklase. Der ältere K(Na)-Feldspat ist nicht perthitisch. Quarz unduliert stark. Im Plagioklas, vor allem aber in den K(Na)-Feldspatgroßblasten liegen reichlich dihexaedrische Quarztropfen und wenige poikiloblastische Muskowitspäne.

2. Typus: Innerhalb eines breiten Streifens am NE-Rand des Granitkörpers wurde das Gestein stark deformiert und bekam eine kräftige lineare Paralleltextur aufgeprägt. Im Handstück ist infolge des verschiedenen Anschnittes der dunklen Biotitstriemen im Längs- und Querbruch das Charakteristische der Textur deutlich zu sehen. Grob-

flasrige Partien wechseln mit feinflasrigen. Das Korngefüge wird von starker Kataklase bestimmt, die sich bis zu grobmylonitischen Bildern steigern kann. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Biotit, K(Na)-Feldspat, Muskowit. Akzessorisch Apatit, Zirkon, Erz.

Unversehrte Feldspäte sind selten. Die meist abgerundeten Plagioklase werden von Trümmerschlieren polygonaler Quarze und mitgeschleppter, zerrissener Biotite umflossen. Quarz ist einem gründlichen Kornzerfall unterworfen. Größere, eng verzahnte Restkörner undulieren kräftig, die rekristallisierten Polygone selten.

Mittlerer Korndurchmesser der Quarzpflaster 100—250 μ . Den Kornrand der Feldspäte umhüllen noch feinere Mörtelsäume (50—100 μ), an denen auch Feldspatabrieb beteiligt ist. Im Längsbruch verlaufen die Trümmerzonen oft quer durch größere Körner. Der Biotitzerfall beginnt mit der Bildung randlicher Polygonkränze und erfaßt schließlich den ganzen Kristall, der zu wirrem Häcksel zerstoßen und zu dünnen Häuten ausgezogen wird. Im Querbruch inselartige Aggregate, im Längsbruch zeilenförmige Ströme. Feine Biotitfilme dringen in die Fugen von Großkristallen ein. In den Spaltrissen hat sich oft reichlich Fe-Oxydstaub angesiedelt. Häufig ist poikiloblastischer Muskowit mit Biotit parallelverwachsen. Oft sitzen die Hellglimmer aber auch als Rekristallisate kreuz und quer gelagert zwischen den zerstörten Biotiten. Der undulöse und vielfach zerpreßte K(Na)-Feldspat wird ebenso wie größere, zerbrochene Apatite von Mörtelströmen durchdrungen oder von Albit verheilt. Das Auftreten von Dehnungsquarz ist als Anzeichen von Neukristallisation zu werten. Der auffällige Myrmekitreichtum des Feldspatabriebes dürfte aus der Zeit des blastischen Ausgleichs der kataklatisch hervorgerufenen Ungleichgewichte stammen.

Die hier beschriebenen Strukturen beschränken sich nicht ausschließlich auf den NE-Rand, in lokal begrenzten Zonen sind sie auch innerhalb des Granitkörpers mehr oder weniger vollständig ausgebildet.

3. Typus: Im südlichen Steinbruch der Granitwerke von Berbersdorf enthält der Hauptgranit (1. Typus) mehrere Großschlieren einer dunklen Varietät eingelagert, die sowohl im Mineralbestand als auch texturell deutliche Eigenheiten aufweist. Das dunkelbraune Gestein ist von sehr feinem Korn (max. 1 mm) und durch eine schwache Regelung des reichlich vorhandenen kurzschuppigen Biotites nur undeutlich flächenhaft texturiert. Die leukokraten Bestandteile sind makroskopisch nicht auflösbar. Nur in einzelnen wolkenartigen Partien reichern sich porphyrische weiße Feldspäte bis 5 mm Korndurchmesser an. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Biotit. K(Na)-Feldspat ist teils Haupt-, teils im Verein mit Apatit Nebengemengteil. Akzessorisch Titanit, Zirkon, Rutil, Erz.

Biotit, hypidiomorph, X = gelbgrün, Y = Z = dunkelolivgrün. Chloritisierung längs Spaltrissen oder vom Kornrand einsetzend. Korrosion durch alle anderen Hauptgemengteile. Hellglimmer fehlen vollkommen. Auffallend ist der Reichtum an idiomorphen Plagioklasleisten mit Zonarbau und Zwillingslamellierung. Starke Trübung und Zerfall der Kerne. Der Gehalt von 20—33% An (basischer Oligoklas bis saurer Andesin) in den unversehrten Randzonen liegt deutlich höher gegenüber den 8—15% An (basischer Albit bis saurer Oligoklas) in den Randzonen der Plagioklase vom 1. Granittypus. Unter den Leistenplagioklasen ist eine Vorzugslage der Längsachsen in der Ebene der schwachen Biotitregelung unverkennbar. Die miteinander in schwach buchtigem Kornverband stehenden Quarze undulieren sehr stark. Der Anteil an K(Na)-Feldspat tritt gegenüber dem Normalgranit stark zurück. Auch hier ist er deutlich endoblastisch und korrodiert alle Kornnachbarn, insbesondere Plagioklas. Gegen Quarz kommt es mitunter zu geringen Reaktionsgefügen. Verzwilligung nach dem KB-Gesetz, schwache Undulation. Die reichlich vorhandenen 100—150 μ langen Apatit-

säulchen liegen als Einschlüsse in allen anderen Komponenten. Braungelber idiomorpher Titanit mit typischen spitz-rhomboedrischen Querschnitten der bis 1 mm großen Körnchen ist weitverbreitet.

In einzelnen Partien innerhalb der dunklen Schlieren steigt der K(Na)-Feldspatanteil um ein Vielfaches. Die betreffenden Bereiche sind bereits makroskopisch leicht an dem Hervortreten der hellen Feldspatblasten und den sphäroidischen Absonderungskörpern (bis 2 m Durchmesser), in die sie bei der Verwitterung und beim Anschlag zerfallen, zu erkennen. Die reiche K(Na)-Feldspatblastese hat an diesen Stellen das schwache Flächengefüge verwischt, und die sonst erkennbare Teilbarkeit (1) vollkommen aufgehoben.

Die dunklen Großschlieren werden vom normalen hellen Granit gangförmig durchgriffen. Innerhalb der Trümer paßt sich die Glimmerregelung dem Salband an. Orientierung der Großschlieren = 60—70/25 SE. Man kann annehmen, daß es sich bei diesem Typ um Schollen einer kleinen Frühintrusion von etwas basischer Natur als dem Hauptkörper handelt. Herr Prof. Dr. A. WATZNAUER machte mich darauf aufmerksam, daß auch an eine Deutung im Sinne des Soret-Effektes zu denken wäre.

1.122

Ganggesteine

Es tritt nur eine saure Abfolge von Apliten und Pegmatiten auf, die von der allgemeinen Deformation mit erfaßt wurde. Feinkörnige, rötliche Quarz-Orthoklasaplite durchadern als wenige Zentimeter mächtige, mit dem Nebengestein innig verfloßte Schlieregebilde den Granit. Seltener sind Trümer mit scharfen Salbändern. Im Tiefenbachtal tritt eine abweichende Varietät von gelblichgrünem Aplit mit Quarz und Plagioklas als Hauptgemengteil auf. Nebengemengteile sind Orthoklas, Amphibol, Titanit, Apatit. Akzessorisch Zirkon.

Hypidiomorphe, nur leicht getrübe Plagioklaszwillingstöcke sind durch aggressiven, undulierenden Quarz verbunden. Korrodierte Titanitkörnchen halten Apatit umschlossen, der reichlich in 2—3 mm langen Säulchen auftritt. Zerlappte, chloritisierte Hornblenden liegen im Grundgewebe verstreut oder ragen als frische Kriställchen in kleine miarolitische Drusenräume. Xenomorpher Orthoklas ist sehr selten. Zonarer Zirkon als Einschlußmineral im Plagioklas und Amphibol umgibt sich mit gelben radioaktiven Höfen, die schon mit der Lupe erkennbar sind.

Die vereinzelt Pegmatite füllen nur wenige Zentimeter mächtige, aber mit scharfen Salbändern gegen das Nebengestein abstoßende Trümer. Als Hauptgemengteile Quarz, K(Na)-Feldspat, Biotit. Nebengemengteile sind Plagioklas und Turmalin. Reiche Besetzung der Kornränder des K(Na)-Feldspates mit idioblastischen Albitneubildungen, die auch das Granitgefüge beiderseits der Pegmatite kräftig durchwuchern.

Strukturell, texturell, im Feldspatanteil und damit auch farblich variierende kleine Granitschlieren an Stellen größeren Einschlußreichtums sind auf Resorptionserscheinungen zurückzuführen.

1.123

Einschlüsse

Die Einschlußdichte ist besonders im südlichen Teil des Granitkörpers groß. Nahe der Brecheranlage der Granitwerke konnten Partien mit 30—50 Fremdgesteinsbröckchen pro m² Bruchwand beobachtet werden. Infolge starker Abrundung der Xenolithe ist keine Einregelung festzustellen. Die bogenförmige Anordnung läßt aber auf Turbulenz im magmatischen Einströmgefüge an dieser Stelle schließen. Auch das Flächengefüge des Granits verläuft hier völlig uneinheitlich, der Biotit umschmiegt die Einschlüsse und erzeugt zwischen ihnen Bilder wirblich verknäulter Fließtexturen. Im nördlichen Steinbruch der Granitwerke behindern riesige Einschlußschollen den Betrieb. Die Flächenpole solcher deutlich einmeßbaren plattigen Fremdkörper sind in den betreffenden Kluftdiagrammen mit zur Darstellung gebracht worden.

1. Glimmerschiefer: In kleinsten Bröckchen und großen, viele Kubikmeter umfassenden Schollen ist Glimmerschiefer das weitaus häufigste Fremdmaterial. Quarz und neugebildeter Plagioklas neben etwas Orthoklas bilden zeilenförmige, ungleichkörnige Pflasteraggregate in dem von Querglimmern (Muskowit und Biotit) durchwucherten Gefüge. Cordierit ist selten noch in frischen Körnern erkennbar. 2—3 cm lange, schlanke Andalusitnadeln durchspießen das Grundgewebe in allen Richtungen, oft sind sie restlos verglimmert. Gewundene Sillimanitsträhnen liegen in Quetschzonen des Gefüges. Untergeordnet Granat in amöboiden Kornruinen. Die Aufarbeitung dieser Einschlüsse über metablastische und metatektische Zwischenstufen bis zu zweiglimmrigen granitischen Schlieren läßt sich im Einschnitt des Striegistals gut verfolgen.

2. Kristalliner Kalkstein: Im oberen Teil des Tiefenbachtals treten im Waldboden als Lesesteine einige große Kalkblöcke auf. Ihre Verwachsung und Vergesellschaftung mit Kalksilikathornfelsen charakterisiert sie als Einschlüsse. Das Schlibbild zeigt ein stark mit Epidot, Feldspat und Quarz verunreinigtes Kalzitpflaster. Zwillingslamellierungen am Kalzit sind durch Rekristallisation weitgehend verwischt. Die Bruchstücke einzelner vollkommen zertrümmerter Orthoklase schwimmen im Kalzit.

3. Kalksilikathornfels: In dem dichten, zähen, graugrünen Fels wird eine schwache flächenhafte Paralleltextur durch den Wechsel aktinolithreicher mit feldspatreichen Lagen gegeben. Aktinolith in porphyroblastischen Prismen, seltener als langnadelige Kriställchen (bis 5 mm). Das Grundgewebe der helleren Partien bilden feinmaschige Plagioklaspflaster, die erfüllt sind mit Epidotkörnchen. Seltener gesellen sich Quarz und Biotit dazu. In feinen Körnchen bis zu makroskopischen Anreicherungen Magnetkies. In isolierten Streifen und inselförmigen Partien Kalzit.

4. Graphitquarzit: Untergeordnet und nur im Tiefenbachtal kommen in kleineren Einschlüssen Graphitquarzite vor. Das feine, zeilenförmige Quarzpflaster des schwarzen, ebenplattig brechenden Gesteins wird von feinsten Graphitpartikeln durchstäubt. Kurzschuppiger Biotit konzentriert sich lokal an den Rändern der Zeilen.

5. Quarzitisches Schiefer: Gut spaltende, dichte, graue Einschlüsse. In einem feinkörnigen Quarzpflaster liegen geregelte Biotite, Plagioklase, vereinzelt Orthoklasten und in großen Mengen winzige Apatitnadelchen.

Der Berbersdorfer Granit zeigt ein klares, einheitliches Kluftbild (Karte II).

Max.	(D6)	(D7)	(D8)	(D9)	(D10)
I = L	45/30 SE	55/35 SE	105/35 S	—	70/20 SE
II = (ac)	50/60 NW	70/40 NW	90/45 N	65/40 NW	65/60 NW
III	145/90	135/70 NE	165/90	145/90	140/90
IV	35/90	15/90	20/90	25/90	10/90
V	105/90	120/90	115/90	105/90	114/90
VI	—	150/62 NE	—	—	—
VII	—	150/90	145/90	—	—
VIII	—	170/70 W	—	—	—

Der Granit ist im Zentrum und im S-Teil zwar nicht so stark vergneist wie am NE-Rand, aber dennoch deutlich flächig texturiert. Das mikroskopische Bild belegt, daß es sich um eine durch syngenetische Druckwirkung verursachte Textur handelt. Im Dünnschliff zeigt sich ein normales magmatisches Erstarrungsgefüge mit endoblastischer Überholung, dazwischenliegender proto- und nachfolgender kataklastischer Beanspruchung. In der s-Fläche liegt eine ausgezeichnete Teilbarkeit (1) = Teilbarkeit nach L, dem Lager. Orientierung von (1) = 75—90/25—30 SE. s, (1) und L fallen in allen Aufschlüssen einsinnig nach SE. Die Einschlüsse liegen, soweit sie plattig sind, zum überwiegenden Teil streng in L, ebenso die Großschlieren. Das Kluftmaximum I deckt sich bis auf Abweichungen von wenigen Grad mit (1), ist also ohne Bedenken als L, d. h. als Maximum der Lagerklüfte, zu bezeichnen. Die L-Klüfte sind in der Mehrzahl mit Bewegungsspuren bedeckt.

Gleichstreichend, aber \perp Max. I steht Max. II (50—70/50 NW), eine Schar rauher, in jedem Aufschluß anzutreffender Klüfte, die als einzige selbst die zähen Einschlußschollen durchsetzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie mit der Striemung in genetischem Zusammenhang stehen und (ac)-Klüfte darstellen. In allen Gesteinen des inneren Schiefermantels sind diese Klüfte regelmäßig ausgebildet, und in den Rahmengesteinen des Granits treten sie konstant als Haupttrichtung auf (Karte II).

Das Gangfolge läßt eine Bevorzugung der (ac)-Klüfte erkennen. Viele, wenige Millimeter starke leukokrate Trümchen im Lager sind nur ungenau einmeßbar und sind nicht in Diagramm (D 3) aufgenommen worden. Besonders häufig sind sie im Striegistal zu beobachten.

Max. III (150/90) etwa \perp Max. I und Max. II. Auch diese Klüfte sind in großer Stetigkeit ausgebildet mit scharf ausgeprägten, glatten Flächen. Von den übrigen Maxima fallen noch zwei durch ihre konstante Lage auf, Max. IV (10—35/90) und Max. V (105—120/90). Die NNE—SSW streichenden Klüfte liegen einer jüngeren großen Störungszone im Granit parallel. Die hangende Scholle der 35/60 SE streichenden Verwerfung hat kräftig auf den liegenden Flügel gepreßt und das Gestein völlig mylonitisiert. Der Verwurf beträgt, wie sich aus der Verstellung einer Groß-

schliere abschätzen läßt, ca. 15 m. Die Mehrzahl aller kleineren Störungen streicht NE—SW. Flache Fallbeträge herrschen vor.

Für die Bruchtektonik des Granulitgebirges ist die NW—SE und die N—S bis NNE—SSW Richtung von besonderer Bedeutung. K. H. SCHEUMANN (1924) und F. SCHUCK (1927) weisen auf die Rolle der großen NW—SE Querstörungen hin, als deren bedeutendste sie den „Waldheimer Serpentinbogen“, die „Erlbachspalte“ und die „Chemnitztal-Stauchzone“ hervorheben. Weiter südlich im Erzgebirge finden sich gleichstreichende Elemente, wie die Wiesenbader Störung, Neugeboren Kindlein Flacher oder die Flöhatal-Synklinale. Es ist möglich, daß auch das Max. III mit diesen Elementen zu parallelisieren ist. Östlich der Mittelmeer-Mjösenzzone ist diese Richtung ja überhaupt seit dem Algonkium ein permanentes Element.

N—S Störungen liegen im Bereich des Zschopautals, das ja selbst der rheinischen Richtung folgend den Granulit durchschneidet. N—S streichende Blattverschiebungen beschreibt P. REIBISCH (1934) aus der Umgebung von Flöha, und N—S streichende Brüche fallen schon bei flüchtiger Begehung des Blattes Waldheim im Granulit und Metabasit auf. Es ist daher zu vermuten, daß auch die NNE—SSW Klüfte des aufgenommenen Gebietes mit dieser Richtung zu parallelisieren sind.

In den Diagrammen (D 4) und (D 5) sind echte Harnischrillungen zur Darstellung gebracht. Die Schnittpunkte der Großkreise, die durch den Pol der Harnischfläche und den Durchstoßpunkt der Harnischrichtung gegeben sind, zeigen deutlich zwei voneinander getrennte Richtungen an. Die 112—114^g streichende Richtung liegt auf den L-Klüften, die von 154—165^g auf den (ac)-Klüften.

Im nördlichen Steinbruch der Granitwerke befinden sich in L drei 5—10 cm mächtige Mylonitzonen. Das Gestein ist in diesen Lagen ultramylonitisch zerstoßen und zu einem Grundgewebe mit feinmaschiger Quarz-Plagioklas-Pflasterstruktur (60—150 μ) rekristallisiert. Größere Trümer von K(Na)-Feldspatblasten halten an den Rändern reichlich Quarztropfen umschlossen. Zu feinen Spänen zermahlener chloritisierter Biotit durchwirkt das Gefüge.

Die schon erwähnte Lineartextur nimmt mit Annäherung an den NE-Rand stetig zu und führt schließlich zu ausgesprochen gneisigen Texturen. In (D 3) sind 55 Messungen zu einer Richtungsrose zusammengefaßt, ihr Generalstreichen beträgt 140^g. Auch auf den s-Flächen der meisten Schiefereinschlüsse ist diese Striemungsrichtung zu finden.

1.125

Korngefüge

Die Orientierung der Diagramme erfolgte nach den freisichtigen Daten \perp zum Flächengefüge und \parallel der Lineartextur. In diese Ebene wurden alle Messungen rotiert. Die Koordinatenachsen der Gesteinsstrukturen sind, wenn sie mit bloßem Auge sichtbar waren, in die Diagramme eingezeichnet. Es bedeuten:

- a = Normale zur Striemung auf der s-Fläche
- b = Striemung auf der s-Fläche
- c = s-Flächennormale

Wenn keine Striemung erkennbar war, wurde die s-Fläche selbst angegeben, die Diagramme sind dann parallel dem Mittelwert der in den benachbarten Aufschlüssen auftretenden Striemung orientiert. Alle Diagramme stellen Sammeldiagramme dar, die aus Teildiagrammen \perp (b) und \parallel (b) gewonnen wurden. Die kornalytischen Untersuchungen sollen in erster Linie dazu dienen, die b-Striemungsnatur der Linear-*textur* zu belegen. Aus Gründen der Anschaulichkeit sind die Diagramme in Karte II nicht in die Ebene rotiert und nicht auf geogr. N bezogen.

1. Granit mit deutlicher Lineartextur

Alle Diagramme bis auf (D34), (D35), (D36) in Karte II

- (D 17) \parallel Striemung = (b); 330 Quarzachsen; $> 6-5-4-3-2-1-0,5-0\%$; Unvollständiger Gürtel \perp (b) mit Max. I in (a) und ungleich besetztem Max. II.
- (D 18) \parallel Striemung = (b); 350 Quarzachsen; $> 5-4-3-2-1-0,5-0\%$; Gürtel \perp (b) mit Max. I in (a) und ungleich besetztem Max. II.
- (D 19) \parallel Striemung = (b); 205 Quarzachsen; $> 13-9-7-5-3-2-1-0,5-0\%$; Gürtel \perp (b) mit scharfem Max. I in (a) und schwach besetztem Max. II.
- (D 22) \parallel Striemung = (b); 250 Quarzachsen; $> 5-4-3-2-1-0\%$; Schwacher Gürtel \perp (b), unsymmetrisch mit Maxima besetzt. Max. V in (c).
- (D 21) \parallel Striemung = (b); 200 Quarzachsen; $> 7-5-4-3-2-1-0\%$; Scharf ausgeprägtes Max. II.
- (D 20) \parallel Striemung = (b); 250 Quarzachsen; $> 6-5-4-3-2-1-0\%$; Scharf ausgeprägtes Max. II, schwach Max. III. Tiefenbachtal.
- (D 34) \parallel Striemung = (b); 320 Biotite, Pole auf (001); $> 5-3-2-1-0,5-0\%$; Ein scharfer Gürtel \perp b läßt mit seinen Untermaxima b \parallel B als Schnitt glimmerbelegter (h0l)-Ebenen erkennen. Tiefenbachtal, östlichster Stbr.
- (D 35) \parallel Striemung = (b), 350 Biotite, Pole auf (001); $> 5-3-2-1-0,5-0\%$; Scharfer Gürtel \perp (b).
In beiden Glimmerdiagrammen ist kein wesentlicher Schnitteffekt vorhanden. Tiefenbachtal, westlichster Stbr.
- (D 36) In einer Anzahl von Schliffen fallen mehrere, gleichmäßig die Quarzkörner durchsetzende Rupturensysteme ins Auge. Die Verteilung der Pole von 150 Haarrissen läßt ein Max. in (b) als (ac)-Risse erkennen und eine zweite starke Häufung als einscharig tautozonal um (a) rotierte (okl)-Flächen, die wahrscheinlich in Zusammenhang mit Bewegungen \parallel (b) entstanden sind. Das Diagramm ist in die Ebene rotiert. Das Max. der Flächenpole der (ac)-Risse deckt sich mit dem Max. der Durchstoßpunkte der Striemung. Tiefenbachtal, östlichster Stbr.

2. Granit ohne Lineartextur

- (D 23) \perp s, \parallel 140°; 330 Quarzachsen; $> 4-3-2-1-0,5-0\%$; Gleichgerichtete Verzerrung der Maxima und Minima in s. Granitwerke N-Stbr.
- (D 24) \perp s, \parallel 140°; 260 Quarzachsen; $> 3-2-1-0,5-0\%$; Verzerrung der Maxima und Minima in s.
Granitwerke Hauptbruch.
- (D 25) \perp s, \parallel 140°; 220 Quarzachsen; $> 3-2-1-0,5-0\%$; Anordnung und Verzerrung der Maxima und Minima \parallel s. Granitwerke S-Stbr.
Abgesehen von einer steten mittleren Häufung um den Schieferungspol ist keine Biotitregelung festzustellen.

Trotz des Fehlens der Lineartextur im SW des Granitkörpers ist im Gestein noch eine spürbare Quarzkornregelung vorhanden. Die Anordnung der Maxima $\parallel s$ und die Verzerrung der Minima in dieser Ebene können bei einem zusätzlichen Vergleich mit (D 28) und (D 30) kaum zufällig sein. Die Achsen liegen bevorzugt in zwei im Mittel 35° zu s geneigten Ebenen. Die schärfste Regelung dieser „Pseudozweigürtelbilder“ mit Kleinkreisen $\parallel s$ findet sich in (D 28), wo die Kleinkreise zu einem gespaltenen Gürtel $\parallel (b)$ — hier ist eine schwache Striemung auf s entwickelt — mit fast rhombischer Maximabestückung zusammenwachsen. Dieser Regelungsmechanismus ist vielleicht mit schwachen „Plättungsvorgängen“ erklärbar. Nach NE setzt eine scharfe S-Tektonitregelung mit ausgeprägtem Max. I und Max. II sowie schwachem Max. III und Max. IV ein (Bild 1). Die s -Flächen treten deutlicher hervor, und feiner Friktionsmörtel zeigt, daß auf Einzelflächen Scherbewegungen stattgefunden haben. Die Lineartextur auf s erweist sich als Riefung (R_1) $\parallel (b)$ = Striemung, wie aus der Lage des Quarzmax. I $\perp (R_1)$ hervorgeht. Die Einzelscherflächen müssen also als Scheinharnische mit (a) \perp zur Riefung aufgefaßt werden. Nach B. SANDER (1950) ist es wahrscheinlich, daß die Lage von (R_1) $\parallel (b)$ auf Scherflächen durch langsame Relativbewegung hervorgerufen wird, während rasche Scherung zu echten Harnischen mit (a) \perp zur Riefung = (R_2) = Rillung führt. Während in den Schliften zu (D 23) bis (D 25) selbst Undulation an Quarz und Glimmer nur beschränkt auftritt, wird das Gefüge in dem „geharnischten“ Granit von einer allgemeinen Proto- und Kataklase bestimmt.

Noch weiter gegen NE beginnt sich die S-Tektonitregelung aufzulösen zugunsten von Gürteln $\perp (b) = B$, in denen die Lage und Besetzung von Max. II stark unsymmetrisch wird und nur noch Max. I konstant bleibt. Die Riefung (R_1) $\parallel (b) = B$ = Striemung tritt mit zunehmender axialer Formung und einsetzender Externrotation immer mehr in den Vordergrund. Das Gefüge dieses Deformationstyps ist mylonitisch, die Biotite umhüllen kranzförmig Quarz- und Feldspatbruchstückchen.

Es lassen sich also von SW nach NE drei Deformationsstufen unterscheiden (Bild 1).

1. Schwacher syn- bis parakristalliner S-Tektonit infolge Plättung.
2. Syn- bis parakristalliner S-Tektonit mit Scheinharnischen bei Dichtezunahme der Einzelscherflächen nach NE und mit deutlicher Riefung (R_1) $\parallel (b)$.
3. Parakristalliner B-Tektonit mit kräftiger Riefung (R_1) $\parallel (b) = B$.

1.126

Zusammenfassung

s -Flächengefüge, Kluftstatistik und Einschlußregelung zeigen, daß der Granitkörper die Form einer nach SE einfallenden Platte besitzt. Es ist wahrscheinlich, daß in den Graphitquarzit- und Kalkeinschlüssen mitgeschleppte Schollen aus der dem Granit südlich vorgelagerten Arnsdorfer Schuppenzone vorliegen und die Intrusion so aus S—SSW erfolgte. Da sich in dem von der Kontaktmetamorphose erfaßten Bereich Randgesteine des Frankenberger Zwischengebirges befinden, kann die Intrusion erst nach Platznahme der Zwischengebirgseinheit stattgefunden haben.

2*

Die Granitkontakte sind nicht aufgeschlossen, doch stellen sie nach der überall zu beobachtenden Durchtrümerung der Rahmengesteine bis auf Teile des S-Randes normale Injektionskontakte dar. Der Granitkörper liegt zwar als Ganzes mit seiner NE—SW Hauptstreckung im herrschenden Streichen, greift aber bei Böhrigen diskordant durch Gneisglimmerschiefer und Biotitgneis bis zum Gabbro vor. Das s-Flächengefüge liegt konkordant zu den s-Flächen des Rahmens.

Die Pseudozweigürtel der Quarzachsenregelung können einem durch Plättung verursachten Einströmgefüge entsprechen. Eine plättende Regelung wäre durch den bei der Platznahme des plattenförmigen Granitkörpers hervorgerufenen Strain infolge Pressung des Magmas gegen Decke und Sohle denkbar. Ein tektonischer NE—SW-Schub begleitete und überdauerte die Intrusion. Er überprägte das granitische Einströmgefüge besonders an seinen geringmächtigen, leicht zu überwältigenden Rändern. Obwohl der gesamte innere Schiefermantel von diesem Formungsakt betroffen wurde, haben sich an bestimmten Stellen, z. B. im Schatten starrer Blöcke, Relikte älterer Regelungsbilder erhalten. Auf diese Weise wird die Regelung der Diagramme (D 28) und (D 30) erklärbar. In dem hart gegen hart gelagerten Quarzkorngefüge einer Quarziteinschaltung im Glimmerschiefer dagegen (D 26) konnte es noch zu einer Umregelung kommen.

Der bereits am Glimmerschiefer beobachtete zeitliche Zusammenhang zwischen Kontaktmetamorphose und Striemungsbildung, d. h. also auch zwischen Granitintrusion und Striemungsbildung, wird wiederum bestätigt.

1.13

Biotitgneis

Im NW-Kontakt des Berbersdorfer Granits, aufgeschlossen im Tiefenbachtal bei Böhrigen, liegt ein größerer Biotitgneiskörper. Das Gestein wurde von K. H. SCHEUMANN (1936) petrographisch beschrieben und ist durch ihn auch unter der Bezeichnung „Striegisit“ bekannt geworden. Es sind grobflaserige, feldspatreiche Biotitgneise, deren großer Reichtum an rekristallisiertem Biotit auf die Kontaktwirkung des nahen Granits zurückzuführen ist. Texturell stellen umfangreiche Partien intensiv gefaltete Schlangengneise dar. An anderen Stellen herrschen feinlinsige, parallelgestreckte Strukturelemente vor.

Die Klein- und Großfaltenachsen (b_1) = B_1 streichen 0—25/0—30 NE mit deutlicher NW-Vergenz. Der Pol des Großkreises um s fällt mit dem Maximum des Achsengefüges zusammen (D 37). Auf s liegt eine jüngere, 130—140° streichende Striemung (b_2). Am Ufer der Striegis zerfällt der Gneis zu 5—15 cm langen linealartigen Stengeln, Griffelrichtung 130—140° || (b_2). Eine Anzahl größerer gabbroamphibolitischer Einschlüsse im Gneis zeigt in den gröberen Partien ausgezeichnete Lineartexturen von 140° || (b_2) in Form belteroporer Amphibolgefüge. Die Blastese dieser 1,0—2,5 cm langen fast vollständig biotisierten Amphibole ist para- bis postdeformativ in bezug auf die Striemung anzusetzen.

Die im Kluftdiagramm (D 15), Karte II, vertretenen Häufungen sind sowohl nach Lage als auch Besetzung annähernd symmetrisch ausgebildet. Es wäre naheliegend,

die vier im NW- und SE-Sektor liegenden Max. als zwei Scherflächenpaare zu deuten, zumal sich \perp zu den Schnittlinien β_1 und β_2 der beiden Paare je ein kräftiges Maximum im NE- bzw. SW-Sektor befindet, das sich ihnen jeweils als Zugrisse \parallel (ac) zuordnen ließe. Die Klüfte des Max. V erscheinen auch in bezug auf B_1 als (ac)-Rupturen; es sind größere, rauhe, oft mineralisierte Schnittebenen. An den Klüften von Max. VI lassen sich keine Merkmale von Zugrisen finden.

Max. I	25/65 SE	} $\beta_1 = 25/\text{flach NE}$
II	28/50 NW	
III	58/73 SE in (ac) von (b_2)	} $\beta_2 = 60/\text{flach NE}$
IV	64/50 NW	
V	112/90	$\perp \beta_1$; in (ac) von B^2
VI	154/90	$\perp \beta_2$

Um die Quarzachsendiagramme besser vergleichen zu können, sind sie \perp s und \parallel der Striemung (b_2), nicht \parallel dem Falten- B_1 orientiert (Karte I).

(D 33) \parallel Striemung = (b_2); 250 Quarzachsen; $> 9-7-5-4-3-2-1-0\%$; Scharfes Max. I, schwacher (ac₂)-Gürtel.

(D 32) \parallel Striemung = (b_2); 280 Quarzachsen; $> 5-4-3-2-1-0\%$; Häufung von Maxima um (a_2).

Das unerwartet Gemeinsame an beiden Diagrammen ist, daß sie keinerlei klare, auf B_1 beziehbare Regelung in Form von Gürteln besitzen, obwohl die Proben aus Faltenbereichen stammen. Vielmehr zeigt das scharfe Max. I in (D 33) und die Häufung der Maxima um (a_2) in (D 32) eine klare Verbindung zwischen Quarzkornregelung und Striemung.

1.14

Gneisglimmerschiefer

Der Gneisglimmerschiefer liegt als tiefste Einheit des inneren Schiefermantels unmittelbar dem Granulit auf. Nur dort, wo ultrabasitische Gesteine auftreten, schieben diese sich in die Auflagerungsfläche zwischen beide Gesteine oder sind mit dem Gneisglimmerschiefer verknüpft.

1.141

Klippe am Straßenkreuz westlich E-Werk Etdorf

Der Kontakt Gneisglimmerschiefer — Granulit ist nicht aufgeschlossen. Unmittelbar im Liegenden der Klippe befindet sich jedoch ein Steinbruch, der Einblick in die hangendsten, mit eingearbeiteten Gneisglimmerschieferschollen reich durchsetzten Granulitpartien gewährt.

In dem grobmylonitischen Gestein wird eine NNE—SSW streichende Kleinfältelung = B_1 besonders durch deformierte Quarzknauer angezeigt. Auf den unruhigen s_1 -Flächen liegt eine kräftige um 135° streichende Striemung (b_2), die ebenfalls mit Fältelungserscheinungen verknüpft ist. Im Schliffbild durchfließen Ströme von dicht verfilztem Sillimanit das Quarz-Plagioklas-Grundgewebe. Der Sillimanit belegt vor allem die dicht gescharten s_1 -Flächensysteme, von denen sich mehrere unter Winkeln von $10-25^\circ$ schneiden. Es entsteht dadurch ein Gefüge von s_1 -Linsen aus Quarz und

Biotit, deren Längsachsen in B_1 ($10-20^\circ$) liegen. Innerhalb von s_1 sind die Sillimanitzüge vielfältig gewunden und wirblich verknäult; besonders an Stellen, wo unter einem Winkel von $50-80^\circ$ s_1 von s_2 geschnitten wird, treten flexurartige Verbindungen und Faltenbilder auf. s_2 streicht ca. 140° und fällt flach nach NE ein. Makroskopisch ist s_2 in dem scholligen, mylonitischen Gestein nur schlecht zu erkennen; es werden aber selbst die weniger mobilen Quarzlagen von s_2 zerschert und verbogen. Besonders deutlich wird s_2 neben Sillimanit von postdeformativem Biotit abgebildet, der sich mit (001) || den Scherflächen orientiert. Der Quarz zeigt Tendenz zum Zeilenbau || s_1 . Von einer kräftigen Kataklyse blieb kein Korn verschont; neben vollkommener Undulation von Quarz und Plagioklas ist nur selten ein Gefügebaustein der ruptuellen Zertrümmerung entgangen. Unter den Rupturen tritt im Schliff || B_1 ein älteres System von Zugrissen besonders hervor, das mit einer feingranulierten, optisch aber einheitlich reagierenden Füllung von Dehnungsquarz vor der letzten Kataklyse verteilt wurde. Im Schliff || zur Striemung = (b_2) lassen sich ebenfalls sehr zahlreiche, jedoch etwas unruhiger ausgebildete Dehnungsrupturen beobachten, die in (ac_2) der mit (b_2) verbundenen Fältelung liegen.

Quarzregelung:

(D 38) || Striemung = (b_2); etwa $\perp B_1$; 270 Quarzachsen; $> 4-3-2-1-0\%$; Häufung von Maxima um (a_2) = B_1 . Gespaltener Gürtel um B_1 .

Es sind zwei makroskopisch zu beobachtende B-Achsenrichtungen also auch mikroskopisch zu belegen; sie entsprechen einem $B \perp B'$ -Tektonit.

1.142

Klippen südlich Böhrigen

Südlich Böhrigen befindet sich zwischen Granulit und Glimmerschiefer ein Vorkommen von mylonitischem Gneisglimmerschiefer mit ausgesprochener Augentextur. Die gewundenen Glimmersträhnen umschmiegen stenglige Quarz-Feldspatknauer von einigen dem Länge und erzeugen so eine wirr-flasrige, flammige Struktur.

In großer Menge durchsprinkeln bis 5 mm große Feldspatäugen das Grundgewebe. U. d. M. zeigt sich das verworrene, undeutlich struierte Mikrogefüge als Gemenge von Quarz mit feinsten, spanförmigen Zermahlungsprodukten von Glimmer. Biotit trägt alle Merkmale diaphoretischen Zerfalls, beginnend mit reichlicher Fe-Oxydstaubausscheidung bis zur vollständigen Chloritisierung, vor allem der noch zusammenhängenden, ausgeschmierten Häute. Muskowit blieb in 0,5–1 mm großen, augenartig abgequetschten und stark undulierenden Individuen erhalten, die in Bewegungsbahnen eingeschlichtet liegen und randlich zu schuppigem Häcksel aufgelöst werden. Die augenförmigen Feldspatporphyroklasten, K(Na)-Feldspat mit Spindelperthit, umhüllt ein Mantel von Quarzscheiben. An der Berührungsfläche beider Minerale wuchern myrmekitische Reaktionsgefüge. Untergeordnet Granat. Das Gefüge ist trotz der unmittelbaren Granitnähe nur unvollständig rekristallisiert.

Im Gegensatz zu dem Gneisglimmerschiefer am E-Werk Etzdorf, für den als Edukt Paramaterial in Frage kommt, dürfte hier ein Orthogestein vorliegen.

Sammelwert von $s_1 = 75/30$ SE. Striemung darauf $130-140^\circ$. Schmale 10 bis 30 cm lange, parallelgeriefte Quarzknauer streichen $128-135/20$ SE. Unter den wenigen Klüften herrschen drei Systeme vor (Karte II):

1. 8—12/80 W
2. 35—45/80—85 NW in (ac) der Striemung
3. 175/80 W

Quarzregelung (Karte I)

(D 31) || Striemung = (b); 230 Quarzachsen; > 6—5—4—3—2—1—0‰; Die Maxima der Quarzachsen drängen sich um (a). Die Regelung der die Feldspatporphyroklasten umhüllenden Quarzscheiben und des Quarzfeinkornanteils im Grundgewebe ist homotrop.

Ein B_1 -Gefüge ist nicht eindeutig nachweisbar, da das Gestein, vor allem die Quarz-Feldspatschmitzen, in allen Anschnitten gewellt, gefaltet und vollkommen zerschert erschienen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, im Biotitgneis und Gneisglimmerschiefer tritt ein neues tektonisches Element auf, das älter als die Lineation ist, ein axiales B_1 -Gefüge. Auch in zahlreichen anderen, hier nicht einzeln besprochenen Gneisglimmerschieferorkommen sind Falten des steil NNE (0—20°) stehenden B_1 -Planes, sehr eindrucksvoll z. B. bei Mahlitzsch, zu finden.

1.15

Gabbro

1.151

Das Vorkommen bei Böhrigen

Zwischen Tiefenbachgneisen und Granulit vermittelt ein großer Gabbro-Amphibolithschieferzug. Bester Aufschluß ist der alte Gemeindesteinbruch bei Böhrigen. Hier wechseln dichte, massige Varietäten mit geflaserten riesenkörnigen Partien und dünnplattigen Amphibolschiefern.

Mittleres Streichen der s-Flächen 180/70 SE. Im einzelnen schwanken diese Werte sehr, da in s des Amphibolschiefers Gleitkörper grobkörnigen Gabbros von beträchtlichen Ausmaßen eingeschichtet liegen. Die Achsen der Verbiegungen und Wellungen weichen nur wenig von der N—S-Richtung ab, zeigen aber zwischen 10—20° eine zweite Häufung. In s und zusammen mit diesem verbogen und verfaltet liegen ultramylonitische graue Gneisgranittrümer mit K(Na)-Feldspatporphyroklasten bis 4 mm. Zahlreiche Gänge und Intrusionskörper von jüngerem, rötlichem Berbersdorfer Granit sind tektonisch kaum beansprucht.

Die Striemung auf s läßt sich zwei Richtungen zuordnen:

1. 10—25/5—20 S
2. 110—135/30—50 SE

Die vielfältigen Bewegungsstrukturen deuten auf eine kräftige dynamische Beanspruchung des Gesteins hin. Bemerkenswert sind die Verwürgungen, Boudinierungen und Zerschierungen im bändrig geschieferten Plagioklas-Amphibolit, die besonders zahlreich in den Bewegungshüllen starrer Gabbroeinschürflinge auftreten (K. H. SCHEUMANN 1956). An Dehnungsfugen || (b) wurden kompetente Bänke zerlegt und den einzelnen brettchenförmigen Bruchstücken durch die Wälzbewegungen

der starren Gleitkörper mannigfache Boudinierungsformen aufgeprägt (Querboudinagen). Da die Boudinagen im vorliegenden Aufschluß nur an strukturellen Formeigenarten in der (ac)-Ebene zu erkennen sind und es im Anstehenden schwer zu ermitteln war, ob ein Anschnitt genau \perp (b) vorlag, konnten nur wenige Achsen genau eingemessen werden. 11 Messungen ergaben ein (b) zwischen $15-25^\circ$.

Es lassen sich also auch im Gabbro von Böhrigen deutlich zwei (b)-Richtungen unterscheiden. Die ältere streicht NNE—SSW, die jüngere NW—SE.

Im Kluftdiagramm (D 16), Karte II, bilden langaushaltende, glatte, stark mit Kalzit mineralisierte Klüfte das untergeordnete Max. 70/90, klaffende Zugrisse, die in (ac) der Striemung liegen. Das periphere Max. 25/90 deckt sich mit der allgemeinen NNE—SSW-Richtung, die Klüfte des Max. 125/80—90 W mit den NW—SE-Brüchen.

1.152

Das Vorkommen von Talbad Roßwein

Die augenfälligsten Strukturelemente sind große, flache Störungen und ihnen parallelgestellte kleine Abscherflächen, an denen sich das Gestein gleitbrettartig übereinanderschob. Die Achsen der dabei entstehenden mannigfachen Stauchungen Fältelungen und flexurartigen Verbindungen streichen zwischen $30-45^\circ$. Die Lage der s-Flächen wird dadurch sehr unruhig, generell fallen sie flach nach E—SE. Zahlreiche Boudinagen lassen ein (b) zwischen $30-40^\circ$ erkennen und auf s findet man eine ausgeprägte Lineartextur von $120-130^\circ$. Über den Charakter dieses Achsengefüges ergab die Schliiffuntersuchung folgendes:

(D 39) In der überwiegenden Mehrheit scharfe Einregelung der $150-200 \mu$ in der Längsachse messenden Amphibolkriställchen mit ihrer kristallographischen c-Achse in Richtung des Lineargefüges. Dies entspricht der bekannten typischen Einregelung der Hauptachsen \parallel (b) des Gefüges.

70 c-Achsen der Amphibole im Zentrum. 140 Lote auf {110} am Rande. Das Regelungs-bild stimmt gut überein mit (D 213) bei B. SANDER (1950). Von den Rotationslagen der Hornblenden ist stark bevorzugt (100) in (ab)-Max. 1 sowie, wenn auch ungleich stark, beide Lagen {110} in (ab)-Max. 2 und 2'.

Die mittlere Auslöschungsschiefe des Amphibols im Schnitt \parallel (010) beträgt 22 bis 24° . Augenförmige Wirbelbildungen aus einem wirren Chloritfilz unterbrechen gelegentlich die strenge Paralleltextrur. Vermutlich handelt es sich um einrotierte und zersetzte Feldspatbruchstücken; denn ab und zu ist in ihnen noch frischer Plagioklas enthalten. Plagioklas findet sich sonst nur in granoblastischen Rekristallisationspflastern zeilenförmig zwischen die Hornblende eingeschoben. Bereits makroskopisch ist in den gebänderten Amphiboliten die Trennung und schichtige Anreicherung von Feldspatsubstanz und femischen Mineralien durch tektonische Selektion schön zu beobachten. Untergeordnet tritt zerbrochener Granat auf und einzelne, größere Chloritblättchen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß auch hier zwei (b)-Richtungen auftreten, die eine $30-45^\circ$, die andere $120-130^\circ$ streichend.

1.153

Das Vorkommen von Mahlitzsch

Im Eisenbahneinschnitt zwischen Mahlitzsch und Döbeln ist ein weiterer größerer, im Hangenden des Granulites liegender Gabbrokörper aufgeschlossen. Seine s-Flächen fallen entsprechend der allgemeinen Richtung im nördlichen Schiefermantel ca. 50° N-NW. In s liegen zahlreiche blastomylonitische, graue Gneisgranit- und Pegmatitgänge. Stets sind diese kompetenten Einlagerungen zu augenartigen und linsenförmigen Boudinagekörpern auseinandergerissen oder wie Perlenketten eingeschnürt. (Bild 2) zeigt ein während desselben Bewegungsaktes zu einem schergefalteten Spiegel-S verformtes Quarztrüm. Alle diese Erscheinungen verweisen auf ein NNE—SSW gerichtetes $(b_1) = B_1$. Ein zweites $(b) = B$ belegen Kleinfältelungen und Strömungen auf s mit Streichwerten von 135 — 165° .

In den welligen Verbiegungen der s-Flächen sieht H. SENG (1936) Schleppungen, die er als „Spuren einer hier NW, also wieder randwärts gerichteten Übergleitung“ bezeichnet. Sie sollen im Zusammenhang stehen mit der granulitgebirgischen „sattelartigen Heraushebung mit varistischer Achse“. SENG nimmt dabei eine Gleitrichtung nach N, aber flacher als s verlaufend, an.

1.2

Der äußere Schiefermantel

Entlang der Peripherie des Granulitgebirges folgt über dem Glimmerschiefer der äußere Schiefermantel, ein mächtiger Komplex phyllitischer und tonschieferartiger Gesteine. Spezielle Untersuchungen über den äußeren Schiefermantel zwischen Saalbach und Nossen wurden von H. DOUFFET (1957) durchgeführt. Ich möchte mich daher nur auf eine zusammenfassende Bemerkung im Hinblick auf das Achsengefüge beschränken.

Das im gesamten inneren Schiefermantel so regelmäßig und deutlich ausgeprägte, NW—SE gerichtete tektonische Streichen setzt unvermittelt in der äußeren Einheit aus. An seine Stelle tritt eine etwa \perp darauf stehende NE—SW Achsenlage mit einer Streuung von 10 — 30° , ein indirekter Hinweis für die Existenz einer Abscherfläche zwischen beiden Komplexen, wahrscheinlich eine Fortsetzung der Mittelsächsischen Überschiebung, die K. PIETZSCH auf seiner Übersichtskarte von Sachsen am NE-Rand zwischen beiden Manteleinheiten allmählich ausklingen läßt.

Eine Komplizierung erfährt diese sonst klare Trennung von äußerem und innerem Schiefermantel nur in der Arnsdorfer Schuppenzone durch die bereits erwähnte mineralfazielle Angleichung beider Einheiten und durch das Übergreifen der NW—SE Strömung auf das Altpaläozoikum des Zwischengebirges.

2

DIE GEFÜGEELEMENTE IM GRANULIT

Da über petrotektonische Probleme des Granulitgebirges in einer anderen Arbeit ausführlich berichtet werden soll, wird hier nur kurz auf das Flächen- und Achsengefüge eingegangen.

H. SENG (1931, 1934, 1936) versuchte erstmals die Gefügeelemente zu ordnen und Aussagen über den tektonischen Werdegang des Granulitgebirges zu machen. Er unterscheidet:

1. die granulitische Phase
2. die granitische Phase

In die erste Phase fällt eine E—W Streckung ($90\text{--}120^\circ$). In die granitische Phase stellt H. SENG jene hochorogenen Erscheinungen (Flexuren, Stauchkeile, Walzen, Schleppungen), verbunden mit Aufhebung der granulitischen Fazies, in denen Zeugen einer gegen NE gerichteten Deckenüberfahrung gesehen werden. Durch ihren turbulenten Charakter seien sie einer Auflösung schwer zugänglich.

2.1

Flächengefüge

Das granulitische s_1 einmal bedingt durch die charakteristische und ausgezeichnete Lamination der Quarze im Randgranulit und zum anderen bedingt durch die Glimmerregelung, wird noch betont durch eine gute Klüftbarkeit $\parallel s_1$. Im Untersuchungsgebiet herrschen vor N—S-Streichen und E-Fallen. Das Flächengefüge folgt dem Faltenschluß der abtauchenden Granulitantiklinale. In unmittelbarer Nähe der Hüllgesteine wurden die s_1 -Flächen durch Stauchung und turbulente Gleitbewegung des sich in einzelne Schalen und Gleitkörper auflösenden Gesteins vollkommen verstellt.

In manchen Aufschlüssen erscheint durch Ausplättung biotitisierter Granate eine zweite Schieferung = s_2 . Selten ist sie jedoch so kräftig, daß dazu auch eine Spaltbarkeit parallel läuft, wie man es z. B. im Stbr. gegenüber Schlachthof Roßwein beobachten kann. Die mittlere Orientierung von $s_2 = \text{NNW—NNE/E}$. Oft liegt s_2 in divergenten Fächern symmetrisch zu Faltenscheiteln, es kann aber auch auf granatreiche Lagen von s_1 beschränkt sein. Die Verglimmerung der s_2 abbildenden Granate wird vor allem durch die Nachbarschaft granitischer Injektionen begünstigt. In dynamisch besonders beanspruchten Gefügen kann sie sich aber auch unabhängig von ihnen entwickeln. So zeigt z. B. (Bild 3) im ausgedünnten, liegenden Falten-schenkel parallele Längung der an dieser Stelle restlos biotitisierten Granate parallel zur Faltenachsebene, während in den stehenden Schenkeln frischer Granat vorwaltet. s_2 deutet sich auch oft nur in einem Zittern der Lamination an, die schließlich zu Zickzacklinien verstellt wird. Stets sind gut zur Translation befähigte, biotitreiche Lagen besonders stark betroffen. Steigert sich der Einfluß von s_2 noch, kommt es zu makroskopisch deutlicher Scherfältelung.

2.2

Lineartextur

Auf s_1 befindet sich meist eine Lineartextur, leider ist sie oft so schwach entwickelt, daß ihre Einmessung unmöglich wird. Unter dem linearen Element wird hier eine Streckung des Gesteins $\parallel b$ durch Kornwachstum (RIECKESCHES Prinzip) oder mechanische Kornverlängerung (Translation im Gitter) verstanden. Mit der Quarzachsenregelung wurde für die einzelnen Aufschlüsse überprüft, ob die Linear-

textur auch der granulitischen Streckung = (b) entspricht oder genetisch andere Elemente darstellt. Aus dem Übersichtskärtchen (Karte III) ist zu ersehen, daß die Lineation am N-Rand mit etwa 150° der Lineationsrichtung des inneren Schiefermantels parallel läuft, weiter südlich verlischt diese Richtung zugunsten einer $85-125^{\circ}$ streichenden. Makroskopisch wird die Streckung meist durch gestriemte Biotitaggregate angezeigt, mikroskopisch durch stenglige Quarzüberindividuen.

2.3

Falten

In den zusammengestauchten Randgranuliten findet sich ein großer Reichtum an mannigfach gekrümmten Gefügen. Da die interessanten Faltenbilder zu einer Analyse verlockten, seien hier von mehreren analysierten Fällen zwei näher besprochen. Der Grad der Abwickelbarkeit wurde nach der Methode von J. LADURNER (1950) ermittelt.

1. Falte aus dem Steinbruch an der Straßenkreuzung westlich E-Werk Etzdorf

Die Faltenachse streicht 175° mit flachem Einfallen gegen S.

Leichte Verdickung der Faltenstirn (Bild 4). Auf s, etwa $\perp (b_2) = B_2$, eine Lineation \parallel Streckung (b_1). Aus der (ac_2)-Ebene wurden drei Schriffe entnommen und in ihren Quarzachsendiagrammen die mittleren Tangentlagen (t) des jeweils vom Schliff erfaßten Sektors eingetragen. Die Verbindung von einem in den Teildiagrammen der betreffenden Falte sich stets wiederholenden Maximum mit dem Mittelpunkt wird im folgenden als (q) bezeichnet und als Bezugsrichtung zur besseren zeichnerischen Darstellung der Abwickelbarkeit verwendet.

- (D 50) Schliff $\perp B_2$, fast $\parallel (b_1)$; 235 Quarzachsen; $> 6-4-3-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentlage (t_1).
- (D 51) Schliff $\perp B_2$, fast $\parallel (b_1)$; 230 Quarzachsen; $> 7-5-4-3-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentlage (t_2).
- (D 52) Schliff $\perp B_2$, fast $\parallel (b_1)$; 230 Quarzachsen; $> 7-5-3-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentlage (t_3).

Ein Vergleich der Teildiagramme untereinander läßt die übereinstimmende Anordnung der Maxima in (D 50) und (D 51) gegenüber (t) erkennen. Die c-Achsen der Quarze belegen ein etwas ungewöhnliches granulitisches Regelungsbild durch die überbetont heterogene Besetzung zweier zu (ac_1) der Granulitkoordinaten symmetrischer (okl)-Flächen. Herrschend ist Max. IV. $\perp B_2$ deutet sich eine Kleinkreisbesetzung an. In (D 52) sind plötzlich die Maxima in den rechten oberen Quadranten gerückt. Die Besetzung ist im Prinzip die gleiche, kommt aber nunmehr verzerrt zur Darstellung. Diese von (D 50) und (D 51) abweichende Lage des Regelungsbildes erklärt sich aus einer starken Achsendivergenz des zopfartig verflochtenen Faltenknäuls, aus dem die Probe stammt. (ac_2) ist also in diesem Falle keine strenge Symmetrieebene. Die Nichtparallelität der Achsen geht auf „Ungleichheiten der Beanspruchung oder des Materials beiderseits (ac) zurück“ (B. SANDER 1950, S. 277), hier wohl auf die der Beanspruchung. Man kann auf Grund der korrelaten Aus-

bildung der Maxima trotz der Sonderstellung von (D 52) annehmen, daß die Regelung im Faltenknie dieselbe ist wie in den Schenkeln. Die Abweichung von (D 52) schließt eine Regelung nach bereits beendeter Formung der Falte aus. Ebenso hat die Regelung mit der Faltenentstehung selbst, bis auf die Kleinkreisbesetzung, nichts zu tun. Folglich kann nur ein bereits geregeltes Gefüge verbogen worden sein.

In (Bild 5), einer Skizze der Falte, sind die Teildiagramme richtig orientiert eingetragen. Versucht man nun diese Falte solange abzuwickeln, bis die Tangenten eine gemeinsame parallele Anordnung zeigen unter Beibehaltung ihrer gegenseitigen Abstände, so findet man Abwickelbarkeit. Der Winkel zwischen (q)-Richtung und Tangente (t) schwankt lediglich um 3° . Vor der letzten Deformation lag also ein fertiges Granulitgefüge vor, das durch Externrotation um B_2 gefaltet wurde. Die vollkommene Abwickelbarkeit belegt die ebene Lage des erfaßten Abschnittes nach der ersten Deformation. Die Verfaltung erfolgte nicht korrelat zu den älteren Gefügedaten, sondern mit Achse B_2 etwa \perp darauf stehend. Die stark triklone Betonung des normalerweise nicht im Vordergrund stehenden Max. IV kann unter Umständen auf Überlagerung der ersten Formung durch die Faltung im Sinne $B \perp B'$ zurückzuführen sein.

2. Falte vom östlichen Muldenhang bei Niederstriegis

Die Probe wurde nicht aus dem Anstehenden entnommen, sondern stammt aus einem herabgestürzten Block. Biotitisierte, geplättete und in (a_2) gelängte Granate erzeugen eine kräftige s_2 -Schieferung. Eine sehr schwache Lineation findet man $\perp B_2$. Bei B. SANDER (1950, S. 292) erscheint eine ähnliche Falte von Unterwittgensdorf als „s-divergente Fächerfalte mit teilweise abwickelbarem Gefüge“.

- (D 45) Sammeldiagramm von (D 46) bis (D 49); Schliffe $\perp B_2$; 770 Quarzachsen; $> 7-5-4-3-2-1-0\%$; Diagramme bezogen auf die gemeinsame Tangentenlage (t_{1-4}). (q) = Verbindungslinie des zur Abwicklung benutzten Maximums mit dem Mittelpunkt.
- (D 46) Schliff $\perp B_2$; 180 Quarzachsen; $> 6-5-4-3-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentenlage (t_1).
- (D 47) Schliff $\perp B_2$; 200 Quarzachsen; $> 10-8-6-3-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentenlage (t_2).
- (D 48) Schliff $\perp B_2$; 190 Quarzachsen; $> 10-8-6-4-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentenlage (t_3).
- (D 49) Schliff $\perp B_2$; 200 Quarzachsen; $> 10-8-6-4-2-1-0\%$; Diagramm bezogen auf die Tangentenlage (t_4).

Das auf eine gemeinsame Tangentenlage bezogene Quarzsammeldiagramm (D 45) zeigt überraschenderweise wieder $B_2 \parallel a_1$ eines granulitischen Regelungsbildes. Neben Max. IV erscheint auch ein kräftiges Max. I und ein deutlicher, wenn auch noch gespaltener Gürtel $\perp B_2$. Es ergibt sich wieder eine, wenn auch weniger vollkommene Abwickelbarkeit (Bild 6). Der Winkel $q \wedge t$ schwankt zwischen $52-63^\circ$. Lediglich die Kleinkreisbesetzung $\perp B_2$ ist eine auf den Faltungsvorgang beziehbare Regelung.

Bei den zwei analysierten inhomogenen Biegefalten ergibt die Kornuntersuchung Abwickelbarkeit des Quarzgefüges. Die (q)-Richtungen der Falten liegen zum Falten-scheitel unsymmetrisch. Selbst die 2. Probe, die im Glimmergefüge als s-divergente Fächerfalte erscheint, weist keine andere Quarzregelung auf. Die B_2 -Achsen liegen etwa \perp (b_1) der granulitischen Streckung. Es läßt sich an diesen beiden Fällen jedoch nicht unterscheiden, ob etwa eine echte $B \perp B'$ -Tektonik vorliegt, dann müßten nämlich die „granulitische“ und die „granitische“ Phase SENGs voneinander abhängig und aufeinander beziehbar sein.

Ein großer Teil aller beobachteten Falten zeigt Merkmale normaler Biegegleitung, Stofftransport an die Faltenstirn und Regel nach der Stauchfaltengröße. Scherbewegungen nach Schluß des Faltungsvorganges sind an den liegenden Falten oft belegbar in Form von Verschiebungen im Faltenknie und Abschuppungen an den Schenkeln.

Im Stbr. an der Wunderburg und am Troischaufelsen treten Falten auf, die von der bisher gegebenen Beschreibung abweichen. War oben von Falten die Rede, die an stark gestauchten, verbogenen und gestörten Granulit geknüpft werden, befinden sich diese nur in wenigen, oft auf die Erstreckung von mehreren Metern horizontalbeständigen Lagen zwischen mächtigen Paketen völlig ungestörten Gesteins. Es sind ähnliche Bilder, wie sie auch K. H. SCHEUMANN (1936) beschreibt, eine enge liegende Verfaltung in V-, U- und W-Form mit paralleler Schenkelanordnung. Streichen $145-170^\circ$. Granat ist in diesen Zonen fast restlos verglimmert, so daß der Biotit die Faltenzüge abbilden kann. Die liegenden Schenkel sind gelegentlich bis zur vollständigen Zerreißen ausgedünnt, und oft trennt zwei übereinanderliegende Falten eine Scherfläche. Die Erscheinungen sind der von S. KIENOW (1953) beschriebenen Gleitfaltung außerordentlich ähnlich.

Es deuten alle Anzeichen darauf hin, daß der Granulit in der granitischen Phase sehr plastisch reagierte. Vom üblichen Stofftransport aus der Konkavseite an die Konvexseite der Falten bis zum blasenförmigen Ausfließen dünner Lagen mitunter in Form dicker Knäule sich übereinanderschiebender Wucherfalten (Bild 8) sind alle Übergänge vertreten. Besonders gern bilden sich walzenförmige Stausäcke, wie sie in (Bild 9) wiedergegeben sind. Von diesen, oft noch auf das bilateral-symmetrisch mokline Bewegungsbild (abc) beziehbaren, allgemein-zylindrischen Gebilden bis zu ausgesprochen regellos schlierigen Fließfalten ist ein kurzer Schritt. (Bild 10) zeigt das Anfangsstadium einer solchen durch gerade- und krummbahnige Strömung eines isotropen Teiges hervorgerufenen Deformation. Die biotitisierten Granate spielen dabei die Rolle mechanisch belangloser Vorzeichnungen, die regellos geknetet und gebogen wurden. Durch Rotation um starre Inhomogenitäten ist Wickelfalten- und Wirbelbildung nicht selten. In (Bild 11) ist so ein turbulentes Bewegungsbild am distalen Ende einer linsenförmigen Fremdgesteinseinschiebung im Augengranulit dargestellt.

Die B-Achsen aller dieser gekrümmten Gefüge sind in (D 40) eingetragen. Es zeigt sich eine Häufung zwischen $175-25^\circ$ bei überwiegendem NE-Fallen. Eine schwächere Ansammlung schwankt mit ihrem Mittelwert um 145° . In den letzten Bereich fallen die „Gleitfalten“.

2.4

Flexuren und Flexurgänge

Das üblichste Formelement im sächsischen Granulit ist die flexurartige Verbiegung der s-Flächen. Die Mächtigkeit der einzelnen Flexurpakete schwankt zwischen wenigen decimetern und einigen Metern. Bemerkenswert ist die schon von H. SENG erwähnte Beschaffenheit der oft auf mehrere Zentimeter Mächtigkeit anschwellenden Gleitzonen, die meistens mit gneisig deformiertem Granulit gefüllt sind, dessen s-Flächengefüge streng parallel den Gleitebenen liegt. Oft werden diese Unstetigkeitsflächen aber auch von granitischen Injektionen oder Quarz durchdrungen. Gelegentlich liegen eine ganze Anzahl von Flexuren als Treppenflexuren untereinander. Sehr häufig rissen in den noch nicht zu Gleitzonen ausgewalzten Wendeebenen der Flexuren oder ihnen etwa parallel etwas in die Flexur hineinverlegt Rupturen auf, die wieder durch granitische Lösungen verheilten. Überhaupt sind so gut wie an jedem Granit- und Pegmatitgang des Granulitgebirges schwache flexurartige Schleppungen zu beobachten.

Während die B-Achsen der echten Flexuren im Bereich der Falten-B liegen (D 40), konnte bei den geschleppten Flexurgängen nur eine völlig regellose Verteilung der Streichwerte wahrgenommen werden.

2.5

Faltenmullions

Im Aufschluß an der Muldenkehre unterhalb des Geyersberges zwischen Roßwein und Ullrichsberg sind im Zusammenhang mit Faltenbildern kleine Faltenmullions entwickelt. Vergleicht man Längs- und Querbruch mit dem Aufschlußbild (Bild 12), so erkennt man die Lage der Faltenmullions || dem Falten-B.

2.6

Stauchräume

Innerhalb des Augengranulites im Eisenbahneinschnitt bei Mahlitzsch finden sich kleine, langprofilirt-stengelartige Granitkörperchen (10—20 cm) die in ihrem reihenförmigen Nebeneinander boudinierten Granitlagergängen täuschend ähnlich sehen. Es fehlen jedoch jede Deformationsspuren. Zweifellos liegen hier Injektionen in Stauchräumen vor wie sie K. H. SCHEUMANN (1954) westlich der Waldheimer Störungszone beschreibt. Hier wie dort streichen die Körper N—S.

2.7

Schleppungen

Ähnliche Erscheinungen wurden bereits von H. SENG (1934) beschrieben. Genetisch sind es extreme Weiterentwicklungen der bereits bei den Falten erwähnten Stausäcke, bis schließlich durch Gleitbewegungen aus dem Gesteinsverband linsenförmige Körper ausseren. Vorhandene Unregelmäßigkeiten, Reibung zwischen den Gleitlagen usw. führten zu Hemmungen, so daß durch Ungleichheit der Bewegung eine Rotation der s-Flächen bis zur Steilstellung erfolgte und es in der Umgebung der Gleitkörper oft zu mannigfachen Fältelungserscheinungen kam. Gelegentlich kann man auch die Neigung zur Abgliederung von Teilkörpern erkennen. Die Transportrichtung (a) dieser Körper liegt in E—W.

ZUSAMMENFASSUNG

Das tektonische Gefüge des Granulitkernes westlich der Waldheimer Störungszone und des umrahmenden Schiefermantels zeigt nicht die erwartete klare Beziehung zu der noch im Vordergrund der Diskussion stehenden Theorie vom Deckenbau der Granulitgebirgshülle.

Die erfaßten tektonischen Richtungen lassen sich, altersmäßig gegliedert, vorläufig folgendermaßen ordnen:

1. Als ältestes Strukturelement ist die Streckung im Granulit zu betrachten, die im allgemeinen E—W streicht, am N-Rand jedoch auf 145—160° umschwenkt.
2. Unter den Falten-, Flexur-, Stauchungs-, Schleppungs- und Mullionachsen in der Stauchzone des Granulites herrscht ein eindeutig bevorzugtes NNE—SSW (175—30°) Streichen bei überwiegendem NNE-Fallen vor. Sehr klar ist diese Richtung auch im Gneisglimmerschiefer und im Biotitgneis des inneren Schiefermantels ausgebildet.
3. Fältelungen mit erzgebirgisch streichenden Achsen (35—90°) sind in der Arnsdorfer Schuppenzone und ihrem mineralfaziell verwischten Übergang zum Glimmerschiefer ausgebildet.
4. Deutlich jünger und auf den inneren Schiefermantel beschränkt, mit Ausnahme der Arnsdorfer Schuppenzone, ist eine kräftige (b)-Striemung, die s_1 bedeckt und SE—NW streicht, mit einem Mittelwert bei 145°.
5. Im äußeren Schiefermantel östlich der Mittelsächsischen Überschiebung ist eine ebenso kräftige (b)-Lineation ausgebildet wie im inneren Mantel. Ihr Streichen liegt jedoch mit 30—90° beinahe \perp auf dem der inneren Einheit. Klare Beweise zur Deutung dieser Erscheinung als $B \perp B'$ -Tektonik können nicht erbracht werden.

Literatur

- [1] DOUFFET, K.-H.: Gefügekundliche Untersuchungen im NE-Teil des Granulitgebirgsmantels. Unveröffentlichte Dipl.-Arb., Geologisches Institut der Bergakademie Freiberg 1957.
- [2] GOTHAN, W.: Die Altersstellung des Karbons von Flöha (Sachs.) im Karbonprofil auf Grund der Flora. Abh. Sächs. geol. L.-A. 12 (1932).
- [3] KIENOW, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. — Geol. Rdsch. 41 (1953).
- [4] LADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. Tschermarks min. u. petr. Mitt., 3. Folge, 2, Heft 1 (1950).
- [5] LEHMANN, J.: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergebirge, mit besonderer Bezugnahme auf das Sächsische Granulitgebirge. Bonn 1884.
- [6] PIETZSCH, K.: Abriß der Geologie von Sachsen. Berlin 1956. Deutscher Verlag d. Wiss.
- [7] PHILIPSBORN, H. v.: Über mylonitische Granitgneise in der nördlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Ber. Verh. sächs. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl. 75 (1923).
- [8] REIBISCH, P.: Zur Frage der Südbewegung und der Altersstellung der Gneise im Erzgebirge. Cbl. f. Min., Abt. B (1934).

- [9] SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien: Springer Verlag. I. Teil 1948, II. Teil 1950.
- [10] SCHEUMANN, K.H.: Studien über die sächs.-thür. Zwischengebirge I und II. Nachr.-Bl. f. Geol. Pal. u. Min. **6** und **9/10** (1926).
SCHEUMANN, K.-H.: Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges. Ber. Verh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig **87** (1935).
SCHEUMANN, K.-H.: Über eine Gruppe bisher wenig beachteter Orthogneise des Granulitgebirges und deren Einschichtung. Min. u. Petr. Mitt. **47** (1936).
SCHEUMANN, K.-H.: Bemerkungen zur Genese der Gesteins- und Mineralfazies der Granulite. Geologie **3** (1954).
SCHEUMANN, K.-H.: Boudinagen und Mikroboudinagen im metagabbrischen Plagioklas-Amphibolit von Roßwein. Abh. d. sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig, math.-naturw. Kl. **45** (1956).
- [11] SCHUCK, F.: Tektonisch-petrologische Studien am Mittweidaer Granitkörper. Abh. Math.-phys. Kl. sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig **39** (1927).
- [12] SENG, H.: Die Gefügeeigenschaften von Granuliten. Min. Petr. Mit. **41** (1931).
SENG, H.: Beiträge zur petrographisch-tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. Min. u. Petr. Mitt. **45** (1934).
SENG, H.: Die Migmatitfrage und der Mechanismus parakristalliner Prägung. Geol. Rdsch. **27** (1936).

Bilder 1—32

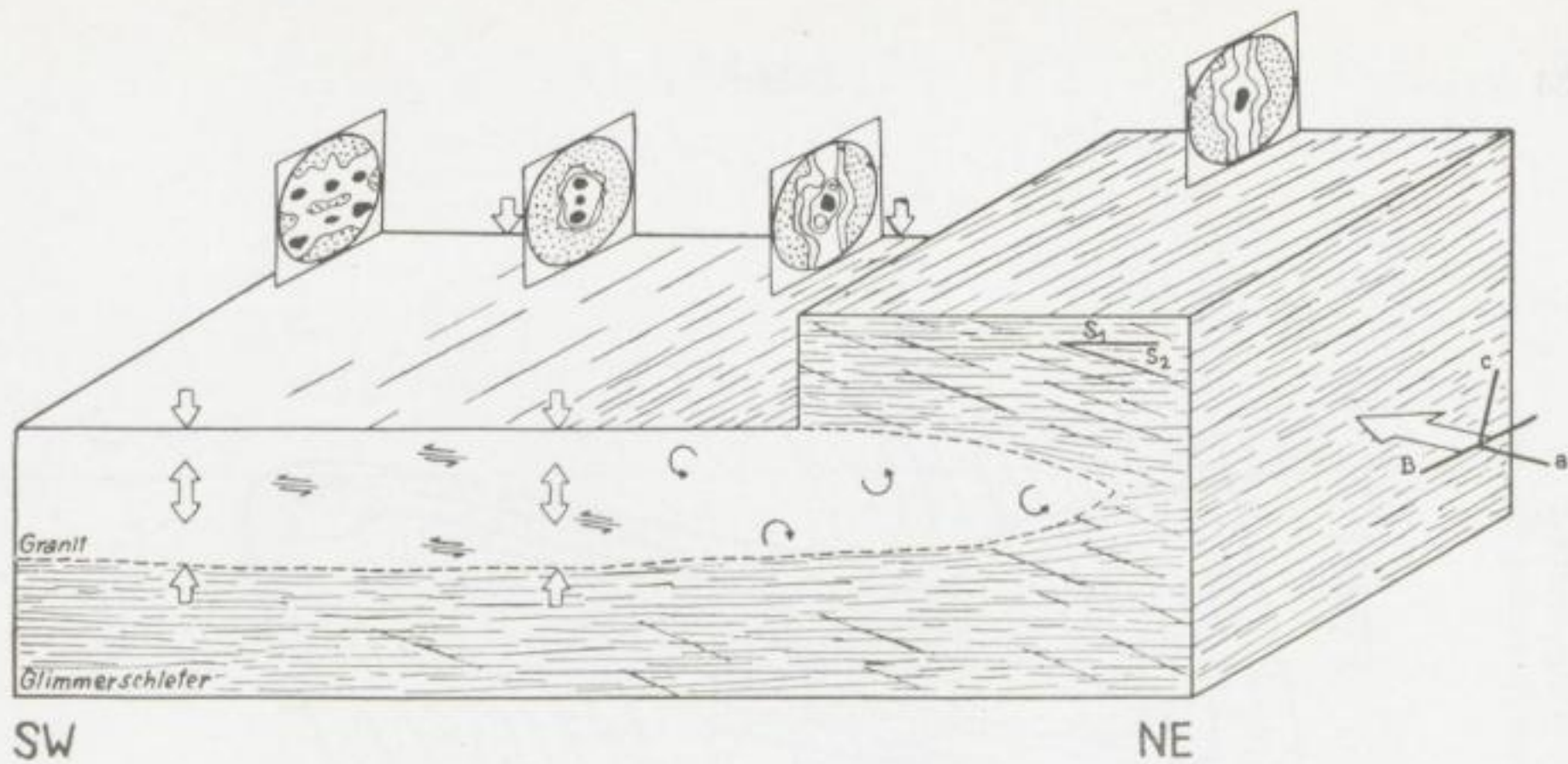


Bild 1. Deformationsschema des Berbersdorfer Granits

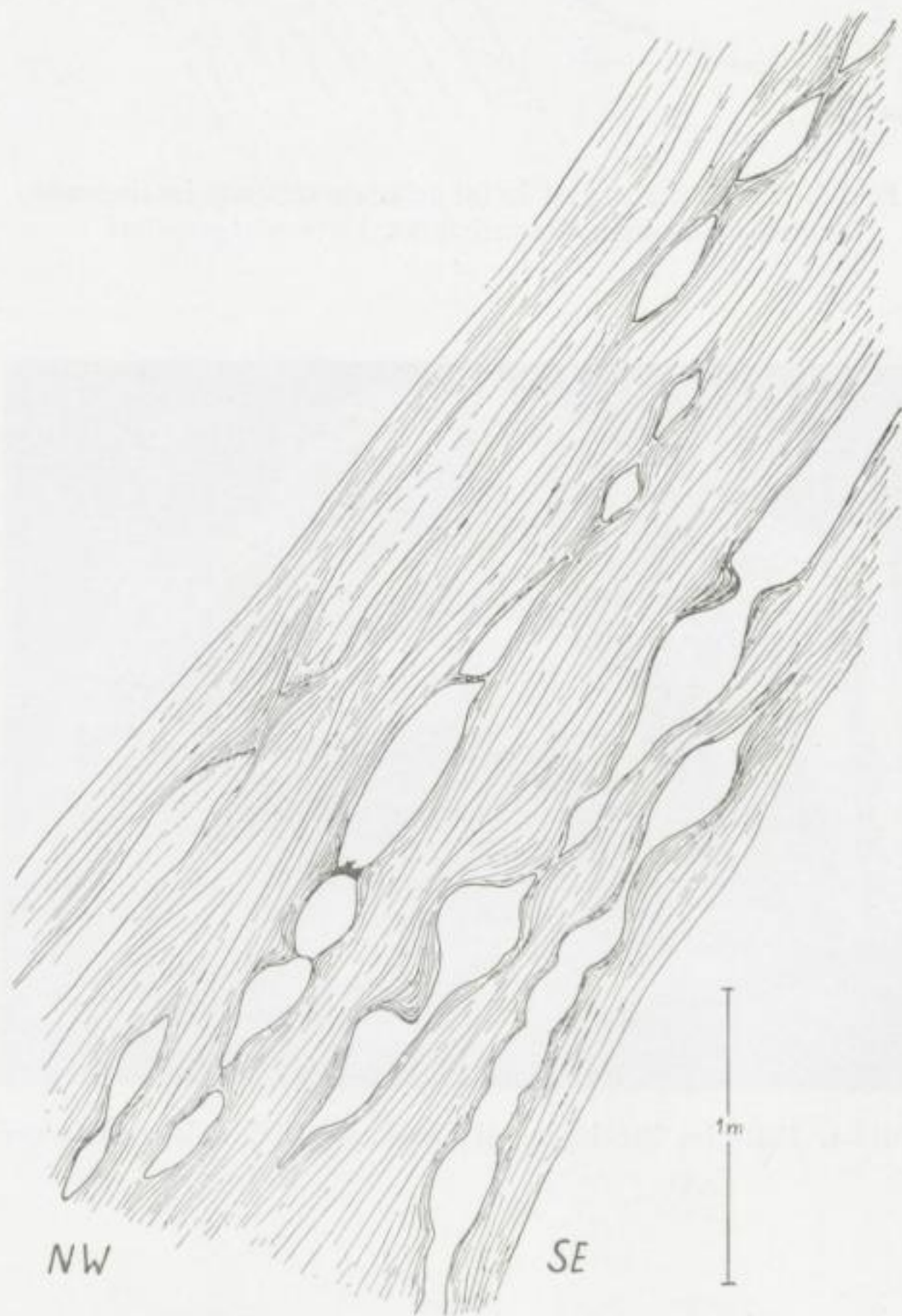


Bild 2. Boudinierung blastomylonitischer Gneisgraniteinlagerungen im Gabbroamphibolit. Eisenbahneinschnitt Mahlitzsch

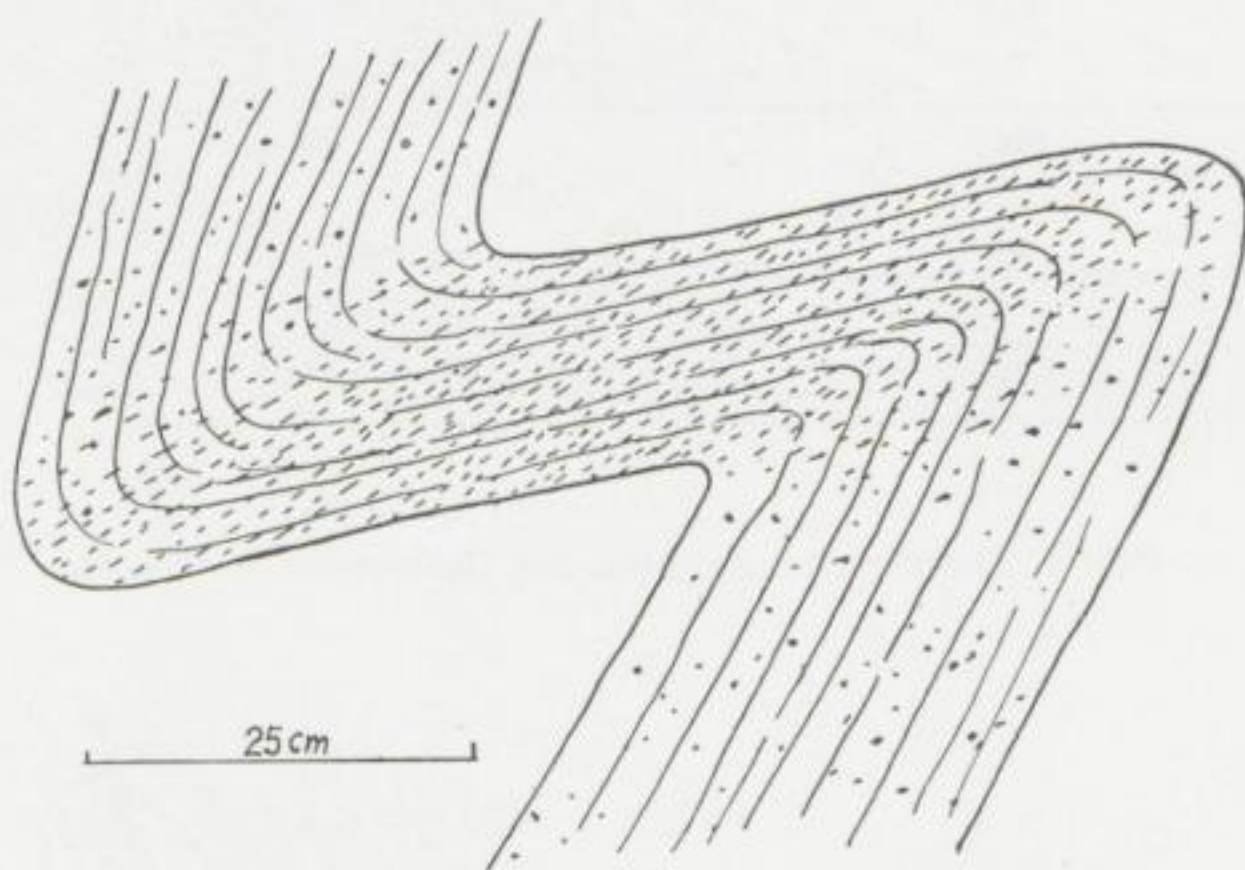


Bild 3. Biotitisierte und in (a) gelängte Granate im liegenden Schenkel einer Granulitfalte. Unterwittgensdorf



Bild 4. Falte im Biotitgranulit. Stbr. westlich E-Werk Etzdorf

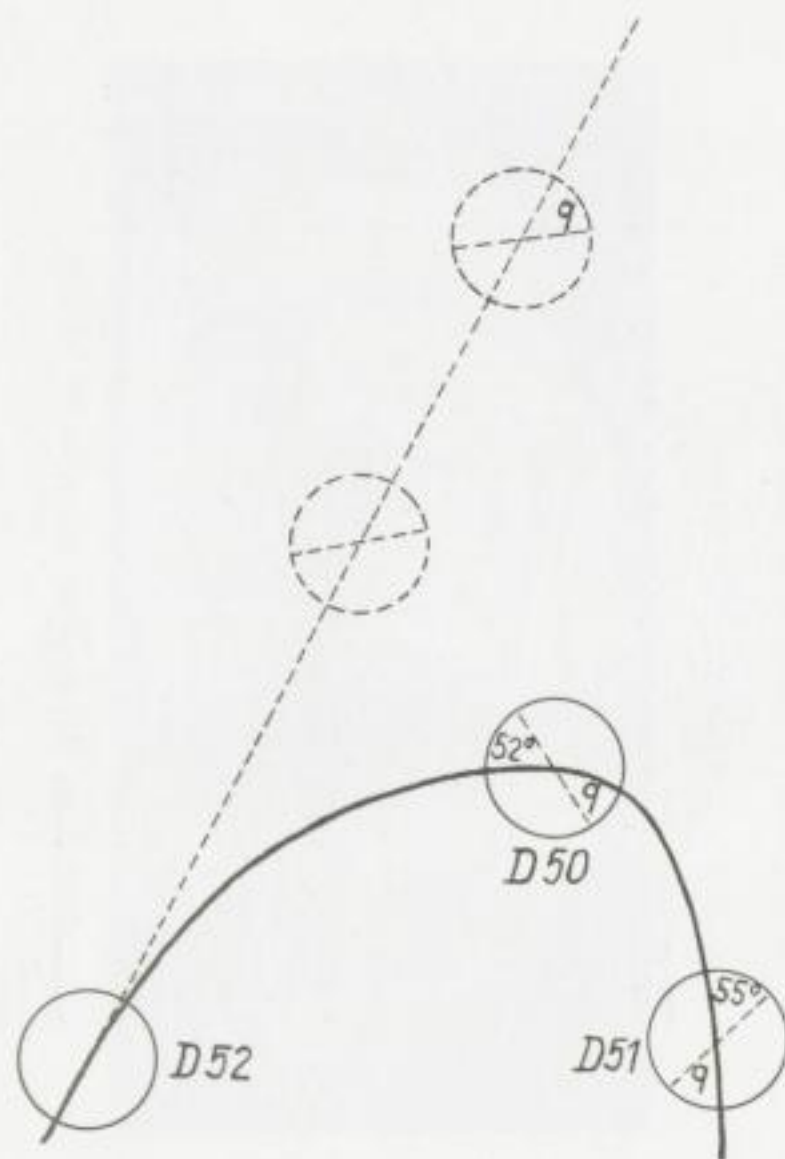


Bild 5. Abwicklung des Quarzgefüges einer Granulitfalte. Stbr. westlich E-Werk Etzdorf

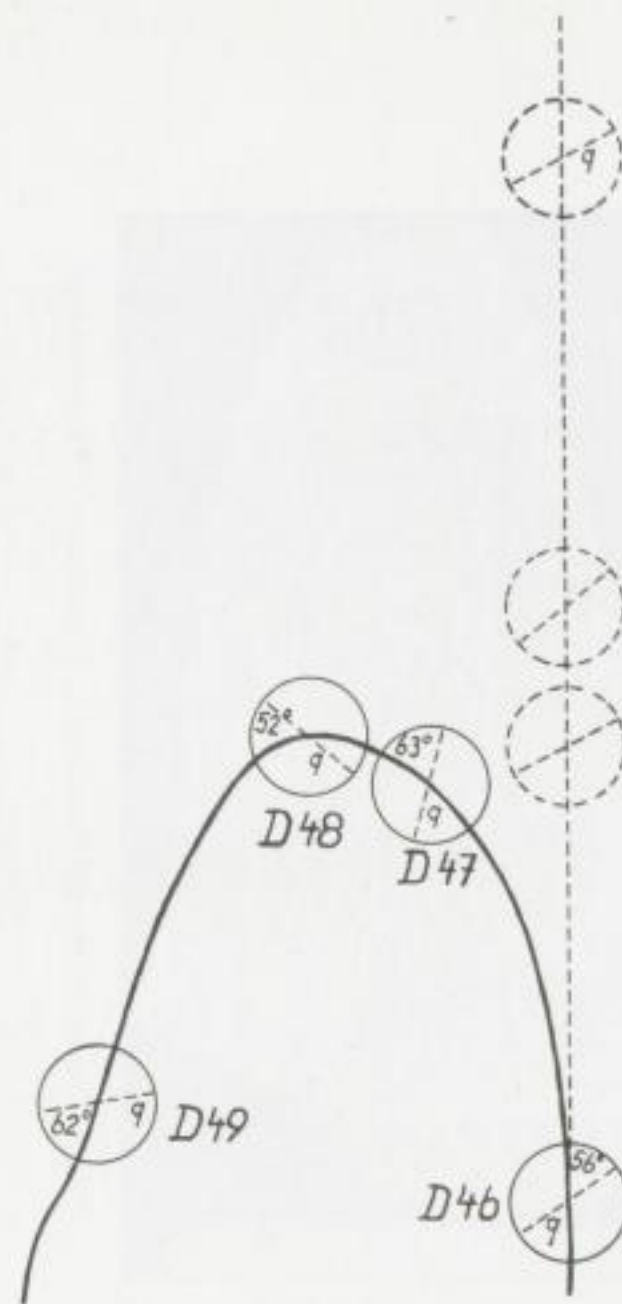


Bild 6. Abwicklung des Quarzgefüges einer Granulitfalte. Niederstriegis

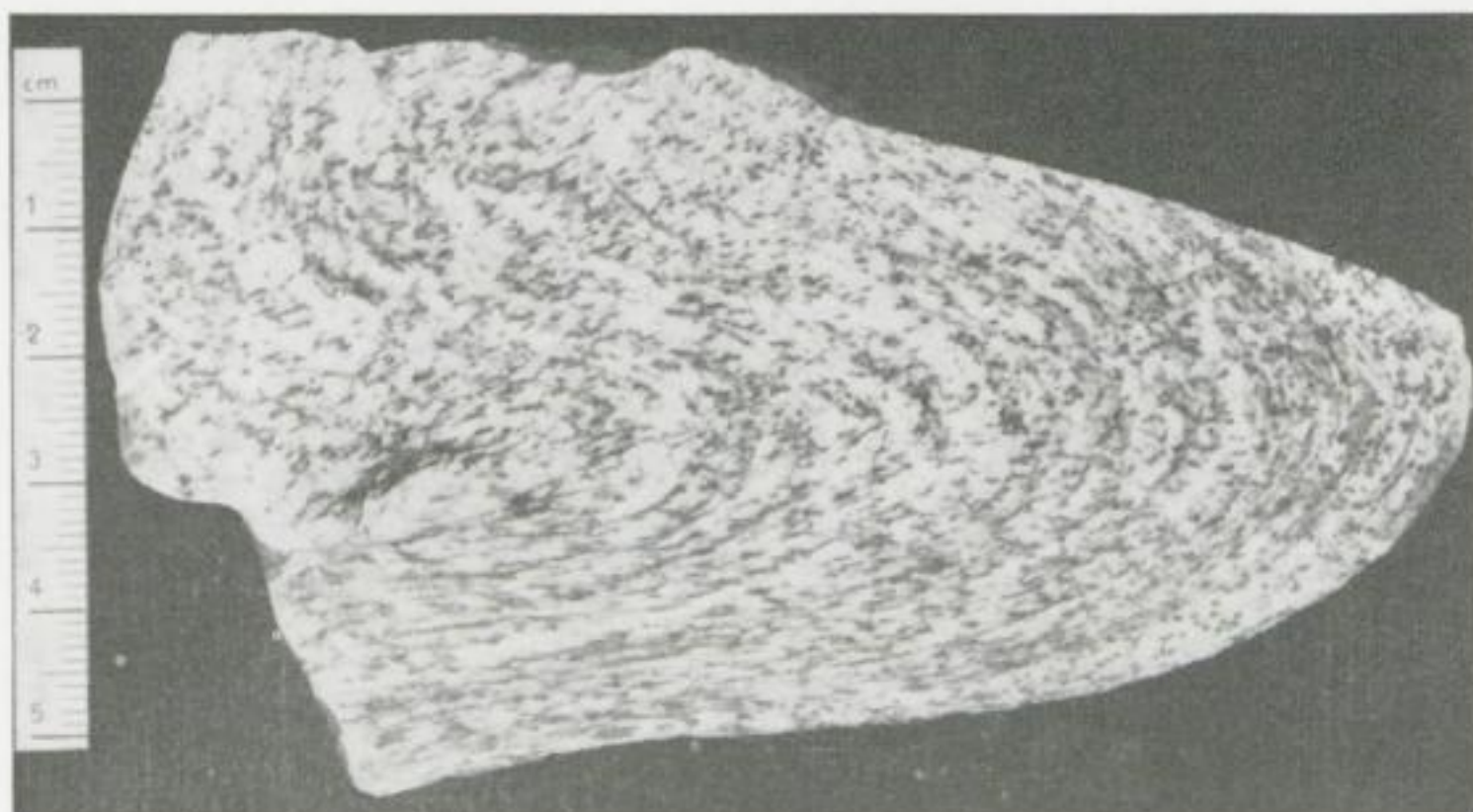


Bild 7. Granulitfalte mit kräftiger s_2 -Schieferung. Niederstriegis

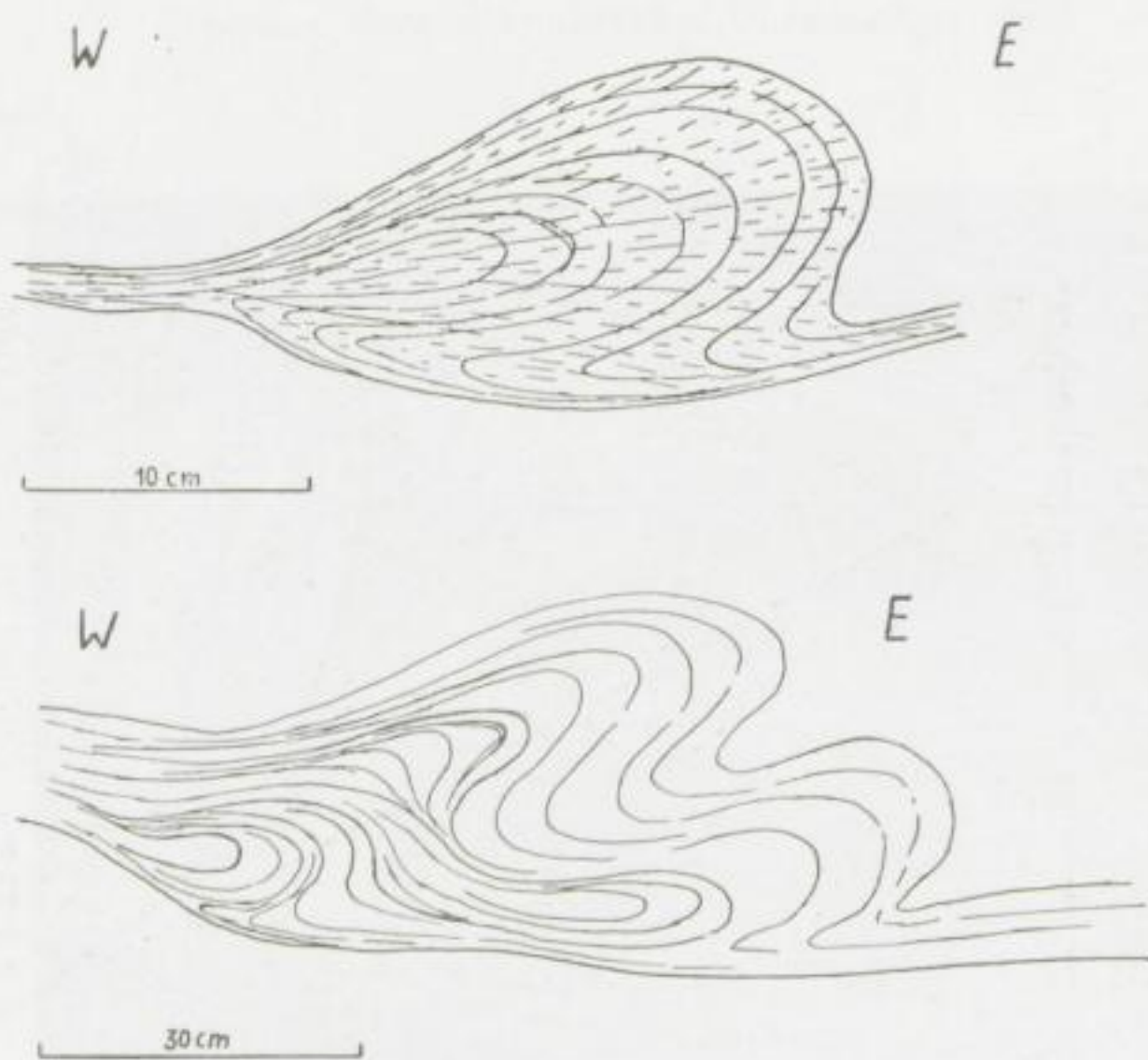


Bild 8. oben: Blasenartig ausfließende Granulitlage mit 2. Schieferung; unten: Wucherfalten erzeugt durch Fließbewegungen in den Granulitlagen

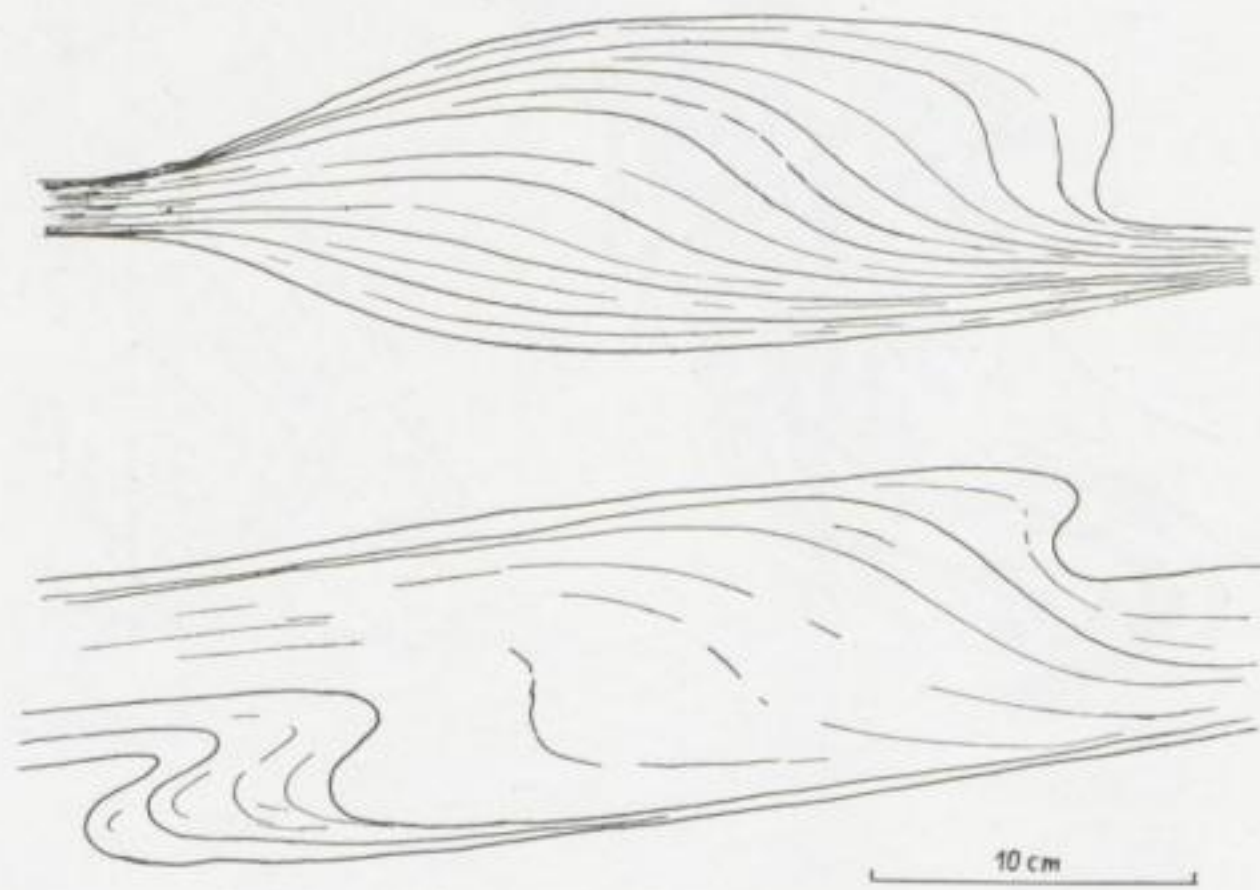


Bild 9. Walzenförmige Stausäcke in Granulitlagen

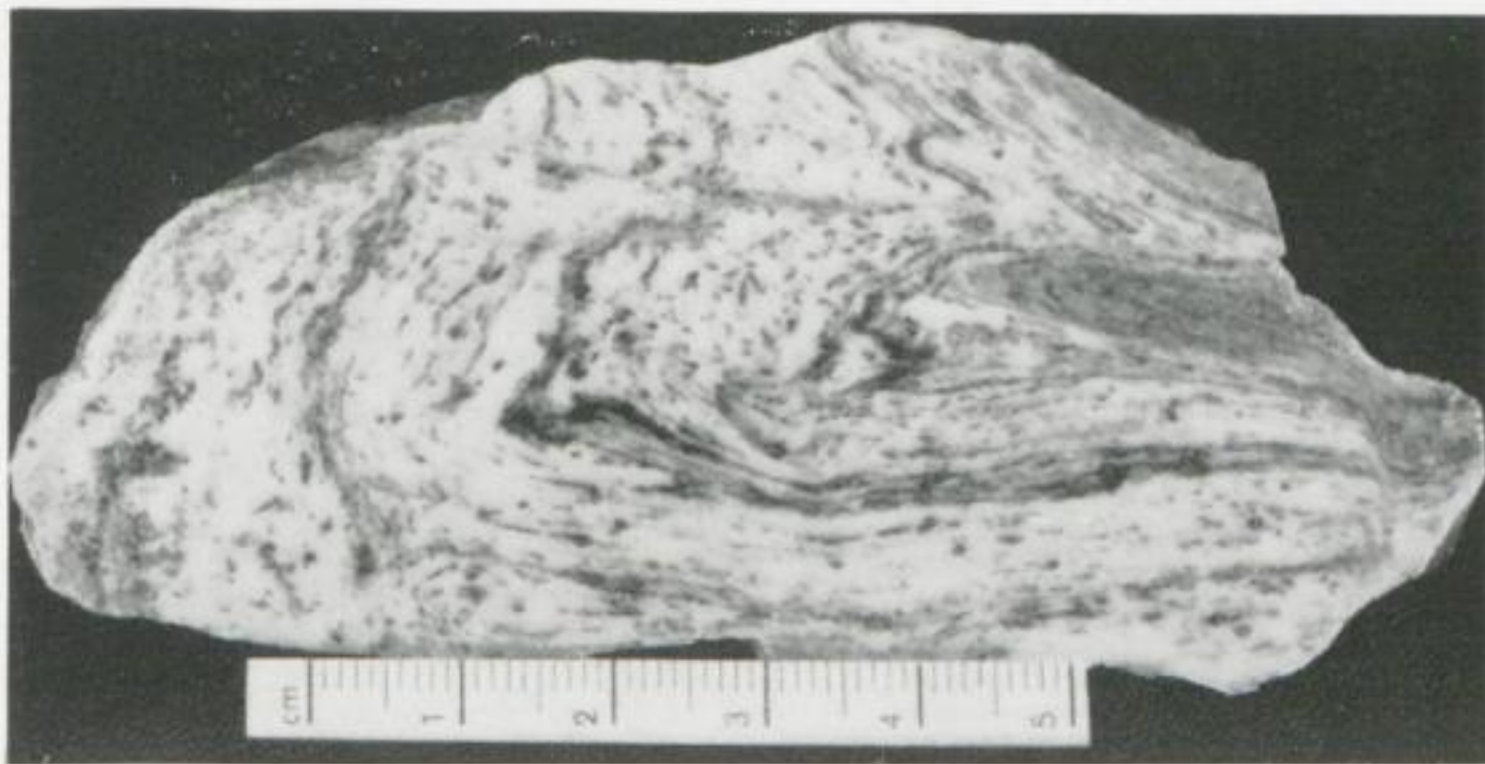


Bild 10. Fließfaltung im Granulit. Diedenhain



Bild 11. Fließfaltung am distalen Ende einer Fremdgesteins-einschiebung im Augengranulit. Troischaufelsen bei Roßwein

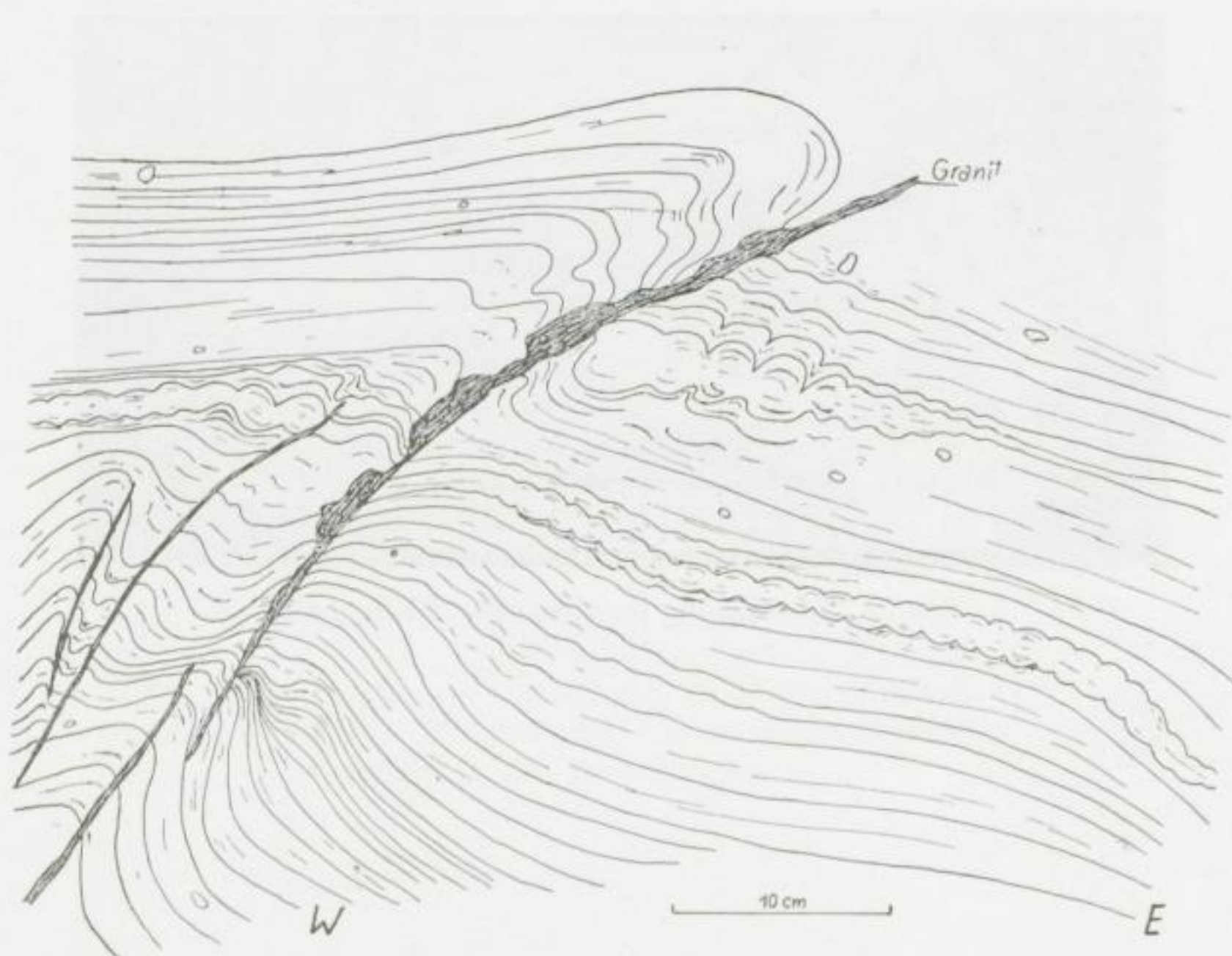


Bild 12. Faltung, Faltenmullions und granitgefüllte Scherflächen im Augengranulit. Geyersberg bei Roßwein



Bild 13. D 1. 117 ● Lösssteinen (h)
 □ 3 Kleinfaltenachsen (B) ▲ T oteng-
 lige Quarzkörner; Strahlwerte von
 Klinalaufschlüssen



Bild 14. D 2



Bild 17. D 3



Bild 18. D 34



Bild 15. D 3 ● 19 Pegmatite □ 17
 Apfite 55 Lösssteinen (h) in einer
 Richtungsrose verteilt



Bild 16. D 4



Bild 19. D 20



Bild 20. D 26



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





1842. D 37 ☐ 10 Vulkanorte (R)
○ 21 - Plüthen



1842. D 38



1842. D 39



1842. D 40



1842. D 41



1842. D 42



1842. D 33



1842. D 43 ● 14 Vulkanorte (R)
○ 20 Plüthen



1842. D 47



1842. D 48



1842. D 49



1842. D 50



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen
Zone des Südostharzes

Von

BALDUR MEISSNER

Mitteilung Nr. 21

aus dem Institut für Geologie der Bergakademie Freiberg

INHALT

Einleitung	43
1 Die Schichtenfolge	45
1.1 Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke	45
1.2 Zone der phyllitischen Tonschiefer	46
1.3 Zone der Quarzite nördlich der Karpholithschiefer	47
1.4 Zone der Karpholithschiefer	49
1.5 Zone des Klippmühlquarzites	49
1.6 Zone der Grünschiefer	53
1.7 Zone der gneisähnlichen Grauwacken	54
2 Tufflagen aus der Zone des Klippmühlquarzites	54
3 Paläontologische Ergebnisse	55
4 Tektonische Beobachtungen	58
4.1 Schieferung s_1	58
4.2 Faltung und Schubklüftung	59
4.3 Klüftung	60
4.4 Korngefüge	61
4.5 Kriterien zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung	62
4.6 Kritische Betrachtung der doppelten Faltungstektonik	63
4.7 Beobachtungen westlich von Biesenrode	66
5 Schlußfolgerungen für Stratigraphie und Baustil	67
6 Zusammenfassung	70
Literatur	71
Bilder	73

Eingang des Manuskripts bei der Redaktion: 4. 3. 1959

EINLEITUNG

Am Südostrand des Harzes tritt in einem etwa 30 km langen und maximal 7 km breiten Gebiet eine schwach metamorphe, sehr wechselvoll zusammengesetzte Schichtenfolge zutage. Dieses Gebiet wurde bei der Untergliederung des Harzes als geologische Einheit abgegrenzt und in seiner Gesamtheit als metamorphe Zone des Südostharzes, metamorphe Zone von Wippra oder Wippraer Sattel bezeichnet (F. DAHLGRÜN 1939, W. SCHWAN 1954).

Ungünstige Aufschlußverhältnisse, das Fehlen jeglicher Fossilfunde und mangelhafte Vergleichsmöglichkeiten mit nicht metamorphen Schichten des Harzpaläozoikums infolge starker Faziesdifferenzierung sind die Ursachen dafür, daß über Altersstellung und Tektonik dieses Gebietes bis in die jüngste Zeit unklare Vorstellungen herrschten.

Die Tab. 1 zeigt den Wandel der Anschauungen über das Alter der metamorphen Serien. K. A. LOSSEN (1883), der erste Bearbeiter der metamorphen Zone, sah im östlichen Unterharz einen einfachen Sattel, an den sich im Norden und Süden immer jüngere Schichten anschließen. Er parallelisierte also die metamorphe Zone mit der Selkemuße und stufte, entsprechend dem damaligen Wissensstand, alle Schichten in das Unterdevon und Gotlandium ein.

Eine gründliche Untersuchung der metamorphen Zone wurde von G. FISCHER und F. DAHLGRÜN im Rahmen der Neuaufnahme des Harzes in den zwanziger Jahren durchgeführt. G. FISCHER gliederte die metamorphen Schichten des Südostharzes nach petrographischen Merkmalen in sieben Zonen. Sein wesentlichstes stratigraphisches Ergebnis war die Parallelisierung der Zone der Quarzite nördlich der Karpholithschiefer mit den gotländischen Quarziten des Ostharzer Silursattels und die Einstufung der Zone der phyllitischen Schiefer in das obere Gotlandium auf Grund von Keratophyrtuffeinlagerungen. Für die Karpholithschiefer machte G. FISCHER ein silurisches Alter wahrscheinlich, wobei er sich auf das Vorkommen von Hämatitoolithen in Schichten, die in unmittelbarem Zusammenhang mit den Karpholithschiefern stehen, stützte. Damit schien die Auffassung der metamorphen Zone als Südflanke des Ostharzer Silursattels endgültig widerlegt, denn an die mit Sicherheit dem Unterems zugehörige Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke schlossen sich südwärts wieder gotländische Schichten an. Da G. FISCHER gleichzeitig der metamorphen Zone einen sehr komplizierten Baustil, nämlich verfaltete Isoklinalfaltung, zuordnete, wurde die Altersstellung der südlicher gelegenen Zonen des Klippmühlquarzites, der Grünschiefer und der gneisähnlichen Grauwacken vollständig problematisch. G. FISCHER ließ die Frage offen, ob die südlichen Zonen jünger sind und ins Oberems bzw. Mitteldevon gehören, wie es auf den geologischen Spezialkarten dargestellt ist, oder ob präobersilurisches Alter vorliegt.

Tabelle 1. Tabelle über die stratigraphische Einstufung der metamorphen Serien (nach M. LUSZNAT, etwas verändert und ergänzt)

Formation	Bearbeiter							Zonengliederung nach G. FISCHER 1929	
	LOSSEN 1883	FISCHER 1929	DAHLGRÜN & FISCHER Karten u. Erl. 1934 Wippra Leimbach	DAHLGRÜN 1939	SCHRIEL 1954	LUSZNAT 1957	MEISSNER 1958		
Oberdevon								NW ↑ 7	Z. d. Grauwacken, Kie- selschiefer u. Kalke
Mitteldevon		1 + 2	1 + 2	1 + 2 ?				6	Z. d. phyllitischen Tonschiefer
Unterdevon		3 7	3 7	3 ? 7	7	7		5	Z. d. Quarzite
Gotlandium	1 bis 7	6 5	6 5 4 ↓ ?	6 5 4 ↓ ?	6 5 4 3	6 5 bis 1		4 3	Z. d. Karpholith- schiefer Z. d. Klippmühlquar- zites
Ordovizium		4-1 prä- got- lan- disch ↓ ?			4 3			2	Z. d. Grünschiefer
Kambrium			1 + 2 ↓ ?	1 + 2 ↓ ?	1 + 2 ↓ ?			1	Z. d. gneisähnlichen Grauwacken
Algonkium				1 + 2 ↓ ?	1 2 ?			↓ SO	= Grenze sicher = Grenze unsicher ? = Einstufung unsicher

Die in späterer Zeit abgewandelten Anschauungen über Altersstellung und Tektonik der metamorphen Zone basieren auf den Untersuchungen G. FISCHERS und F. DAHLGRÜNS und wurden nur durch regionale Vergleiche über große Entfernungen, nicht aber durch neue, kritische Überprüfung der Aufschlüsse gewonnen.

Einen Versuch der Anwendung moderner kleintektonischer Methoden stellt die im Jahre 1957 abgeschlossene Arbeit von M. LUSZNAT dar.¹ M. LUSZNAT bestätigt in seiner Arbeit den komplizierten Baustil und stuft auf Grund regionaler Vergleiche die Schichten 1—6 in das Ordovicium und Gotlandium, die Schicht 7 in das Unterdevon ein, wobei er jedoch betont, keine Beweise gegen ein präkambrisches Alter der Grünschiefer und gneisähnlichen Grauwacken erbringen zu können.

Die somit immer noch bestehende Unklarheit über die stratigraphische Stellung der einzelnen Schichten ließ es geraten erscheinen, einmal die auf petrographischer Grundlage durchgeführte Untergliederung zu überprüfen. G. FISCHER (1929) hatte die ungleichkörnigen, feldspat- und glimmerarmen Silurquarzite streng abgegrenzt von den Klippmühlquarziten, die er als gleichkörnig sowie feldspat- und glimmerreich beschrieb. Diese Feststellung galt nach G. FISCHER aber nicht mehr für den westlichen Teil der metamorphen Zone, wo sowohl die Silurquarzite als auch der Klippmühlquarzit in Grauwacken übergehen sollen.

Auf Anregung von Prof. Dr. Watznauer wurden vom Verfasser im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologischen Institut der Bergakademie Freiberg die faziellen und tektonischen Verhältnisse des Klippmühlquarzites untersucht. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse sind nicht nur für die bearbeitete Schicht von Bedeutung, sondern zwingen zu einer weitgehenden Revision der bestehenden Ansichten über Altersstellung und Tektonik der gesamten metamorphen Zone des Südostharzes.

Die vorliegende Arbeit ist in keiner Weise als petrographische Neubearbeitung der metamorphen Zone aufzufassen, sondern enthält nur eine Beschreibung der für das Verständnis von Stratigraphie und Tektonik notwendigen Merkmale. Vernachlässigt wurden bei der petrographischen Charakteristik die Grünschiefer sowie die Karpholith- und Ottrelithschiefer. Bezüglich einer ausführlichen petrographischen Beschreibung sei auf die Untersuchungen von G. FISCHER (1929) verwiesen. Ebenso wurden nur die wichtigsten tektonischen Elemente berücksichtigt. Ihre ausführliche Beschreibung unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse beim Übergang von der Grundgebirgstektonik in die Schiefergebirgstektonik bleibt einer späteren, gesonderten Abhandlung vorbehalten.

1 DIE SCHICHTENFOLGE

1.1 Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke²

Die Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke ist bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung am wenigsten problematisch und wurde bisher von allen Be-

¹ Herr Dr. LUSZNAT hatte die Liebenswürdigkeit, mir Einblick in sein Manuskript zu gewähren.

² Die nach petrographischen Merkmalen durchgeführte Gliederung der metamorphen Schichten in 7 Zonen wurde von G. FISCHER (1929) übernommen. Sie wird auf die Dauer nicht befriedigen können, entspricht jedoch am besten dem augenblicklichen Erkenntnisstand.

arbeiten in das Unterdevon eingestuft. Dieses Alter konnte neuerdings an mehreren Stellen auch paläontologisch belegt werden. An der Zusammensetzung dieser Schichtenfolge beteiligen sich neben den vorherrschenden, matten oder phyllitisch glänzenden, dunkel bis bläulichgrauen, gelblich ausbleichenden Schiefen mächtige Grauwackeneinlagerungen sowie Kieselschiefer und Kalke. Als klastische Komponenten, deren Korngröße maximal 0,5 mm beträgt, enthalten die Grauwacken neben Quarz, Feldspat, Turmalin, Rutil und Zirkon nach G. FISCHER (1929) Bruchstücke von metamorphen Gesteinen aus der Epi- und Mesozone, von Ergußgesteinen und Sedimenten.

Die Kalke sind entweder plattig ausgebildet und mit Kieselschiefern verknüpft oder bilden linsenförmige Einlagerungen, deren Mächtigkeit bis zu 20 m betragen kann.

Die Kieselschiefer erreichen nur geringe Mächtigkeiten und zeigen oft Übergänge in dunkle Tonschiefer.

1.2 Zone der phyllitischen Tonschiefer

Im mittleren Teil der metamorphen Zone schließt sich südwärts eine Folge von milden, phyllitischen oder matten Tonschiefen an. Sie besitzen im frischen Zustand blau-graue Farbe und bleichen bei der Verwitterung gelblich aus. Als Einlagerungen enthalten sie dünne Kalkbänder und Kalklinsen bis zu 20 cm Mächtigkeit. Die Farbe der Kalke ist im frischen Zustand blaugrau, im angewitterten Zustand ocker-gelb. Weitere Einlagerungen sind Bänkchen oder Geoden von Toneisensteinen. Sie überziehen sich bei der Verwitterung mit einer schwarzen Kruste und können leicht für Kieselschiefer gehalten werden.

Vereinzelt sind in diese Schichtenfolge geringmächtige Grauwackenbänke eingeschaltet, die G. FISCHER (1929 S. 8) als Quarzkeratophyrtuffe beschrieb. Sie zeigen nach G. FISCHER vollständige Übereinstimmung mit den Tuffen, die im Mukarehmetal östlich Wieserode, Blatt Leimbach, und gegenüber dem Amselberg bei Königerode, Blatt Pansfelde, als Einlagerungen in den gotländischen Graptolithenschiefen vorkommen. In der metamorphen Zone lassen sich diese Gesteine makroskopisch nicht von echten Grauwacken unterscheiden. Sie wurden vom Verfasser bisher nur am Südwesthang des Schloßberges bei Wippra, nahe dem südlichen Waldrand gefunden. Petrographisch zeigen sie vollständige Übereinstimmung mit den von G. FISCHER untersuchten, in der Sammlung des Zentralen Geologischen Dienstes der DDR aufbewahrten Dünnschliffen von folgenden Fundpunkten: Brunnenbohrung am Krankenhaus Wippra; Mündung des Hasselbachtals in das Wippertal, Blatt Wippra (Lesestein); gegenüber dem Amselberg bei Königerode. In einer flaserig angeordneten Grundmasse aus granoblastischem Quarz, Chlorit und Serizit liegen Quarze, perthitische Feldspäte und Tonschieferbrocken. Die Quarze erreichen bis 1 mm Durchmesser. Sie sind selten gerundet und besitzen meistens konkave Umrisse. Die perthitischen Feldspäte sind tektonisch deformiert und werden von Kalzit durchwuchert. Ferner enthalten diese Gesteine Aggregate verzahnter, sehr einschlußreicher Quarze mit

verwaschenen, undeutlichen Umrissen, gelegentlich auch Bruchstücke von Ergußgesteinen mit fluidal geregelten Plagioklasleisten und Zirkon.

Von den gewöhnlichen unterdevonischen Grauwacken unterscheiden sich die hier beschriebenen Gesteine durch die sehr lockere Kornpackung, das Vorherrschen perthitischer Feldspäte, das Fehlen selbständiger Plagioklase mit Zwillingslamellen, klastischer Turmalin- und Rutilkörner und jeglicher Quarzite und Quarzaggregate aus kristallinen Schiefen.

Die Verbandsverhältnisse der phyllitischen Tonschiefer mit den benachbarten Serien sind noch unklar. Die nördlich von Wippra durch den Straßenanschnitt, dort, wo die Straße aus der Nordost- in die Südwestrichtung umbiegt, aufgeschlossenen Schichten gehören mit Sicherheit noch zur Zone der phyllitischen Tonschiefer, ebenso die Schichten vom Hohen Berg nördlich Friesdorf und vom Bahneinschnitt an der Herrenmühle. Nach bisherigen Beobachtungen scheint ein Übergang in die nördlich angrenzende Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke vorzuliegen. Über die Verbandsverhältnisse mit den südlich angrenzenden Zonen können z. Z. noch keine Aussagen gemacht werden.

1.3 Zone der Quarzite nördlich der Karpholithschiefer

Im westlichen und östlichen Teil der metamorphen Zone schließt sich südwärts an die Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke eine Schichtenfolge an, die von G. FISCHER als Zone der Quarzite bezeichnet wurde. Das vorherrschende Gestein dieser Schichtenfolge sind milde bis quarzreiche und sandige phyllitische Schiefer mit Übergängen in Quarzitschiefer. Die namengebenden Quarzite bilden linsenförmige Einlagerungen. Sie sind flaserig oder plattig geschiefert. Von den südlicher gelegenen Klippmühlquarziten unterscheiden sich diese Quarzite durch gute Abrollung und schlechte Größenauslese der klastischen Quarze, den Mangel an Feldspat, das Fehlen von Kalzit und die geringe Größe und Seltenheit klastischer Glimmer (Bild 2).

Makroskopisch sind diese typischen Quarzite schon an den bis zu 2 mm großen Quarzen, die isoliert in einer kieseligen Grundmasse liegen, erkennbar. Schichtung konnte in diesen Quarziten nur selten beobachtet werden.

Es treten in dieser Zone aber auch Quarzite auf, die eine abweichende petrographische Ausbildung zeigen. Sie sind fein- und gleichkörnig sowie glimmerreich. Alle übrigen Bestandteile sind wie beim Klippmühlquarzit ausgebildet. Auf Grund petrographischer Beobachtungen allein ist es daher nicht möglich zu entscheiden, ob z. B. 1,5 km west-nordwestlich von Biesenrode im Zusammenhang mit den Karpholithschiefern auch Gesteine aus der Zone des Klippmühlquarzites vorkommen.

Ein sehr chlorit- und serizitreicher Quarzit mit deutlicher Kreuzschichtung ist am Wege von Biesenrode nach der Rammelburg, 700 m westlich Biesenrode, aufgeschlossen.

Auf Blatt Schwenda treten zusammen mit den Quarziten auch Grauwacken auf. Damit wird die Auffassung der Quarzitzone als eine stratigraphische Einheit und deren

Einstufung in das Silur sehr fragwürdig. F. DAHLGRÜN, der dieses Gebiet kartierte, schrieb in der Erläuterung zu Blatt Schwenda: „Weiter westlich nach Breitung zu werden die Quarzitvorkommen spärlicher, und ihre Beschaffenheit nähert sich teilweise echten Grauwacken . . . Da jedoch die Verbandsverhältnisse die Zugehörigkeit zur Silurzone außer Frage stellen, so streichen hier möglicherweise Silurschichten eines anderen Niveaus zutage.“

Zur Überprüfung der stratigraphischen Zusammenhänge wurden die Schichten nördlich der Karpholithschiefer an beiden Seiten des Breitunger Tales untersucht (Bild 3).

Am nördlichen Dorfausgang von Breitung sind westlich der Straße die Karpholithschiefer vorzüglich aufgeschlossen. Nach Norden zu schließen sich im festen stratigraphischen Verband zunächst grüne, phyllitische Schiefer an, die allmählich in dunkelgraue, harte Tonschiefer übergehen. Letztere lassen sich, in der Wasserrinne am Westrand der Straße anstehend, bis in gleiche Höhe mit dem Südrand des Sportplatzes verfolgen. Weiter nördlich werden die Schiefer zum Teil etwas sandiger, und es schalten sich auch feinkörnige Grauwacken ein. Die Gesteine in der Umgebung der Kalklinse unterscheiden sich von den südlicher und nördlicher vorkommenden nicht so stark, daß sich eine so deutliche Abgrenzung ergibt, wie sie aus der geologischen Karte zu ersehen ist.

Deutliche „Silurquarzite“ (i. S. G. FISCHERS) lassen sich erst südwest und westlich der Talgabelung nachweisen. Mit ihnen zusammen kommen aber auch Grauwacken vor. Wichtig sind vor allem die Lesesteine, die einen deutlichen Übergang zwischen Quarziten und Grauwacken vermitteln (Bild 4). Sie lassen makroskopisch schon bis zu 1 mm große Quarze erkennen, teilweise auch Feldspäte. Vielfach zeigen sie zahlreiche braune Tupfen, die sich unter dem Mikroskop als rhomboederförmige Brauneisenanhäufungen erweisen. Ganz allgemein charakteristisch ist der Reichtum an Quarz. Nordwestlich der Talgabelung stellen sich die bekannten unterdevonischen Grauwacken ein, ebenso auch die charakteristischen Kieselschiefer.

Beobachtungen am östlichen Talhang sprechen gleichfalls für einen Übergang der Quarzitzone in die sich nördlich anschließende unterdevonische Schichtenfolge. Das Alter der letzteren konnte durch Fossilfunde in einer Kalklinse am Gipfel der Wihaiskuppe auch paläontologisch belegt werden.

Einen Beweis für den stratigraphischen Zusammenhang lieferten Beobachtungen im Nassetal am Westhang des Hohen Mühlberges. 200 m südlich der auf der Karte verzeichneten Unteremsgrenze fand der Verfasser zwischen matten, grauen Tonschiefern im Straßenanschnitt eine kleine Kalklinse von 15 cm Mächtigkeit. Auf Grund ihres Fossilinhaltes gehört sie in das Unterdevon (vgl. paläontologischen Teil). Von den Gesteinen, die diese Kalklinse umgeben, besteht nach Süden zu ein allmählicher Übergang in glimmerarme, quarzitischeschiefer mit einsprenglingsartig hervortretenden Quarzen, die von F. DAHLGRÜN (1935) als typisch für die „silurische“ Quarzitzone beschrieben wurden.

1.4

Zone der Karpholithschiefer

An die Quarzitzone schließt sich im Süden eine Zone roter, glatter, phyllitischer Schiefer an, in die nur ganz vereinzelt grüngefärbte Partien eingeschaltet sind. Charakteristisch für diese Zone ist das Fehlen jeglicher klastischer Einlagerungen. Milchquarzgänge in diesen Rotschiefern führen das seltene, namengebende Mineral Karpholith. Im Schiefer selbst erscheint Karpholith nur selten und ganz untergeordnet. Diese Rotschiefer lassen sich durch die gesamte metamorphe Zone hindurch verfolgen und stellen somit einen stratigraphischen Leithorizont dar. Ihr stellenweise doppeltes Auftreten dürfte tektonisch bedingt sein.

Im Norden werden die Karpholithschiefer gewöhnlich von Ottrelithschiefern begleitet. Diese lassen im Querbruch schon makroskopisch kleine Ottrelithporphyroblasten erkennen, die auf den Schieferungsflächen eine feine Körnung hervorrufen. Die Farbe dieser Schiefer ist grau, seltener grün oder rötlich.

F. DAHLGRÜN (1935, S. 6) beschrieb einen engen Zusammenhang der Ottrelithschiefer mit der nördlich angrenzenden Zone der Quarzite. Wahrscheinlich stellen die Ottrelithschiefer aber überhaupt keinen stratigraphischen Horizont dar, sondern bilden Einlagerungen in der Zone der Quarzite. Bei der Vielzahl der kleinen Ottrelithschiefervorkommen nördlich der Karpholithschiefer, die mit großer Sorgfalt kartiert sind, müßte man zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse bei Voraussetzung eines einheitlichen, stratigraphischen Horizontes von der Annahme einer komplizierten Tektonik ausgehen. Anzeichen dafür sind jedoch nicht vorhanden.

1.5

Zone des Klippmühlquarzites

Die von G. FISCHER (1929) als typisch für diese Zone beschriebenen Quarzite sind am besten am Osthang des Wippertales, nördlich der Klippmühle, aufgeschlossen. Sie treten feinplattig geschiefert auf mit allmählichen Übergängen in quarzitisches und phyllitisches Schiefer, die den Hauptanteil an der Zusammensetzung dieser Zone haben, oder bilden mehr oder weniger kompakte Lagen von 5—50 cm Mächtigkeit. Häufig zu beobachtende Texturen sind gradierte Schichtung, Kreuzschichtung und Fließfalten (Bild 5). Die Farbe der Quarzite ist grau, rötlich oder rötlich-violett. Die Bruchflächen sind rau und matt, sehr selten fettig glänzend. Eine Körnung ist auf den Bruchflächen nicht erkennbar. Die Quarzite zeigen eine sehr gute Korngrößenanalyse. Kornverzahnungen der klastischen Quarze sind selten zu beobachten, meistens berühren die Körner einander nicht, sondern werden durch eine aus granoblastischem Quarz, Chlorit und Serizit bestehende Grundmasse getrennt.

U. d. M. erkennt man folgende klastische Mineralien: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Orthoklas, Titaneisen, Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil. Hinzu als Neubildungen Chlorit, Serizit, Hämatit, Leukoxen, Kalzit und Rutilnadelchen. Turmalin mit fransenartigen Fortwachsungen, wie er von G. FISCHER (1929, S. 32) beschrieben wurde, konnte nicht beobachtet werden. Fast immer zeigt der Turmalin Korrosionserscheinungen. Seine Farbe ist auch nicht braun, sondern gelb, grün, blau, bräunlich-weiß oder farblos. Fransenartige, nadelige Fortwachsungen zeigen dagegen

Anhäufungen einer opaken oder bräunlich durchscheinenden Substanz. Im auffallenden Licht zeigt sie die für Leukoxen typische milchig-weiße Farbe. Die nadeligen Fortwachsungen wurden als Rutil bestimmt.

Die Grenze zwischen dem Klippmühlquarzit und den sich nördlich anschließenden Karpholithschiefern betrachtete G. FISCHER als eine tektonische Störung, da sich angeblich kein Übergang zwischen beiden Schichten nachweisen läßt. Einen engen stratigraphischen Zusammenhang beider Schichten hielt er im Jahre 1929 (S. 59) noch für sicher, weil er den phyllitischen Schiefern der Klippmühlquarzitzone ebenfalls eine primäre Rotfärbung zuordnete. Im Jahre 1934 (S. 20) beschrieb G. FISCHER die Rotfärbung als sekundär postmetamorph und lehnte einen stratigraphischen Zusammenhang beider Schichten ab, weil sich in den phyllitischen Schiefern der südlicheren Zone keine Spur eines Ottrelith- oder Karpholithgehaltes nachweisen ließ.

Die zwischen beiden Schichten auf der geologischen Karte eingetragene Störung verläuft durch den Grund des kleinen Tälchens, das sich von der Stelle, wo der Feldweg vom Eisenbahnhalteplatz Gräfenstuhl-Klippmühle kommend, in die Straße Vatterode-Biesenrode mündet, nach Nordosten zum Friedhof von Gräfenstuhl hinaufzieht. In Wirklichkeit weicht jedoch die Grenze beider Zonen im Streichen etwas nach Süden ab. Durch einen Schurf konnte nachgewiesen werden, daß sich an die Karpholithschiefer im Süden grünliche, phyllitische Schiefer anschließen, die sich von den ersteren nur durch die Farbe und das Fehlen des Karpholiths in den reichlich vorhandenen Milchquarzkauern unterscheiden. Für einen stratigraphischen Zusammenhang sprechen auch Gesteine, die 10 m östlich der Straße, 5 m südlich der Karpholithschiefer anstehen. Es handelt sich teils um glatte, feinplattige grünlich-graue Schiefer, teils um dickschiefrigere, rauhe Gesteine der gleichen Farbe, die vollständig mit winzigen Pünktchen übersät sind. Da diese Schiefer von den s-Flächen aus größtenteils dunkelbraun oder schwarz gefärbt sind, kann man die wie Nadelstiche erscheinenden Pünktchen für ausgewitterte Ottrelithporphyroblasten halten. Ganz vereinzelt wurden diese Löchlein auch noch in 10 m Entfernung von den Rotschiefern angetroffen.

Von den grünen Schiefern besteht ein allmählicher Übergang zu schwarzen, glatten, glänzenden Schiefern. Etwa 20 m südlich der Rotschiefer werden die glatten, phyllitischen, grünen und schwarzen Schiefer von dunkelgrauen, harten, rauhen, ebenplattig spaltenden Schiefern abgelöst, die vielfach schon makroskopisch auf den s-Flächen kleine Glimmerplättchen erkennen lassen. Bei der Verwitterung überziehen sich diese Schiefer mit gelben und hellbraunen Krusten. Mehrfach sind quarzitisches Lagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit eingeschaltet. Nach Mineralbestand und Gefüge handelt es sich um typische Klippmühlquarzite.

In die rauhen Schiefer ist in ihrem südlichen Teil ein 5—8 m mächtiges Paket von matten, fast schwarzen Schiefern ohne klastische Einlagerungen eingeschaltet. Ziemlich unvermittelt folgt darauf ein verstärktes Auftreten quarzitisches Materials. Aus anfänglich quarzreichen Schiefern entwickeln sich Quarzitbänkchen von 2—5 cm Mächtigkeit, die mit 1—2 cm mächtigen phyllitischen Schieferlagen alternieren. Die klastischen Körner dieser Quarzite zeigen Kornverzahnungen und einheitliche

Größe. Weiter südwärts werden die regelmäßig eingeschalteten Schieferlagen seltener, und es bleibt nur ein klingenförmig zerscherter, dichter, grauer Quarzit übrig. Dieses harte Gestein bildet den Fuß der nördlichsten Klippe. Nach Süden zu wird der Quarzit grobkörniger, die Bruchflächen werden rauher, und makroskopisch lassen sich schon Glimmerplättchen beobachten. Dies ist die typische Ausbildung des Klippmühlquarzites im Ostteil der metamorphen Zone.

Mit Annäherung an die südlich angrenzenden Grünschiefer zeigen die Quarzite und quarzitischen Schiefer keinerlei Änderung ihres Habitus. Die genaue Südgrenze des Klippmühlquarzites läßt sich schwer festlegen; denn Aufschlüsse fehlen an den entscheidenden Stellen, und Lesesteine sind nur spärlich vorhanden. Grauwacken, wie sie auf der geologischen Karte eingetragen sind, ließen sich zwischen dem Klippmühlquarzit und den Grünschiefern nicht beobachten, dafür mehrfach Lesesteine eines geschieferten, körnigen Diabases und dunkler Tonschiefer.

Für das Auftreten von gneisähnlichen Grauwacken nördlich der Ortschaften Wimmelrode und Piskaborn liegen keine Anzeichen vor.

Weiter nach Westen zu werden Aufschlüsse seltener. Wie Lesesteine erkennen lassen, zeigen die Quarzite in ihrer Ausbildung keine wesentlichen Abweichungen von den an der Klippmühle anstehenden. Die typischen Quarzite mit rauhen Bruchflächen und reichlicher Glimmerführung haben lediglich stets gelblich-graue, niemals rötliche Farben. Zu ihnen gesellen sich noch dunkle, graue Quarzite, die u. d. M. vielfach Kornverzahnungen und eine Zunahme des Quarzanteils der Grundmasse aufweisen.

Westlich der Straße Sangerhausen–Wippra nimmt die Quarzitzone stark an Mächtigkeit ab und läßt sich nur noch über eine kurze Strecke verfolgen. Ob sie in dem westlich anschließenden Gebiet auskeilt, tektonisch unterdrückt ist oder sich nur infolge starker Verlehmung nicht nachweisen läßt, kann nicht beurteilt werden. Die Darstellung auf der geologischen Karte ist insofern richtig, als die westlich der Pferdeköpfe bei Wüste Kirche kartierte Grauwacke tatsächlich vorhanden ist und petrographisch völlige Übereinstimmung mit den südlich der Grünschiefer auftretenden Grauwacken zeigt, sich aber stark von den später zu beschreibenden Grauwacken aus der Zone des Klippmühlquarzites unterscheidet.

Mit Sicherheit läßt sich die Zone des Klippmühlquarzites erst wieder nördlich von Morungen nachweisen. Wie eine Profilbegehung im Bett des kleinen Bächleins am Südostfuß des Knüll ergab, bestehen hier mehrfach Übergänge von echten Kiesel-schiefern in phyllitische Schiefer und harte Tonschiefer. Insgesamt sprechen die Beobachtungen für einen Übergang der Klippmühlquarzitzone nach Süden zu in Kiesel-schiefer führende Schichten.

Weiter nach Westen zu wird der Anteil der typischen Quarzite wieder größer. Im Leinetal lassen sich, allerdings nur als Lesesteine, erstmalig echte Grauwacken in dieser Zone nachweisen. An der östlichen Talseite im Anschnitt des Hangweges, westlich des Großen Heidelberges, konnte beobachtet werden, daß die Karpholith-schiefer nach Süden zu in grünliche, phyllitische Schiefer übergehen, von denen

wiederum ein Übergang in graue, glimmerreiche Tonschiefer und typische Klippmühlquarzite besteht.

Während im Norden der stratigraphische Zusammenhang der Zone des Klippmühlquarzites mit den Karpholithschiefern erwiesen ist, sind die südlichen Verbandsverhältnisse sehr unklar. An der Ostseite des Leinetales grenzen südlich Kieselschiefer an die Zone des Klippmühlquarzites, wogegen sich am Westhang, wie im gesamten westlicher gelegenen Gebiet, die Grünschiefer unmittelbar anschließen.

Im Tal nordwestlich von Hainrode treten neben den typischen Quarziten auch grünlich-graue, feinplattig oder flaserig geschieferte Quarzite auf, die gelegentlich im Querbruch einsprenglingsartige Quarze bis 0,5 mm Durchmesser erkennen lassen. Auffällig ist ferner das Fehlen klastischer Muskowite und eine starke Glimmeranreicherung als Neubildung an den s-Flächen. Durch Kornvergrößerung und Zunahme der Feldspäte gehen diese Quarzite im Bereich des Dinsterbaches teilweise in Arkosegrauwacken über, deren klastische Komponenten bis zu 3 mm Durchmesser erreichen können. Die Farbe der Grauwacken ist grünlich-grau bis schwach rötlich. Im Querbruch sind milchig-weiße, bei feinerkörnigen Grauwacken auch klare Quarze und rötliche Feldspäte erkennbar. Die Grauwacken sind feinplattig geschiefert. Schichtung oder andere sedimentäre Texturen konnten an Lesesteinen nicht beobachtet werden. Unter dem Mikroskop ließen sich folgende klastische Komponenten nachweisen: Quarz, Perthit, Plagioklas, Muskowit, Chlorit, Leukoxen, Apatit, Turmalin, Rutil, Zirkon und Kalzit. Die Quarze sind stark undulös und zeigen vielfach unregelmäßige Felderteilung und Mörtelstruktur. Auch die Feldspäte sind stark deformiert und werden von Kalzit und Quarz durchwuchert. Quarze und Feldspäte sind randlich korrodiert und zeigen buchtige Umrisse. Alle Körner sind in eine Grundmasse aus granoblastischem Quarz und schieferungsparallel geregelten Chloritschüppchen eingebettet.

Die Grauwacken treten am häufigsten wenige hundert Meter westlich des Dinsterbaches auf. Vereinzelt lassen sie sich auch noch im Nassetal nachweisen.

Unter der Voraussetzung, daß die Karpholithschiefer einen stratigraphischen Leithorizont darstellen und bei Berücksichtigung ihres an der Klippmühle und am Westhang des Großen Heidelberges nachgewiesenen Zusammenhanges mit der Zone des Klippmühlquarzites müssen auch bei Breitungen die Schichten südlich der Karpholithschiefer (Bild 3) der Zone des Klippmühlquarzites zugerechnet werden. Ein an der Westseite des Breitungers Tales angelegter Schürf erbrachte den Nachweis, daß die Rotschiefer südwärts in hellgraue, phyllitische Schiefer übergehen. Diese Schiefer lassen sich zunächst durch sehr dichte Lesesteinstreuung weiterverfolgen. Etwa 30 m südlich der Karpholithschiefer befindet sich der erste Aufschluß, an den sich in kurzen Abständen weitere anschließen. In zunehmendem Maße schalten sich in die phyllitischen Schiefer hellgraue, kieselige Schiefer, grauwackenähnliche, phyllitische Schiefer und echte Grauwacken ein. Diese Fazies zeigt südwärts bis zur Überdeckung durch den Unteren Zechstein keinerlei Abänderung.

Von besonderer Bedeutung sind in dieser Folge Einlagerungen von rotem, dichtem Kalk. 120 m südlich der Karpholithschiefer wurde eine 15 cm mächtige Kalklinse

gefunden. Sie ist über 2 m Länge zu verfolgen. Nach Westen zu keilt sie aus, ihre untere Fortsetzung ist nicht aufgeschlossen. U. d. M. erweist sich der dichte Kalk als ein Aggregat kleiner, durchschnittlich 0,01 mm großer Kalzitkörner. Vereinzelt eingesprengt liegen darin klastische Körner von Quarz (0,1 mm), Plagioklas (0,08 mm) und Muskowit (0,07 mm). Der Kalk wird im Abstand von 1—5 mm von Schieferungsflächen durchsetzt, auf denen es infolge metamorpher Differentiation zur Abscheidung von Muskowit und Quarz gekommen ist. Weitere Kalkeinlagerungen in diesen Schichten sind südlicher aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Millimeter.

Die Grauwacken zeigen u. d. M. den gleichen Mineralbestand wie die aus der Umgebung des Dinsterbaches beschriebenen. Zusätzlich enthalten sie noch Gesteinsfragmente, und zwar Tonschiefer-, Quarzit- und Diabasbruchstücke. Ferner unterscheiden sie sich von jenen durch einen größeren Chloritgehalt der Grundmasse, der die grünliche Farbe des Gesteins hervorruft. Die s-Flächen durchsetzen in geringeren Abständen das Gestein und führen bei diesen Grauwacken nicht zu einer feinplattigen Teilbarkeit, wie sie westlich des Dinsterbaches beobachtet wurde.

Völlig die gleichen Gesteine, auch mit dünnen Kalkeinlagerungen, wurden am Osthang des Breitunger Tales und bis zum Südfuß des Bielskopfes nachgewiesen.

1.6

Zone der Grünschiefer

Die Grünschiefer bilden einen geschlossenen Zug, der sich vom Nassetal im Westen bis an die Pferdeköpfe an der Straße Sangerhausen–Wippra verfolgen läßt. Weiter östlich scheinen sie primär nicht vorhanden zu sein. Erst bei Piskaborn und Wimmelrode treten sie in einem schmalen Streifen wieder zutage und letztmalig an der Bahnlinie südlich der Klippmühle.

Nach G. FISCHER (1929) stellen die Grünschiefer eine Folge von feinkörnigen Diabasen mit Tuffen und Sedimenten in epizonaler Metamorphose dar. Zuerst sollen sie eine Umwandlung in Prasinit-, dann in Grünschieferfazies erfahren haben. Bezüglich einer ausführlichen petrographischen Charakteristik sei auf die Untersuchungen G. FISCHERS (1929) verwiesen. Wichtig für die vorliegende Arbeit sind nur die Verbandsverhältnisse, besonders in dem Gebiet, wo die Grünschiefer aus Tuffen und Sedimenten hervorgegangen sind. Der Nachweis eines sedimentären Ursprungs ist für die Hauptmasse der Grünschiefer westlich der Straße Sangerhausen–Wippra leicht zu erbringen durch Beobachtung von Schichtung, Eisenkieselbändern sowie tonigen und kalkigen Einlagerungen. Die Nordgrenze der Grünschiefer ist leider nirgends aufgeschlossen. Wie Lesesteine erkennen lassen, grenzen sie teils an feinkörnige Quarzite, teils an echte Kieselschiefer. Eine Klärung dieses Problems kann nur durch Anlage von Schürfen erfolgen.

Die Südgrenze der Grünschiefer ist im Dinsterbachtal durch den Weganschnitt hervorragend aufgeschlossen. Hier läßt sich ein deutlicher stratigraphischer Zusammenhang der Grünschiefer mit den südlicheren, sedimentären Schichten beobachten.

1.7 Zone der gneisähnlichen Grauwacken

An der Zusammensetzung dieser Zone beteiligen sich Grauwacken, Kieselschiefer und phyllitische Tonschiefer. Die Grauwacken bestehen nach G. FISCHER (1929 S. 44) aus folgenden klastischen Komponenten:

Mineralkörner: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Epidot, grüne Hornblende, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit.

Gesteinsbrocken: Quarzite, Kieselschiefer, grüne Schiefer, phyllitische Schiefer, möglicherweise auch Kalke, die später durch SiO_2 verdrängt wurden.

Hinzu kommt eine feinkörnige Bindemasse aus einem rein blastischen Korngefüge aus Quarz, Albit, Chlorit und etwas Serizit.

Durch ihren Gehalt an Epidot, der teilweise der Häufigkeit nach direkt hinter Quarz folgt, unterscheiden sich diese Grauwacken deutlich von denen der nördlichen Zonen. Lediglich aus der Zone der unterdevonischen Grauwacken von den Gamsköpfen im Tal der Alten Wipper erwähnte K. A. LOSSEN (1883 S. 12) auch Epidot als klastische Komponente. Von G. FISCHER (1929) wurde Epidot aus unterdevonischen Grauwacken nicht beschrieben. Eigene Beobachtungen bestätigten die Beobachtungen G. FISCHERS dahingehend, daß der Epidot in den unterdevonischen Grauwacken zumindestens sehr selten ist.

Die gneisähnlichen Grauwacken schließen sich niemals unmittelbar an die Grünschiefer an, sondern sind stets durch phyllitische bis kieselige Schiefer von ihnen getrennt. In dem Profil im Dinsterbachtal sind im Gegensatz zur Darstellung auf der geologischen Karte überhaupt keine Grauwacken aufgeschlossen, sondern nur phyllitische, kieselige und quarzitische Schiefer, die sich durch einen enormen Serizitgehalt auszeichnen.

Die Kieselschiefer bilden, wie auch M. LUSZNAT (1957) erkannte, keine größeren selbständigen Einlagerungen, sondern zeigen immer wieder Übergänge in phyllitische, harte, dunkelgraue Tonschiefer.

Am Westhang des Bornberges, westlich von Morungen, wurde als Lesestein im Bereich der Kieselschiefer ein schwarzer Kalk gefunden. Petrographische Ausbildung und Textur sprechen dafür, daß dieser Kalk aus dem Kieselschieferhorizont stammt.

2 TUFFLAGEN AUS DER ZONE DES KLIPPMÜHLQUARZITES

Am Osthang des Wippertales nördlich der Klippmühle, etwa 20 m unterhalb des höchsten Punktes, sind drei Tufflager aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 0,35 m, der Abstand zwischen den Tufflagern 1—1,5 m. Das Nebengestein setzt sich aus geschieferten Quarziten und phyllitischen Schiefen zusammen. Die Tuffe bilden nach bisherigen Beobachtungen keine Horizonte von großer seitlicher Ausdehnung, sondern stellen vielmehr linsenförmige Einlagerungen dar. Nur eines der Tufflager läßt sich, wenn auch mit kleinen Unterbrechungen, hangabwärts bis in gleiche Höhe mit den Telegraphenmasten an der Straße verfolgen.

Die deutlichste Tuffstruktur zeigt das mittlere Lager. Es besteht aus 0,5—1,5 cm mächtigen, grünlich-grauen bis olivfarbenen Lagen. Die Grenzen der Lagen sind durch hellere Farbe gekennzeichnet. In die dichte Grundmasse sind dunkelgrüne, unregelmäßig geformte Flocken eingelagert, die einen Durchmesser bis zu 2 mm aufweisen (Bild 6). Sie sind an den Rändern der einzelnen Lagen nur spärlich eingestreut oder fehlen auch ganz.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Grundmasse aus dicht beieinanderliegenden, braunen bis opaken Leukoxenkörnchen, kleinen Serizitschüppchen, Pennin und Quarz besteht. Bei gekreuzten Nicols verschwimmen die Leukoxenkörner zu einer wolkig-diffusen, bräunlich-weiß durchscheinenden Masse. Eine Anreicherung der Leukoxenkörnchen in der Grundmasse bewirkt die hellere Farbe an den Grenzen der Lagen. Bild 7 zeigt den einzigen reliktsichen Pyroxen, der bei der Durchsicht von drei Dünnschliffen gefunden wurde. Er besteht nur noch aus einem Serizitaggregat und kranzförmig angeordnetem Brauneisen. Der helle Saum um den Pyroxen ist nahezu frei von Leukoxen und besteht fast ausschließlich aus Pennin.

Plagioklasleistchen treten nur ganz spärlich auf. Sie erreichen maximal 0,3 mm Länge, sind meist nur einfach verzwilligt, optisch negativ und besitzen eine geringere Lichtbrechung als Canadabalsam.

Ein weiteres sicher zu erkennendes Tufflager von 14 cm Mächtigkeit ist im größeren der beiden Diabasbrüche am Westhang des Sengelberges, Blatt Mansfeld, ebenfalls im Bereich des Klippmühlquarzites aufgeschlossen (Bild 8). Es besitzt dunkle, grünlich-graue Farbe und läßt keine Schichtung erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt dieser Tuff ungefähr das gleiche Gefüge wie der soeben beschriebene. Feldspatleistchen konnten nicht gefunden werden, ebenso keine Pyroxenrelikte. Pennin tritt zurück, dafür ist Serizit in größerer Menge vorhanden. Die dunklere Farbe wird durch das spärlichere Auftreten von Leukoxenkörnchen bewirkt, die dafür durchschnittlich 0,01 mm groß sind. Die schon makroskopisch sichtbaren dunklen Flocken bestehen im wesentlichen aus Serizit und Quarz.

3

PALÄONTOLOGISCHE ERGEBNISSE

Von großer Bedeutung für die Stratigraphie der metamorphen Zone sind umfangreiche Fossilfunde, die in stärker metamorphen, bisher für fossilfrei gehaltenen Schichten gemacht wurden³. Fossilien, und zwar Herzyn-Brachiopoden, waren bisher nur in einem Steinbruch an der Kalkkröste im Tal der Schmalen Wipper gefunden worden (briefliche Mitteilung von Prof. Dr. SCHRIEL an Prof. Dr. WATZNAUER).

Die reichste Makrofauna lieferte eine 0,8 m mächtige Kalklinse am Gipfel der Wihais-Kuppe nördlich von Breitung. Es wurden gefunden: Bruchstücke von Goniatiten, Schwanzschilder von Trilobiten, Brachiopoden, Gastropoden, Crinoidenstielglieder, Tentaculiten und Styliolinen. Die Conodonten *Icriodus latericrescens*

³ Sämtliche nachstehend aufgezählte Fossilien werden im geologischen Institut der Bergakademie Freiberg unter der laufenden Nr. 11 aufbewahrt.

bilatericrescens ZIEGLER und *Spathognathodus cf. steinhornensis* ZIEGLER verweisen diesen Kalk in das Unterdevon.

Brachiopoden und Crinoidenstielglieder wurden auch am Südrande des großen Kalksteinbruches im Nassetal beobachtet.

Die durch schlechten Erhaltungszustand und tektonische Deformation sehr erschwerte Bestimmung und Datierung der Conodonten von den folgenden Fundpunkten wurde dankenswerterweise von Herrn Dr. O. WALLISER durchgeführt (briefliche Mitteilung vom 9. 10. 58).

Die schon erwähnte kleine Kalklinse am Westfuß des Hohen Mühlberges im Nassetal enthält neben Styliolinen und Tentaculiten folgende Conodonten:

Icriodus latericrescens bilatericrescens ZIEGLER *Spathognathodus cf. steinhornensis* ZIEGLER

Datierung: Unterdevon, höchstwahrscheinlich Ems (nach bisherigen Kenntnissen). Der Bereich vom Obërgotlandium bis tiefstes Eifel bedarf noch einer genauen Untersuchung. *Icriodus* kommt aber im Gotlandium sicher noch nicht vor. *Sp. steinhornensis* ist bis jetzt nur aus dem mittleren und oberen Ems bekannt. Bei den von BISCHOFF und SANNEMANN 1958 abgebildeten Exemplaren aus dem Siegen handelt es sich um eine andere Art.

Eine spärliche Fossilführung konnte auch in Kalken nachgewiesen werden, die in die Zone der phyllitischen Tonschiefer eingelagert sind. Proben der dunklen Kalklinsen, die am nördlichen Ortsausgang von Wippra an der östlichen Straßenböschung, kurz bevor die Straße zum ersten Mal von der östlichen zur westlichen Talseite umbiegt, aufgeschlossen sind, lieferten folgende Fauna:

Prioniodina cf. prona (HUDDLE)

Plectospatodus ? sp.

Paltodus sp.

Distacodus sp.

Datierung: nicht möglich, vermutlich oberes Gotlandium, evtl. auch unteres Devon.

Die artenreichste und wichtigste Fauna wurde in der kleinen Kalklinse am Westhang des Breitunger Tales (Bild 3) gefunden:

Bryantodus cf. pravus BRYANT

Bryantodus sp.

Hindeodella cf. priscilla STAUFFER

Ozarkodina cf. lata BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus linguiformis HINDE

Polygnathus cf. trigonica BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus webbi STAUFFER

Polygnathus cf. webbi STAUFFER

Polygnathus cf. xylus STAUFFER

Prioniodina cf. *prona* (HUDDLE)

Roundya cf. *triangularis* BISCHOFF & ZIEGLER

Roundya cf. *wildungensis* BISCHOFF & ZIEGLER

Trichonodella cf. *blanda* STAUFFER

Datierung: Mittleres Eifel bis mittleres Givet; mit großer Sicherheit oberes Eifel (Günteröder Kalk) bis unteres Givet (Odershäuser Kalk).

Neben Conodonten enthält dieser Kalk auch massenweise Styliolinen. Ihre Artbestimmung ist wegen der Unvollständigkeit des Jugendendes nicht möglich. Skulpturen konnten bei angeschliffenen Exemplaren nicht beobachtet werden. Freigewitterte Schalen zeigen jedoch in einigen Fällen Skulpturen, wie sie auf Bild 9 wiedergegeben sind. Dabei handelt es sich einmal um Längsfurchen, von denen vier bis fünf in der Schalenhälfte beobachtet wurden, zum anderen um eine Quergliederung der Schalen. Da die noch im Kalk eingebetteten Styliolinen immer glatte Schalen erkennen ließen, obgleich mehrere hundert Exemplare betrachtet wurden, dürfte es sich bei den Längsfurchen nur um Verwitterungsformen, bedingt durch stoffliche Anisotropie im Schalenaufbau handeln.

Die Quergliederung unterscheidet sich von den Querrippen der Tentaculiten durch die ungleichen Rippenschenkel. Es scheint, daß das Gehäuse durch mechanische Beanspruchung quer zur Längsachse in Scheiben zerlegt und diese um einen geringen Betrag gegeneinander versetzt wurden. Diese Erscheinung konnte in ähnlicher Form im Längsschnitt beobachtet werden (Bild 9e).

Zwei kleine Crinoidenstielglieder wurden beim Anätzen des Kalkes mit Monochloressigsäure entdeckt. Ihr Durchmesser beträgt 2,5 und 0,6 mm. Ferner wurden im Auflösungsrückstand des Kalkes mehrere eiförmige, 1—1,5 mm lange, in Kieselsäure erhaltene Schalen gefunden. Es dürfte sich hier wohl um Ostracodenreste handeln, deren nähere Bestimmung infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich ist.

Abschließend soll noch auf einen angeblichen Fossilfund hingewiesen werden, der in letzter Zeit bekannt geworden ist. In einem Vortrag auf der 4. Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR in Wernigerode im April 1957 berichtete W. SCHRIEL, daß M. LUSZNAT im Klippmühlquarzit einen *Phycodes circinnatum* gefunden habe, wodurch das ordovizische Alter dieser Schichtenfolge paläontologisch belegt sei. Bei einer mündlichen Unterredung im September 1957 teilte aber Herr Dr. LUSZNAT dem Verfasser mit, daß er von der Echtheit seines *Phycodes* nicht vollständig überzeugt sei. Durch eine Veröffentlichung W. SCHWANS (1958 S. 67) ist dieser Fossilfund jedoch in die Literatur eingegangen, so daß eine kritische Betrachtung notwendig ist: *Phycodes*-ähnliche Gebilde lassen sich im Klippmühlquarzit häufig beobachten, und man darf annehmen, daß es sich um die gleichen handelt, auf die sich auch LUSZNAT beruft. Diese Gebilde sind aber nichts anderes als bogige Schrägschichtung. Diese läßt sich in den Quarzitbänken am deutlichsten auf den ausgelenkten s_1 -Flächen beobachten. Geologische Bedeutung besitzt diese Schrägschichtung nur insofern, als sie die Unterscheidung normaler und inverser Lagerung ermöglicht: Sie ist nach dem Liegenden konvex und nach dem Hangenden konkav.

Ihre Auswertung erfordert gründliche Beobachtung und gibt nur zuverlässige Resultate, wenn Schnittflächen vorliegen, die mit der generellen Schichtung einen nicht zu spitzen Winkel einschließen.

4 TEKTONISCHE BEOBACHTUNGEN

4.1 Schieferungs₁

Das auffälligste tektonische Element ist die Schieferung. Sie äußert sich in dem Auftreten einer tektonisch aufgeprägten Teilbarkeit, nach der sich die Gesteine in mehr oder weniger starke Plättchen spalten lassen. In ihrem Verlauf ist die Schieferung weitgehend schichtparallel und weicht nur selten und ganz lokal von der Schichtung ab. Streichen und Fallen ändern sich auch regional wie das der Schichtung: Sie streicht im östlichen Teil nordöstlich und schwenkt nach Westen zu allmählich in die Ost-West-Richtung ein. Nördlich der Grünschiefer fällt sie mehr oder weniger steil nach Süden ein, innerhalb der Zone der Grünschiefer erfolgt der Vergenzwechsel, und noch weiter südlich zeigt die Schieferung ein nach Norden gerichtetes Einfallen.

Daß es sich bei diesem Gefügetyp wirklich um eine Parallelschieferung handelt und nicht etwa nur um eine durch Abbildungskristallisation umgewandelte Schichtung, geht aus folgenden Tatsachen hervor:

1. Die Schieferung ist auch in einem Teil der Diabase vorhanden.
2. In kompetenten Einlagerungen wird die Schieferung ausgelenkt.
3. Kompetente Einlagerungen, die mit der Schieferung einen Winkel bilden, werden zerschert.

In quarzitischen Einlagerungen mit gradiertem Schichtung wird die Schieferung an der Basis gebrochen und lenkt nach dem Hangenden zu entsprechend der abnehmenden Kompetenz allmählich in die ursprüngliche Lage wieder ein (Bild 10, 11). Zeigen die kompetenten Einlagerungen nach dem Hangenden und Liegenden zu einen allmählichen Wechsel der Korngröße, so wird die Schieferung s-förmig ausgelenkt. Besteht weder nach dem Hangenden noch nach dem Liegenden zu eine allmähliche Angleichung der Kompetenz an die des Nebengesteins, so wird die Schieferung an der Liegend- und Hangendgrenze gebrochen. An den ausgelenkten s_1 -Flächen in den kompetenten Schichten sind die einzelnen Teilstücke gegeneinander versetzt worden. Dabei wurde der nordwestliche Teil gegenüber dem südöstlichen stets nach oben bewegt. In Quarziten mit ausgeprägter Schichtung folgt die ausgelenkte s_1 -Schieferung immer eine kurze Strecke der Schichtung, um sie dann transversal zu durchsetzen. Sie zeigt also einen absätzigen Verlauf.

Das gleiche Auslenken der Schieferung wie die Quarziteinlagerungen in phyllitischen Schiefen zeigen natürlich auch diejenigen Schichten, die durch Kontaktmetamorphose verfestigt wurden. Die Auslenkung erfolgt immer so, daß die Schieferungsfläche steiler nach Südosten oder überhaupt nach Nordwesten einfällt (Bild 8).

Liegen die kompetenten Schichten nicht parallel zur Schieferung, so erfolgt ihre Deformation nach der Regel, die R. HOEPPENER (1956 S. 264) anführt: „Bildet die

Bank einen großen Winkel mit s_1 , so wird sie gefältelt, ist der Winkel sehr spitz, so wird sie zerrissen.“ Bild 12 zeigt eine dünne Quarzitbank, die klingenförmig zerschert ist. Kleinere Quarziteinlagerungen können auch in vollkommen isolierte Linsen zerrissen werden. Die Deformation eines Quarzganges in quarzitären Schiefern ist auf Bild 13 wiedergegeben. Sie zeigt große Übereinstimmung mit der bei R. HOEPPNER (1956 Abb. 16) schematisch dargestellten Deformation einer kompetenten Bank im Verlauf der ersten Schieferung bei unrotationaler Deformation. Der unversehrte, schieferungsparallele Quarzgang beweist, daß die Deformation der s_1 -Schieferung zuzuordnen ist. Vollkommene Fältelung wurde bei kleinen Quarz-Chlorittrümmern von 1—3 mm Stärke beobachtet, die senkrecht zur Schieferung verlaufen.

Mit einer echten Faltung ist die s_1 -Schieferung in der metamorphen Zone nur an wenigen Stellen verbunden, deren Beschreibung in größerem Zusammenhang in einem der nächsten Abschnitte erfolgt. Hier soll nur betont werden, daß die s_1 -Schieferung auf keinen Fall als Faltungsschieferung einer Isoklinalfaltung aufgefaßt werden darf.

Unter dem Mikroskop lassen sich stets zwei Flächenscharen beobachten, die sich je nach der Korngröße und der Kompetenz des Gesteins unter mehr oder weniger spitzem Winkel schneiden. In den kompetenten Einlagerungen, wo die Schieferung eine Brechung erfährt, folgen die mikroskopisch sichtbaren s -Flächen teils der gebrochenen Schieferung, teils der Schichtung.

Die s -Flächen sind stets mit pleochroitischem Muskowit (vgl. R. MOSEBACH 1951) ausgekleidet. Dabei kann es, wie Bild 30 zeigt, gelegentlich zu beträchtlicher Anreicherung von Muskowit und zu einer Verarmung an Quarz kommen. Am naheliegendsten ist, daß hier Auflösung des Quarzes stattgefunden hat, zumal die reichlich vorhandenen Quarzgänge eine starke Mobilität des Quarzes beweisen.

Durch Auflösung dürfte auch die gelegentlich zu beobachtende Abplattung der Quarzkörner parallel der Schieferung zustande gekommen sein, denn die Quarze erscheinen an den von s_1 -Flächen begrenzten Seiten wie abgeschnitten, an den anderen Seiten werden sie von Chlorit durchsetzt.

Gegen die Entstehung dieser Abplattung durch Rotation spricht auch, daß die im Klippmühlquarzit vereinzelt auftretenden Pyritwürfelchen nur Streckungshöfe parallel B aufweisen und keine Externrotation erkennen lassen.

4.2

Faltung und Schubklüftung

Die s_1 -Schieferung wird in größeren und unregelmäßigen Abständen von kleinen Falten verstellt, deren maximale Wellenlänge 3 m beträgt. Sie sind s-förmig und besitzen lange Schenkel und ein kurzes Mittelstück (Bild 14). Es handelt sich also um bajonettförmige Verbiegungen der Schieferungsflächen von genau der gleichen Art, wie sie E. SCHROEDER (1957 S. 15) aus der Umgebung von Hirschberg beschrieb. Vielfach schließen sich auch hier mehrere Falten wellblechartig aneinander. Die Falten sind in quarzitären Schichten als typische Biegefallen ausgebildet und zeigen

keine Scheitelverdickungen. In phyllitischen Lagen tritt parallel der Achsenebene der Falten ein neues System von s -Flächen auf, die Schubklüftung. Ihre Schnittkante mit der s_1 -Schieferung tritt als Runzelung in Erscheinung und entspricht jeweils der Lage der Faltenachse.

In ihrer räumlichen Anordnung zeigt die Schubklüftung ebenso wie die Lage der s_1 -Schieferung nur geringe Schwankungen. Die Schubklüftung besitzt gewöhnlich das gleiche Streichen wie die Schieferung und fällt nach Nordosten oder steiler als die s_1 -Schieferung nach Südosten ein. Bild 15 zeigt die Lage dieser tektonischen Elemente in den Klippen an der Klippmühle. Die B -Achsen wurden als Runzelung gemessen, die eine größere Lagekonstanz besitzt als die Kleinfalten von 5–15 cm Wellenlänge. Letztere pendeln infolge zopfartiger Verflechtung in geringem Abstand teilweise mit $\pm 20^\circ$ um einen Mittelwert.

Der Abstand der s_2 -Flächen voneinander schwankt zwischen 0,05 und 5 cm. Großen Abstand besitzen die s_2 -Flächen in feinplattigen, quarzitischen Schiefen, z. B. im Dinsterbachtal. Hier besitzt das Gestein zwischen den s_2 -Flächen keine Teilbarkeit nach s_1 mehr. U. d. M. beobachtet man im Dünnschliff senkrecht B , daß parallel s_1 Lagen von granoblastischem Quarz vorhanden sind, die ihre größte Mächtigkeit in den Scheiteln und Mulden der Kleinfältelung besitzen. Es scheint also, daß die s_1 -Flächen bei der Ausbildung des s_2 -Gefüges aufgeblättert sind, wobei Quarz eingewandert ist.

Die Verstellung der s_1 -Flächen durch die Schubklüftung wurde auf Bild 16 schematisch dargestellt. Der einheitliche Bewegungssinn ist nur dann zu beobachten, wenn nur wenige s_2 -Flächen nebeneinander auftreten. Anderenfalls ist gegenläufige Bewegung sehr häufig (Bild 17).

Unter dem Mikroskop beobachtet man bei starkem Zusammenschub auch an den s_2 -Flächen Neubildungen von Muskowit.

An mehreren Stellen in der metamorphen Zone tritt eine dritte s -Fläche in Erscheinung. Sie wurde von M. LUSZNAT (1957) nur vom Hohen Berg bei Friesdorf beschrieben, läßt sich jedoch auch an vielen anderen Stellen deutlich nachweisen, z. B. bei Biesenrode (Bild 18, 19), im Sengelbachtal, an der Straße Wippra–Sangerhausen, im Dinsterbachtal und westlich von Breitung. Für den Baustil scheint sie keine Bedeutung zu haben. Ihre ausführliche Beschreibung kann nicht in dieser Arbeit erfolgen.

4.3

Klüftung

Nur wenige Aufschlüsse in den Sedimentgesteinen der metamorphen Zone sind für eine statistische Klüftanalyse geeignet. Allgemein sind Querklüfte am häufigsten zu beobachten. In Bild 20 sind 163 Klüfte dargestellt. Aus diesem Diagramm ist ersichtlich, daß die Querklüfte zwar ein ausgeprägtes Maximum besitzen, jedoch nicht genau senkrecht auf B stehen. Die gleiche Erscheinung zeigt auch die Klüftung in den Diabasen. In Bild 21 sind 300 Klüfte dargestellt, die im Steinbruch östlich der Rammelburg, am Ostufer der Wipper gemessen wurden. Die beiden ausgezeichneten

Maxima entsprechen Schieferung und Querklüftung. Die B-Achse wurde als Runzelung im Hangendkontakt gemessen. Sehr auffällig ist bei diesem Diagramm, daß die Querklüfte zwar im Einfallen der B-Achse entsprechen, im Streichen jedoch eine deutliche Abweichung erkennen lassen. In dem Bild 22 sind 183 Klüfte dargestellt, die im Diabasbruch am Südwesthang der Höhe 306,6, 1 km nordwestlich Gräfenstuhl, gemessen wurden. Das Hauptmaximum der Querklüfte entspricht völlig der Lage der B-Achsen in der Umgebung des Diabases. Zusätzlich sind darunter noch zwei kleinere, wohl zusammengehörige Maxima vorhanden. Dadurch besitzt dieses Diagramm große Ähnlichkeit mit dem soeben beschriebenen.

Bild 23 enthält 500 Messungen aus dem Grünschieferbruch an der Bahnlinie südlich der Klippmühle. Die Schieferung ist schon im Aufschluß deutlich zu erkennen und wurde nur wegen der besseren Vergleichsmöglichkeit mit der Klüftung zusammengefaßt. Auffällig ist in diesem Diagramm, daß die Querklüfte im Streichen eine straffe Regelung zeigen, im Fallen jedoch beträchtlich streuen. Die Ursache dafür ist, daß im Grünschiefer zwei Kluftscharen auftreten, die gemeinsam der Querklüftung entsprechen (Bild 24). Nicht immer sind sie so klar ausgeprägt wie in Bild 24, so daß in dem Diagramm ein langgestrecktes an Stelle zweier getrennter Maxima erscheint. B ließ sich in der näheren Umgebung nicht einmessen. Zum Vergleich muß daher das Bild 15 herangezogen werden. Die Querklüfte weichen dann in gleicher Richtung von der theoretisch geforderten Lage ab, wie im Bild 21. Ob das Abweichen der Querklüfte einer bestimmten Gesetzmäßigkeit unterliegt, kann erst nach weiteren Untersuchungen geklärt werden. Jedenfalls zeigt die Klüftung im Diabas und im Grünschiefer in den angeführten Beispielen sehr enge Beziehungen zur Lage der tektonischen Elemente im Nebengestein.

4.4

Korngefüge

Eine Quarzgefügeanalyse wurde nur von zwei Proben aus dem Klippmühlquarzit durchgeführt. Eine typisierbare Regelung der kristallographischen Achsen der Quarzkörner wurde nicht beobachtet. Erst eine größere Zahl von Diagrammen könnte entscheiden, ob es sich bei den auftretenden schwachen Maxima um unzufällige Häufungen handelt.

Eine sehr gute Regelung zeigt teilweise der Chlorit. Die länglichen Schüppchen liegen dabei mit ihrer Längsachse parallel B. Die Regelung ist also zu beobachten in Dünnschliffen parallel B und senkrecht oder parallel s_1 . Es gibt jedoch auch Quarzite, in denen der Chlorit völlig unregelmäßig ist. Im Dünnschliff parallel s_1 erscheinen dann die Chloritschüppchen um die klastischen Körner herum radialstrahlig angeordnet.

Ob ein Quarzit geregelte Chloritschüppchen besitzt, läßt sich makroskopisch nicht erkennen. Sie können deutlich ausgebildet sein, ohne daß der Quarzit die geringste Lineation zeigt und ebenso bei deren Vorhandensein fehlen. Sofern das Korngefüge jedoch eine Regelung aufweist, entsprechen seine Raumdaten vollkommen denen des freisichtigen Gefüges.

4.5 Kriterien zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung

Von entscheidender Bedeutung für die Klärung der Lagerungsverhältnisse war die Beobachtung tektonischer und sedimentärer Merkmale, die eine Unterscheidung normaler und inverser Lagerung gestatten. Diese Kriterien werden im folgenden aufgezählt und beschrieben:

Kreuzschichtung wurde im Klippmühlquarzit im Wippertal und in den fraglichen Serizit-Chloritquarziten westlich von Biesenrode beobachtet. Sie zeigt deutlich erodierte Schichtköpfe und nach dem Liegenden konvexe Wölbung der Schichtung und gestattet somit sichere Schlußfolgerungen über die Lagerung.

Gradierte Schichtung konnte nur an den Klippen nördlich der Klippmühle beobachtet werden. Die Korngröße des Quarzits beträgt an der Basis der Zyklen höchstens 0,3 mm und verfeinert sich allmählich nach dem Hangenden zu bis zum Übergang in phyllitische Schiefer. Die liegenden gröberen Partien besitzen hellgraue Farbe und unterscheiden sich dadurch deutlich von den rötlichen phyllitischen Schiefern (Bild 11). Nur selten lassen sich übereinander mehrere Lagen mit gradierter Schichtung beobachten. Die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen schwankt zwischen 5 und 25 cm.

Die Auslenkung der Schieferung in kompetenten Schichten kann ebenfalls als Merkmal zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung verwendet werden. Wie schon beschrieben, wird in quarzitischen Lagen mit gradierter Schichtung die Schieferung an der Basis gebrochen und lenkt nach dem Hangenden zu entsprechend der abnehmenden Kompetenz allmählich wieder in die normale Richtung parallel der Schichtung ein (Bild 10). Die ausgelenkte Schieferung zeigt also in Lagen mit gradierter Schichtung einen gekrümmten Verlauf, wobei ihre konvexe Seite nach dem Hangenden weist. Die gleiche Erscheinung wurde auch von T. L. TANTON (zitiert bei R. R. SHROCK 1948 S. 444) beschrieben.

Wenn die kompetenten Einlagerungen nach dem Liegenden und nach dem Hangenden zu eine allmähliche Angleichung ihrer Korngröße an die des Nebengesteins zeigen, so wird die Schieferung *s*-förmig ausgelenkt (Bild 10). Es hat den Anschein, als ob die hangende kompetente Schicht auf der liegenden jeweils nach oben geglitten ist und die ausgelenkte Schieferung ein Stück mitgeschleppt habe. Die Verbiegung der Schieferungsflächen im Tuff des Bildes 8 kann man mit Sicherheit derartigen Bewegungen zuordnen.

Als Kriterium zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung wurde diese Erscheinung ausführlich von P. J. SHENON und R. H. McCONNEL (1940 S. 442) beschrieben. In der metamorphen Zone von Wippra ist dieses *s*-förmige Auslenken der Schieferung das am häufigsten anzutreffende Merkmal zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung.

Die Lage der Schubklüftung zur s_1 -Schieferung bei normaler Lagerung wurde in Bild 16 dargestellt. Entsprechend müßte man unter der Voraussetzung, daß die s_1 -Schieferung schichtparallel ist, bei inverser Lagerung erwarten, daß die

Schubklüftung flacher nach Südosten oder steiler nach Nordwesten als die s_1 -Schieferung einfällt. An der Ostseite des Bahneinschnittes nördlich des Halteplatzes Gräfenstuhl-Klippmühle am Bahnkilometer 9,9 fällt die Achsenebene der Falten flacher nach Süden ein als die s_1 -Schieferung. Die Vermutung, daß hier inverse Lagerung vorliegt und das Hangende nach Nordwesten weist, wird bekräftigt durch eine entsprechende Lage der s-förmig ausgelenkten Schieferung.

Ob die relative Lage der Schubklüftung zur s_1 -Schieferung tatsächlich ein Kriterium zur Unterscheidung normaler und inverser Lagerung ist, bedarf noch weiterer Überprüfung.

Die oben angeführten Merkmale zeigen übereinstimmend, daß im gesamten Bereich der Klippen nördlich der Klippmühle die Lagerung normal ist. Anzeichen für eine Isoklinalfaltung bestehen also nicht.

4.6 Kritische Betrachtung der doppelten Faltungstektonik

Im Jahre 1929 hatte G. FISCHER aus der metamorphen Zone von Wippra eine doppelte Faltungstektonik beschrieben. Zu jeder Faltung sollte eine Transversalschieferung existieren, auf der Q-Klüfte senkrecht stehen.

Das Vorhandensein der doppelten Faltungstektonik wurde 1957 durch eine neue Arbeit M. LUSZNATs bestätigt. Diese Arbeit, die als Ergebnis mehrjähriger Geländebegehungen und unter Auswertung der gesamten neueren Literatur auf dem Gebiete der Tektonik, besonders aus dem Rheinischen Schiefergebirge, entstand, erfordert eine ausführliche Diskussion.

M. LUSZNAT (1957, S. 51) schreibt: „Im bearbeiteten Gebiet können demnach zwei verschiedene Faltungen unterschieden werden:

1. Die primäre Faltung der Schichtung (ss), bei der die Schieferung (s_1) als Transversalschieferung bzw. Parallelschieferung in Erscheinung tritt = ss-Faltung mit B_1 -Achsen = δ .
2. Die sekundäre Faltung der Schieferung (s_1), der die Schubklüftung (s_2) als Transversalschieferung zugeordnet ist = s_1 -Faltung mit B_2 -Achsen = β .

Während die erstere im allgemeinen eine Faltung der mechanisch unwirksamen ss-Flächen darstellt, wird die letztere durch die Faltung mechanisch ausgezeichneter s_1 -Flächen charakterisiert (anisotropes Ausgangsmaterial). Sie ist deshalb als Biegefaltung (B. SANDER 1948) anzusprechen.“ Und S. 71 schreibt er: „Die Ausbildung der s_1 -Flächen und ihr Auftreten in kompetenten Serien läßt auf große Intensität der die Schieferung bewirkenden Kräfte schließen, und die bei weitem vorherrschende schichtparallele Schieferung ist auf einen intensiven Zusammenschub der Schichten bis zur Isoklinalstellung zurückzuführen. Der Schieferung ist also eine sehr starke Faltung der Schichten zuzuordnen (ss-Faltung).“

An verschiedenen Stellen konnte M. LUSZNAT nachweisen, daß die s_1 -Schieferung transversal zur Schichtung verläuft. Seine Messungen für B_1 und B_2 sind im folgenden zusammengestellt:

Lokalität	B ₁	B ₂
Hoher Berg bei Friesdorf	82°/30° NO	56°/5° NO
Schloßberg Wippra	106°/60° OSO	66°/8° NO
Knakels-Hügel, Bl. Wippra	20°/70° SW	59°/10° NO
Diabaskontakt südlich der Klippmühle	90°/16° O	
Bahneinschnitt an der Herrenmühle	123°/60° SO	49°/10° NO
Köthental	64°/10° NO	

Es handelt sich immer nur um kleine Bereiche, wo s_1 als Transversalschieferung ausgebildet ist. An allen übrigen Stellen verläuft die s_1 -Schieferung parallel zur Schichtung. Nach M. LUSZNAT ist in diesem Fall die Schichtung in die Schieferung eingeregelt. Ein derartiger Vorgang der Einregelung von ss in s_1 ist jedoch schwer vorstellbar. Er könnte nur in intensiver Zerschering oder Internrotation bestehen. Für den Bereich des Klippmühlquarzites kommt er überhaupt kaum in Frage. Kreuzschichtung, gradierte Schichtung, Fließfalten, kleine, schichtparallele Diabasintrusionen und Tufflager beweisen, daß die Schichtung noch weitgehend in ihrer ursprünglichen Lage erhalten ist und keinesfalls in die Schieferungsebene hineinrotiert wurde. Ferner soll nur darauf hingewiesen werden, daß im Bereich der Klippen nördlich der Klippmühle normale Lagerung herrscht und keinerlei Anzeichen für eine Isoklinalfaltung bestehen. Auch die petrographischen Ergebnisse sind mit einer Isoklinalfaltung unvereinbar.

Betrachtet man die von M. LUSZNAT angegebenen Werte für B_1 , so macht schon deren starkes Variieren stutzig. M. LUSZNAT (1957 S. 73) führt das Schwanken im Einfallen zurück auf „ganz lokal begrenzte Unregelmäßigkeiten der Schichten, die im Verlauf der ss -Faltung aufgetreten sind und keine regionale und tektonische Bedeutung im Baustil des Wippraer Gebietes haben.“ Weiter schreibt er (S. 73): „Am Diabaskontakt südlich der Klippmühle fällt B_1 dagegen wesentlich flacher (16° O) ein, doch liegen hier insofern besondere Verhältnisse vor, als die Schichtung durch die Kontaktzone vor der intensiven ss -Faltung geschützt und nicht, wie im ganzen übrigen Bereich des Klippmühlquarzites, in die Schieferungsebene eingeregelt wurde.“

Bei der Klüftung fiel auch schon M. LUSZNAT (1957 S. 62) auf, „... daß die auftretenden Kluftrichtungen keine typisierbaren Beziehungen zu B_1 erkennen lassen.“ Diese Tatsache überrascht insofern, als mit der ss -Faltung, die auf Grund des beschriebenen s_1 -Gefüges doch recht intensiv war, eine entsprechende Klüftung verbunden gewesen sein muß.

Zum Streichen der s_1 -Flächen, zur Lage der B_2 -Achsen und der ihnen zugeordneten Schubklüftung sind dagegen deutliche Zusammenhänge ausgebildet, die vor allen Dingen in den quer zu diesen Elementen streichenden Klüften zum Ausdruck kommen. Die Feststellung G. FISCHERS (1929), daß es im Bereich der metamorphen Zone zwei Systeme von Faltenachsen gibt, auf denen jeweils Q-Klüfte senkrecht stehen, konnte

am Schloßberg und auch im Bahneinschnitt Herrenmühle sowie westlich Knakels-Hügel nicht bestätigt werden.“

Auch das in einem vorhergehenden Abschnitt beschriebene Korngefüge gibt keinerlei Hinweise auf eine doppelte Faltung, sondern zeigt nur enge Beziehungen zu der Schieferungsfaltung.

Von den von M. LUSZNAT beschriebenen Aufschlüssen mit Transversalschieferung wurden nur der im Bahneinschnitt an der Herrenmühle und im Diabaskontakt südlich der Klippmühle untersucht.

Bild 25 zeigt den auch bei M. LUSZNAT abgebildeten Aufschluß im Bahneinschnitt an der Herrenmühle. An den nummerierten Stellen konnte die Schichtung gemessen werden. Ihre Werte wurden zusammen mit denen der anderen tektonischen Elemente in Bild 26 dargestellt. Die Lage von s_1 , s_2 und B_2 ist vollkommen normal. Die Schnittpunkte der ss - und s_1 -Flächenspuren fallen in die Nähe des π -Poles. Die Schnittkante ss/s_1 entspricht also der Faltenachse B_1 nach M. LUSZNAT. Nun gibt aber das Diagramm nur die Lage der Faltenachse an, nicht aber die Lage der Achsen-ebene. In Bild 27 sind zwei Deutungsmöglichkeiten dargestellt: Bild 27a zeigt die Verhältnisse, wie sie in der Natur zu beobachten sind: Die Schichtung ist schwach gewellt und wird von der Schieferung transversal durchsetzt. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Schieferung und Verstellung der Schichtung besteht nicht.

Bild 27b zeigt die Lage der Falte, wie sie sich M. LUSZNAT vorstellt: Die s_1 -Schieferung liegt parallel zur Achsenebene und ist somit Faltungsschieferung. (Die Schichtung wurde von LUSZNAT nur an der mit „1“ bezeichneten Stelle gemessen.) Der Aufschluß im Bahneinschnitt an der Herrenmühle liefert also keinen Beweis dafür, daß die s_1 -Schieferung eine Faltungsschieferung ist.

Komplizierter sind die Verhältnisse im Kontaktbereich des Diabases südlich der Klippmühle. Nach M. LUSZNAT (1957, S. 46) liegt hier nur in einem 70 cm breiten Streifen Transversalschieferung vor, und Falten lassen sich nicht beobachten. In Wirklichkeit jedoch zeigte der gesamte Aufschluß Transversalschieferung und eine große Falte. Aus dem Bild 28 ist ersichtlich, daß der Diabas diskordant in das Schichtenpaket eingedrungen ist. Man darf sogar annehmen, daß die Verstellung der Schichtung und vielleicht auch schon eine schwache Faltung durch die Intrusion hervorgerufen wurden. Später wurde dann die s_1 -Schieferung aufgeprägt. Infolge der mit ihr verbundenen Einengung wurde die Schichtung, die einen nicht allzu spitzen Winkel mit der Schieferung bildete, gefaltet. Es handelt sich hierbei um typische Scherfalten mit Scheitelverdickung. Die Schnittkante der Schichtung mit der Schieferung schwankt im Einfallen innerhalb des photographierten Bereiches zwischen 15° und 80° O. Die Schieferung versteilt sich mit Annäherung an den Diabas und fällt am unmittelbaren Kontakt steil nach Norden ein. Zusätzlich ist noch eine schwache Teilbarkeit parallel der Diabasgrenze vorhanden.

In diesem Aufschluß ist s_1 also als Faltungsschieferung ausgebildet. Der diskordante Verband der Schichtung mit dem Diabas beweist aber, daß hier ein Sonder-

fall vorliegt, der nicht verallgemeinert werden darf. Die Schichtung besaß eine anormale Lage zur Spannungsverteilung während der Ausbildung des s_1 -Gefüges und wurde deshalb gefaltet.

Die übrigen von M. LUSZNAT beschriebenen Aufschlüsse mit Transversalschieferung wurden nicht überprüft. Z. T. mögen ähnliche Verhältnisse vorliegen, wie bei der Herrenmühle, oder es besteht auch die Möglichkeit, daß die Schichtung schon prädiagenetisch soweit verstellt worden war, daß es bei der Aufprägung der s_1 -Schieferung zur Bildung von Scherfalten kam. Kleine Falten dieser Art lassen sich auch in den dunklen Schiefen nördlich der Klippmühle nachweisen, wo man die kleinen Bereiche mit Transversalschieferung am sichersten an den Quermuskowiten erkennt.

Ferner soll darauf hingewiesen werden, daß in den gneisähnlichen Grauwacken, z. B. am Südhang des Fütterungsberges, Blatt Wippra, die schichtparallele s_1 -Schieferung nicht deutlich in Erscheinung tritt und leicht übersehen werden kann. Die Folge davon ist, daß die Faltung dann irrtümlich der s_1 -Schieferung zugeordnet wird.

In der Zone der phyllitischen Tonschiefer nördlich von Wippra und Friesdorf tritt Transversalschieferung und somit eine doppelte Faltungstektonik häufig auf. Am deutlichsten ist sie im Straßenanschnitt nördlich von Wippra, dort, wo die Straße aus der Nordost- in die Südwestrichtung umbiegt, ausgebildet. In diesem Gebiet befinden wir uns aber schon in der Übergangszone zwischen Grundgebirgstektonik und Schiefergebirgstektonik (vgl. E. SCHRÖDER 1958), wo also Transversalschieferung zu erwarten ist. Mit einer Isoklinalfaltung ist die s_1 -Schieferung auch hier nicht verbunden.

4.7

Beobachtungen westlich von Biesenrode

Sehr eigenartige tektonische Verhältnisse wurden in einem Aufschluß an der nördlichen Talseite, 700 m westlich von Biesenrode, am Wege nach der Rammelburg beobachtet. Bild 29 zeigt den westlichsten Teil dieses Aufschlusses, in dem sich zwei Gesteinsvarietäten unterscheiden lassen. Der größere Teil des betrachteten Aufschlusses besteht aus einem flaserig geschieferten, grünlich-grauen Quarzit mit fettig glänzenden Bruchflächen. Der Abstand der Schieferungsflächen beträgt durchschnittlich 0,5 cm. Schichtung oder andere sedimentäre Texturen sind nicht zu beobachten. Unter dem Mikroskop läßt sich folgender Mineralbestand erkennen: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Chlorit, Orthoklas, Leukoxen, Turmalin, Zirkon, Apatit und Rutil. Die Quarze sind vollständig miteinander verfloßt und zeigen gute Größenauslese. Der maximale Korndurchmesser beträgt 0,4 mm. Auffällig an diesem Quarzit ist der relativ große Gehalt an Feldspat. An den s-Flächen ist es in starkem Maße zur Neubildung von Muskowit gekommen. Im Gegensatz zu den übrigen Quarziten bildet er hier nicht auf die s-Flächen beschränkte, langgestreckte Flaser, sondern kleine Schüppchen, die in einer relativ breiten Zone angereichert sind (Bild 30). Mit zunehmendem Abstand von den s-Flächen werden die Serizitschüppchen seltener und fehlen schließlich vollständig.

Eine Quarzachsenanalyse ergab keine typisierbare Regelung. Die zweite Gesteinsvarietät besitzt graue oder grünliche Farbe und ist deutlich geschichtet. Unter dem Mikroskop erkennt man eine vorwiegend aus Chlorit und Serizit bestehende Bindemasse, in der vereinzelt klastische Quarze und Feldspäte liegen. Die s_1 -Schieferung, die makroskopisch nicht deutlich in Erscheinung tritt, wird durch parallele Anordnung der Chlorit-Serizit-Lagen hervorgerufen. Schubklüftung ist in diesem Gestein deutlich ausgebildet.

Problematisch bei diesem Aufschluß sind die Lage der tektonischen Elemente und die Verbandsverhältnisse beider Gesteinsvarietäten. Die erste Schieferung liegt ungefähr horizontal, die Schubklüftung streicht $N 70^\circ O$, also normal, und zeigt steiles Einfallen nach NW. Die Schichtung streicht $N 40^\circ O$ und verläuft vertikal. Kreuzschichtung, die im Bild 29, links unten, beobachtet wurde, läßt erkennen, daß das Hangende nach NW weist.

Die gegenseitigen Verbandsverhältnisse beider Gesteinsvarietäten zeigen die Bilder 29, 31a und 31b. Auf Bild 29 ist links oben der Serizit-Chlorit-Quarzit zu sehen, der eine linsenförmige Einlagerung bildet. Im Aufschluß findet man diesen Quarzit auch noch an mehreren Stellen in der unteren Bildhälfte. Mit dem flaserig geschieferten Quarzit hat das zuletzt beschriebene Gestein festen Verband.

Die Bilder 31a und 31b zeigen die Verhältnisse an der Südostseite des Aufschlusses.

Eine Deutung dieser Beobachtungen kann z. Z. noch nicht erfolgen. Günstige Aufschlüsse sind in der näheren Umgebung nicht vorhanden. 200 m weiter westlich konnte jedoch beobachtet werden, daß Schichtung, Schieferung und Schubklüftung normal ausgebildet sind.

Die komplizierten tektonischen Verhältnisse in dem beschriebenen Aufschluß mahnen zur Vorsicht bei der Deutung der Lagerungsverhältnisse in dem aufschlußarmen Gebiet westlich und nordwestlich von Biesenrode.

5 SCHLUSSFOLGERUNGEN FÜR STRATIGRAPHIE UND BAUSTIL

Die in dieser Arbeit beschriebenen stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen ermöglichen eine neue stratigraphische Einstufung der metamorphen Schichten des Unterharzes. Die für Stratigraphie und Baustil wichtigsten Beobachtungen wurden in der Zone des Klippmühlquarzites gemacht. Wie sich am Osthang des Wippertales, nördlich der Klippmühle, nachweisen ließ, besitzt sie normalen stratigraphischen Verband mit den Karpholithschiefern und bildet deren Hangendes. Anzeichen für eine Isoklinalfaltung sind nicht vorhanden. Im westlichen Teil der metamorphen Zone schalten sich in diese Schichtenfolge in zunehmendem Maße Grauwacken ein. Bei Breitungen wurde in Schichten, deren petrographische Ausbildung und Verbandsverhältnisse mit den Rotschiefern eine Zugehörigkeit zur Zone des Klippmühlquarzites sehr wahrscheinlich machen, eine mitteldevonische Fauna gefunden. Mit einer solchen Alterseinstufung steht das Vorkommen von Tufflagern

im Klippmühlquarzit in bestem Einklang. In der Umgebung des Rammelsberges hat W. ABT (1958) 24 Tufflager im unteren Mitteldevon nachgewiesen, und R. SEIM (1954) beschrieb Tuffe aus dem gleichen stratigraphischen Horizont aus der Umgebung von Drei-Annen-Hohne. Ferner sei auf die schon länger bekannten Porphyroide aus dem Hauptquarzit nördlich der Tanner Grauwacke hingewiesen, bei denen es sich wahrscheinlich um Keratophyrtuffe handelt. Die Gesteine, in denen die Porphyroide vorkommen, stuft F. REUTER (1959, S. 60) in das untere Mitteldevon ein.

Die Grünschiefer im Hangenden der Zone des Klippmühlquarzites entsprechen stratigraphisch den Schalsteinen der Südharz- und Selkemußmulde und besitzen obermitteldevonisches Alter.

Über den Grünschiefern liegt die Zone der gneisähnlichen Grauwacken, die, wie auch M. LUSZNAT vorschlägt, richtiger als Metagrauwacken bezeichnet werden sollten. Ob sie schon in das Oberdevon hineinreicht, kann noch nicht entschieden werden. Auffällig an der Zusammensetzung dieser Grauwacken ist die große Beteiligung von klastischem Epidot. Dieses Mineral wurde bisher nur in den unterdevonischen Grauwacken, und da nur ein einziges Mal, gefunden. In allen übrigen Grauwacken der metamorphen Zone konnte es überhaupt nicht nachgewiesen werden, so daß es als typisch für die gneisähnlichen Grauwacken bezeichnet werden kann. Es soll ferner erwähnt werden, daß klastischer Epidot auch ein häufig anzutreffender Bestandteil der Selkegrauwacke ist (F. DAHLGRÜN 1935), was jedoch nicht besagt, daß die gneisähnlichen Grauwacken deshalb mit jener stratigraphisch gleichgesetzt werden sollen.

Die Karpholithschiefer im Liegenden des Klippmühlquarzites müssen in das untere Mitteldevon oder in das obere Unterdevon eingestuft werden, also in ein stratigraphisches Niveau, aus dem in der näheren Umgebung der metamorphen Zone noch keine Rotschiefer bekannt sind. Die Rotschiefer der Südharz- und Selkemußmulde gehören nach neueren Fossilfunden (W. SCHRIEL und D. STOPPEL 1958, W. SCHRIEL 1958) in das Oberdevon.

Die Ottrelithschiefer sind bei ihrer unterschiedlichen petrographischen Ausbildung nicht als Leithorizont, sondern als primäre Einlagerungen in der Zone der Quarzite aufzufassen. Der stratigraphische Leitwert der von G. FISCHER (1930) beschriebenen spärlichen Vorkommen von Martitoolithen, mit denen später ein silurisches Alter dieser Schichten gestützt wurde, ist zu gering, um ihre Einstufung in das Devon zu verbieten. Außerdem wies schon G. FISCHER (1930, S. 100) darauf hin, daß auch im Oberems des Hunsrück Chamositoolithe vorkommen.

Die Zone der Quarzite nördlich der Karpholithschiefer gehört ebenfalls in das Devon und liegt stratigraphisch unter den Rotschiefern und über der unterdevonischen Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke. Die untere Grenze dieser Zone wurde bisher als Störung angesehen. Beobachtungen nördlich von Breitung und im Nassetal machen es jedoch wahrscheinlich, daß ein stratigraphischer Zusammenhang mit der liegenden unterdevonischen Schichtenfolge besteht. Die Zone der Quarzite nördlich der Karpholithschiefer müßte demnach in das obere Unterdevon oder untere Mitteldevon eingestuft werden. Diese Einstufung steht aber im Wider-

spruch zu der Auffassung W. SCHRIELS vom Alter des Hauptquarzites im südlichen Unterharz und in der Selkemuße. Quarzite, die auf Blatt Leimbach im Bereich der gotländischen Schichten und innerhalb der Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke auftreten, wurden von W. SCHRIEL (1954) als transgredierender Hauptquarzit gedeutet und in einer neueren Arbeit (W. SCHRIEL, 1958) in das obere Givet eingestuft.

Die Quarzite liegen aber im Südostharz noch unter den Zonen der Karpholithschiefer, des Klippmühlquarzites und der Grünschiefer. Außerdem lieferten bisherige Beobachtungen keine Anzeichen dafür, daß die Schichten der Zone der Quarzite oder des Klippmühlquarzites über ihre Unterlage transgredieren.

Die Einstufung der Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke in das Unterdevon konnte paläontologisch belegt werden. Problematisch bezüglich ihres Alters bleibt vorläufig noch die Zone der phyllitischen Tonschiefer.

Tektonische Beobachtungen lieferten das Ergebnis, daß in der metamorphen Zone kein isoklinaler Faltenbau existiert. Die erste Schieferung ist allgemein schichtparallel und wird durch eine spärlich auftretende Faltung, mit der eine zweite Schieferung (= Schubklüftung) verbunden ist, verstellt. Anzeichen dafür, daß die Schieferungen zwei verschiedenen tektonischen Phasen, nämlich der marsischen und der sudetischen, zuzuordnen sind, wie W. SCHRIEL (1958, S. 14) annimmt, liegen nicht vor. Über das Alter der Metamorphose können keine genauen Angaben gemacht werden.

In den stärker metamorphen Schichten des Südostharzes läßt sich vereinzelt auch Transversalschieferung beobachten. Sie tritt vorwiegend in den pelitischen Sedimenten auf, jedoch so selten und innerhalb so kleiner Bereiche, daß sie für den Baustil keine Bedeutung besitzt. Häufiger, obgleich nicht vorherrschend, ist Transversalschieferung in der Zone der phyllitischen Tonschiefer ausgebildet, was außer durch ihre Bevorzugung feinkörniger Sedimente (W. FAIRBAIRN 1935, S. 607) durch die Abnahme der Metamorphose und somit den Übergang in das normale Schiefergebirge zu erklären ist (E. SCHRÖDER 1958). Mit einer Isoklinalfaltung ist die Transversalschieferung auch hier nicht verbunden. Das Einfallen der Schieferung, das in den südlichen Teilen, sofern keine Überkipfung vorliegt, mehr oder weniger steil nach Süden bzw. Südosten gerichtet ist, verflacht in der Zone der unterdevonischen Grauwacken usw. Die Schubklüftung fällt dann steiler nach Süden bzw. Südosten ein. Weiter nördlich, z. B. nordwestlich von Friesdorf, zeigen die Schichten großwellige Verbiegungen und bald nord-, bald südwärts gerichtetes Einfallen.

Als Ergebnis dieser Arbeit kann festgestellt werden, daß die metamorphe Zone des Südostharzes regionalgeologisch nicht einen selbständigen Sattel, sondern nur die Südflanke des Ostharzer Silursattels darstellt. Generell treten also in nord-südlichem Verlauf immer jüngere Schichten zutage. Zur Erklärung der großen Mächtigkeiten müssen teilweise Aufschuppungen angenommen werden. Problematisch sind die Lagerungsverhältnisse westlich und nordwestlich von Biesenrode, und in der Umgebung von Wippra werden sie es, falls sich dort ein gotländisches Alter der

phyllitischen Tonschiefer bestätigen läßt. Unklar ist auch, ob das Auftreten der Kieselschiefer und gneisähnlichen Grauwacken nördlich der Grünschiefer tektonisch bedingt ist.

6

ZUSAMMENFASSUNG

Petrographische und tektonische Untersuchungen sowie Fossilfunde in stärker metamorphen Schichten ermöglichen eine neue stratigraphische Einstufung der metamorphen Serien, die prinzipiell der Auffassung K. A. LOSSENS entspricht. Im Vergleich zu den moderneren Ansichten bedeutet diese neue Einstufung nichts anderes, als daß die kopfstehende Stratigraphie dieses Gebietes auf die Füße gestellt wird. Die metamorphe Zone des Südostharzes ist demnach nicht als Sattel, sondern nur als Südflanke des Ostharzer Silursattels aufzufassen. Die Grünschiefer entsprechen stratigraphisch den Schalsteinen der Südharz- und Selkemuhe. Die Zone der gneisähnlichen Grauwacken bildet das Hangende, die Zone des Klippmühlquarzites das Liegende der Grünschiefer. Die Zone des Klippmühlquarzites, in der erstmalig Tufflagen nachgewiesen wurden, gehört in das Mitteldevon. Sie besitzt stratigraphischen Verband mit den liegenden, Karpholithquarzknauern führenden Rotschiefern, die in das untere Mitteldevon oder obere Unterdevon einzustufen sind. Das Liegende der Rotschiefer bildet die Zone der Quarzite, die stratigraphisch über der unterdevonischen Zone der Grauwacken, Kieselschiefer und Kalke liegt. Die petrographische Ausbildung der phyllitischen Tonschiefer macht ein gotländisches Alter wahrscheinlich, was auch durch Fossilfunde bekräftigt wird, während die Verbandsverhältnisse eher für ein devonisches Alter sprechen.

Die Tektonik der metamorphen Zone wird durch Parallelschieferung und Schubklüftung charakterisiert. Eine Isoklinalfaltung, zu der die schichtparallele Schieferung als Faltungsschieferung gehört, existiert nicht. Die südlichen Zonen einschließlich der Zone der Quarzite stellen eine steil aufgerichtete und z. T. überkippte Schichtenfolge dar, deren jüngste Schichten sich im Süden befinden. Innerhalb der Zone der phyllitischen Tonschiefer ist die erste Schieferung oft als Transversalschieferung ausgebildet, so daß hier eine doppelte Faltungstektonik herrscht. Zur Erklärung der großen Mächtigkeiten einzelner Schichten müssen zum Teil Aufschuppungen angenommen werden. Die Lagerungsverhältnisse westlich und nordwestlich von Biesenrode sind noch unklar und bedürfen weiterer Untersuchungen.

Literatur

- [1] ABT, W.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges. **110**, 1. Hannover 1958.
- [2] DAHLGRÜN, F., FISCHER, G. & SCHRÖDER, E.: Geologische Spezialkarte von Preußen usw. Blatt Wippra. Berlin 1934.
- [3] DAHLGRÜN, F.: Geologische Spezialkarte von Preußen usw. Blatt Pansfelde. Berlin 1934.
- [4] DAHLGRÜN, F.: Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. Z. deutsch. geol. Ges. **91**, S. 537—550. Berlin 1939.
- [5] FAIRBAIRN, H.W.: Notes on the mechanics of rock foliation. — Journ. Geol. **43**, S. 591—608. Chicago 1935.
- [6] FISCHER, G.: Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. **121**. Berlin 1929.
- [7] FISCHER, G.: Weitere Untersuchungen über Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra. Jb. preuß. geol. Landesanst., **51**, 1, S. 95—105. Berlin 1930.
- [8] FISCHER, G. und SCHRÖDER, E.: Geologische Spezialkarte von Preußen usw. Blatt Leimbach. Berlin 1934.
- [9] HOEPPNER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geol. Rdsch. **45**, S. 247—283. Stuttgart 1956.
- [10] LOSSEN, K. A.: Geologische Spezialkarte von Preußen usw. Blatt Wippra. Berlin 1884.
- [11] LUSZNAT, M.: Die tektonische Prägung der metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. Unveröff. Diss., Jena 1957.
- [12] MEISSNER, B.: Fazielle Verhältnisse und tektonische Stellung des Klippmühlquarzites. Unveröff. Diplomarbeit, Freiberg 1958.
- [13] MOSEBACH, R.: Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrückschiefers. Z. deutsch. geol. Ges. **103**, S. 368—375. Hannover 1951.
- [14] REUTER, F.: Das Unterdevon und das untere Mitteldevon südlich des Elbingeröder Komplexes/Harz. GEOLOGIE **8**, H. 1, S. 47—70. Berlin 1959.
- [15] SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil 1: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien 1948, Springer.
- [16] SCHRIEL, W.: Geologie des Harzes. Schrift. Wirtsch. Wiss. Ges. Stud. Ndr.-Sachsens e. V. Hannover 1954.
- [17] SCHRIEL, W. und STOPPEL, D.: Das Alter der Hauptkieselschiefer LOSSENS und der Buntschiefer in der Südharzmulde. Z. deutsch. geol. Ges. **109**, 2, S. 559—565. Hannover 1958.
- [18] SCHRIEL, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im Unterharz. Ber. Geol. Ges. DDR, **3**, 1, S. 3—17. Berlin 1958.
- [19] SCHRIEL, W.: Das Alter des sogenannten Hauptquarzites im südlichen Unterharz und in der Selkemulde. Z. deutsch. geol. Ges. **110**, 2, 293—306. Hannover 1958.
- [20] SCHRÖDER, E. und DAHLGRÜN, F.: Geologische Spezialkarte von Preußen usw. Blatt Schwenda. Berlin 1935.
- [21] SCHROEDER, E.: Prävaristischer Magmatismus und Tektonik in den Sattelzonen Ostthüringens. Abh. Geotektonik **16** (Abh. Deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol. u. Biol. 1957, 7). Berlin 1958.

- [22] SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). GEOLOGIE 7, H. 3/4/5 (von BUBNOFF-Gedenkschrift). Berlin 1958.
- [23] SCHWAN, W.: Zur geologischen Gliederung des Harzes. Roemeriana, (DAHLGRÜN-Gedenkschrift), S. 49—62. Clausthal 1954.
- [24] SCHWAN, W.: Zur heutigen Situation der stratigraphischen und tektonischen Forschung im Harz. Ber. Geol. Ges. DDR, 3, 1, S. 67—74. Berlin 1958.
- [25] SEIM, R.: Über Tufflagen in den devonischen Tonschiefern bei Drei-Annen-Hohne im Harz (kurze Mittlg.). GEOLOGIE, 4, 2, S. 189—192. Berlin 1955.
- [26] SHENON, P. J. und McCONNEL, R. H.: Use of sedimentation features and cleavage in the recognition of overturned strata. Econ. Geology, 35, S. 430—444. New Haven 1940.
- [27] SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. New York 1948: McGraw-Hill
- [28] ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem *Zorgensis*-Kalk. Notizbl. Hess. Landesamt. Bodenforsch., 84, S. 93—107. Wiesbaden 1956.

Bilder 1—31

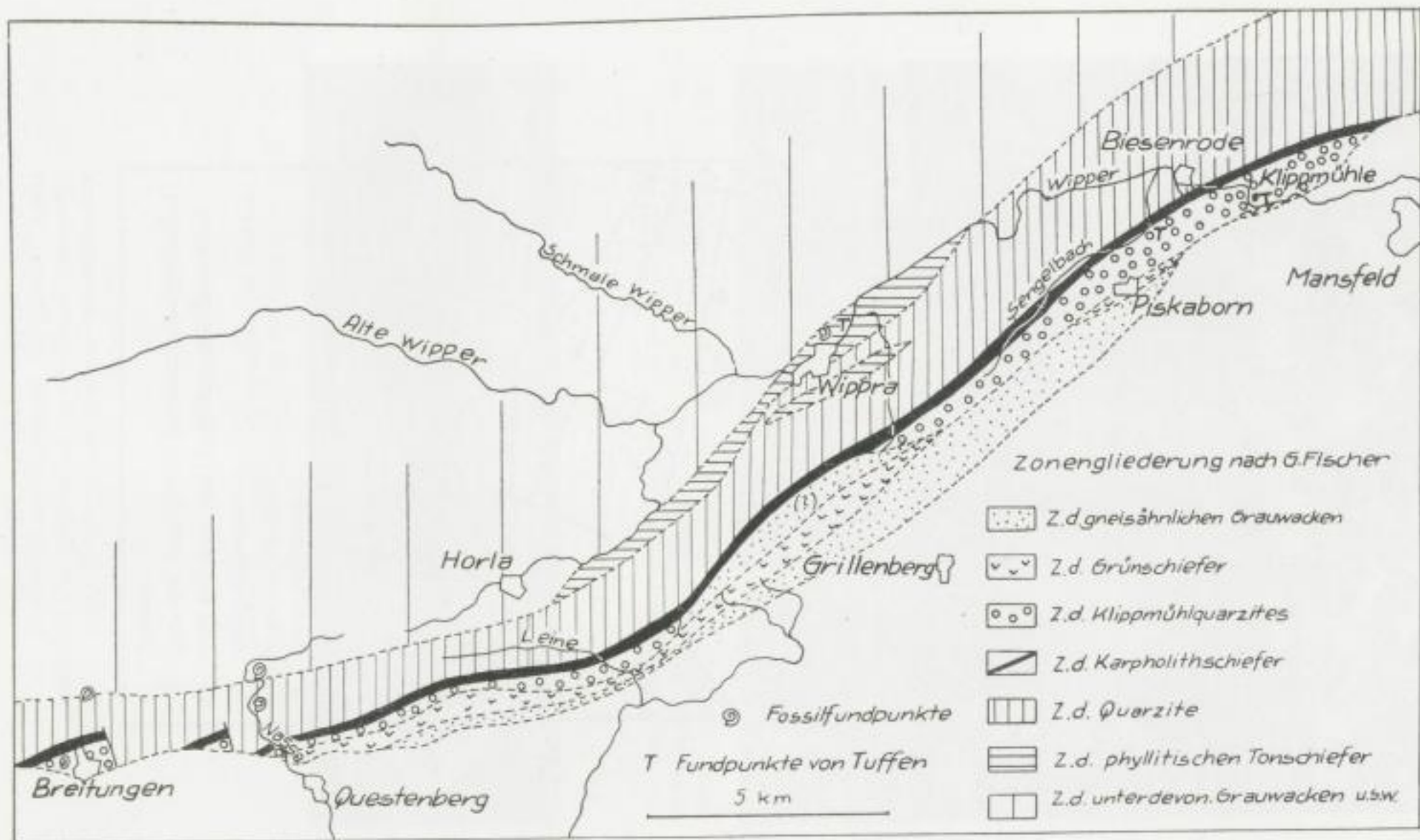


Bild 1. Gliederung der metamorphen Zone (vereinfacht)

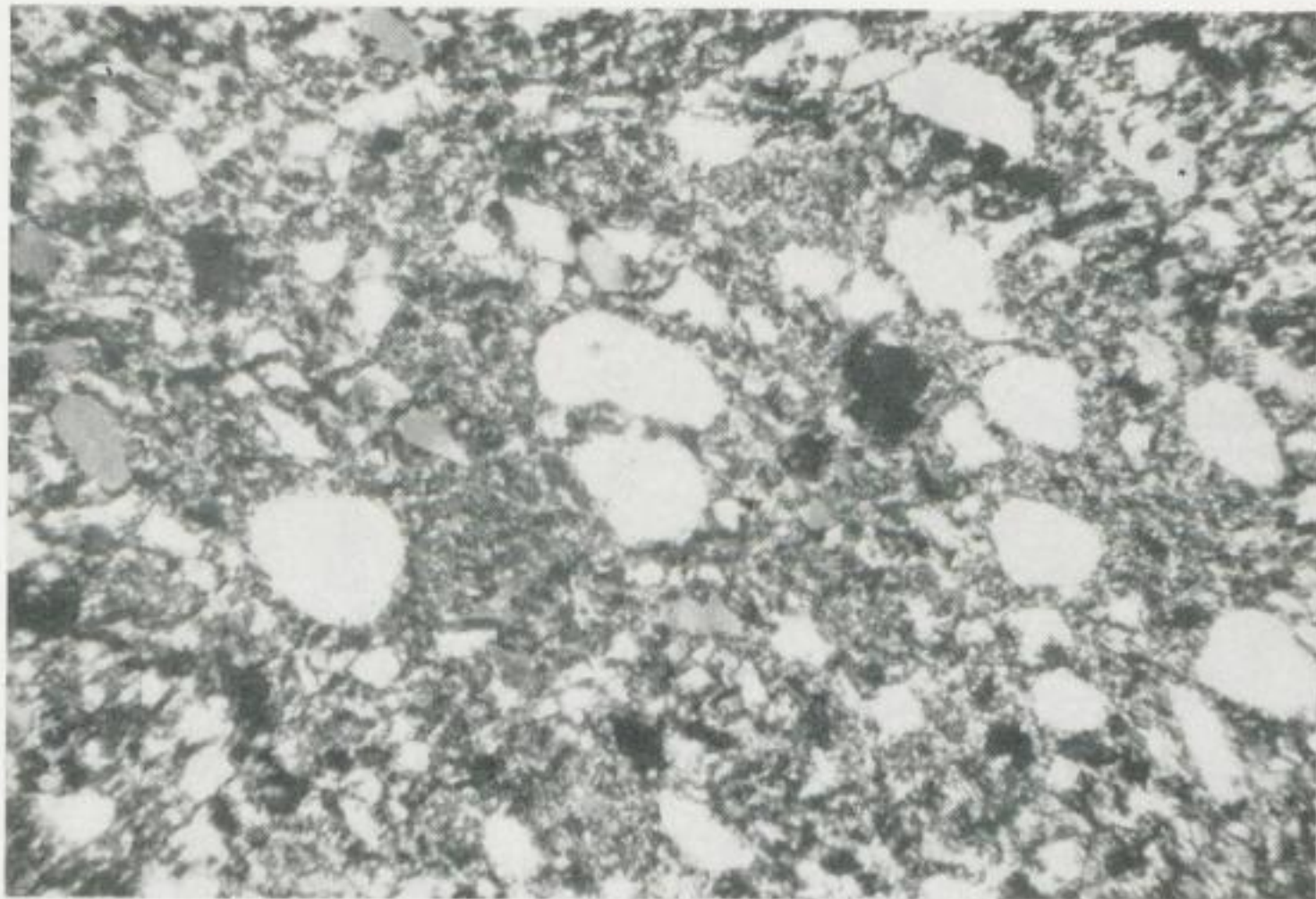


Bild 2. Typischer „Silurquarzit“ mit gut gerundeten Quarzen.
Nordwesthang der Altenburg, 2 km nordwestlich Biesenrode, Blatt Leimbach. Schliff \perp Schieferung, + Nic. Vergr. 35fach

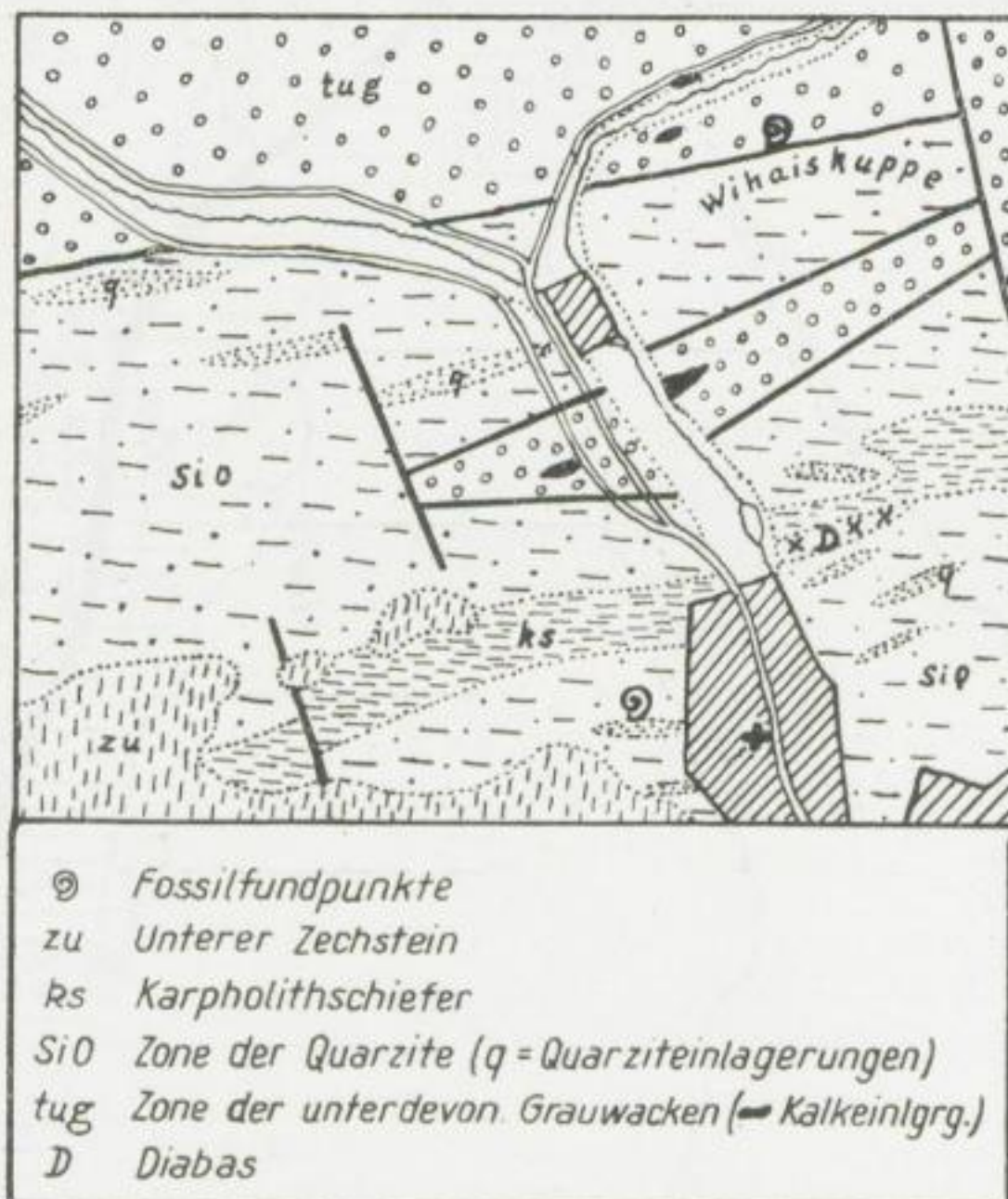


Bild 3. Geologische Übersichtskarte der nördlichen Umgebung von Breitung. Vergrößerter Ausschnitt aus der geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Schwenda. Maßstab 1:12500

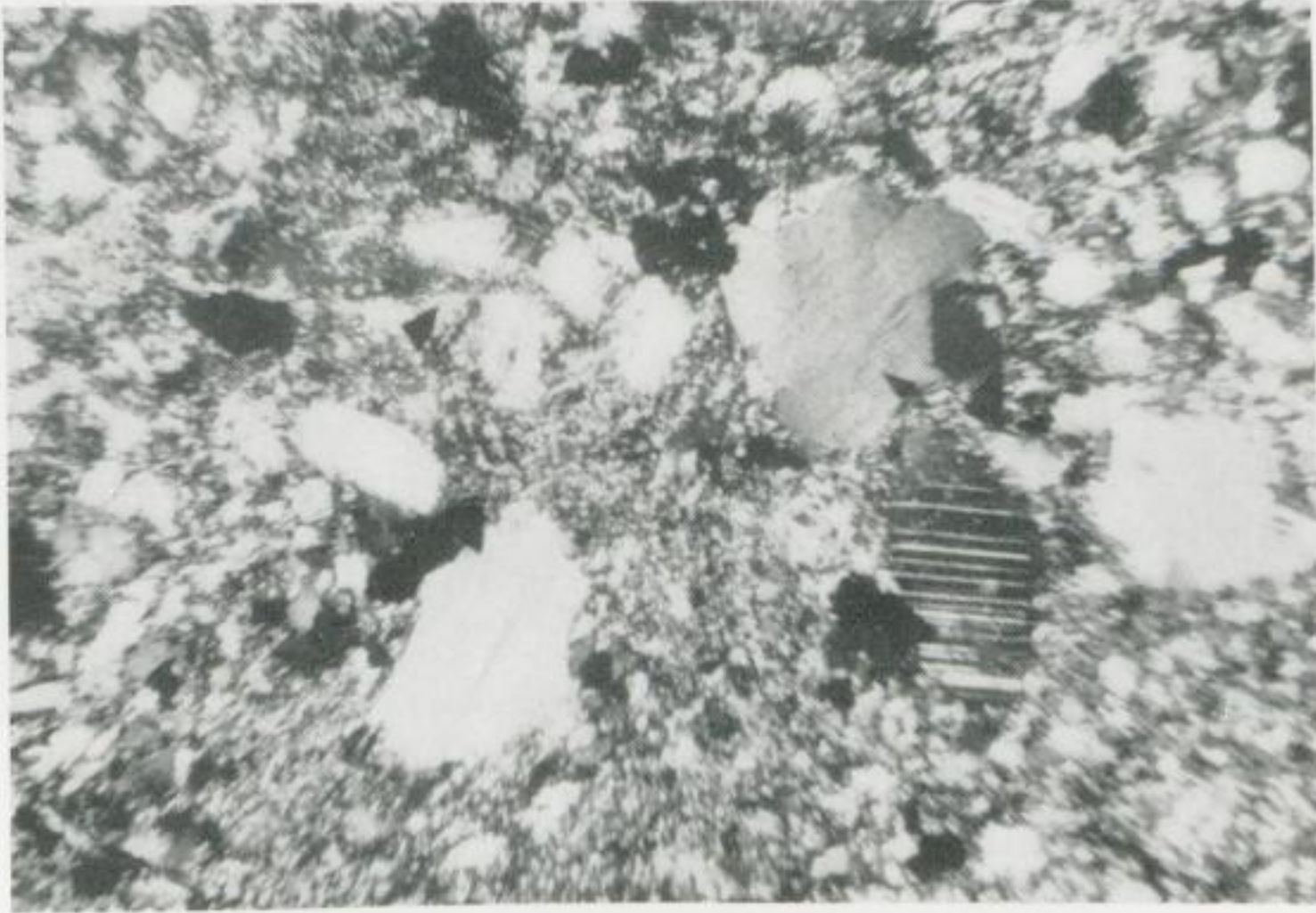


Bild 4. Quarzitische Grauwacke, typisch für den Übergang der Unterems-Grauwacke in die „Silurquarzite“. Tal 1,5 km westlich Breitungens, östlicher Talrand. Schliff \perp Schieferung, + Nic. Vergr. 45fach

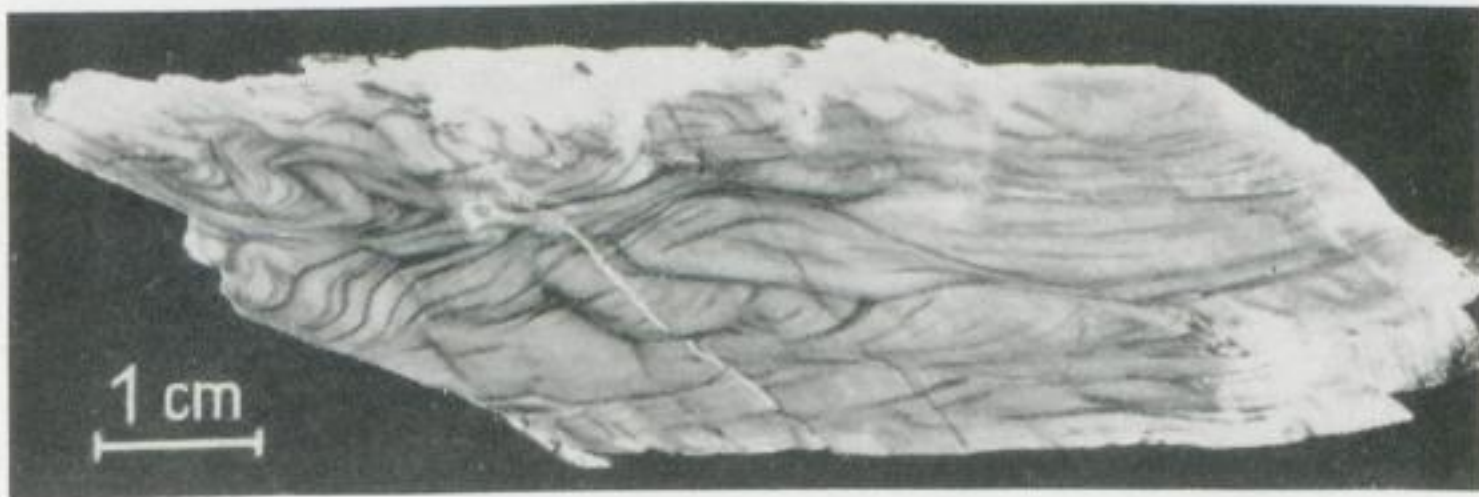


Bild 5. Schichtung und Fließfalten im Klippmühlquarzit. Osthang des Wippertales nördlich der Klippmühle

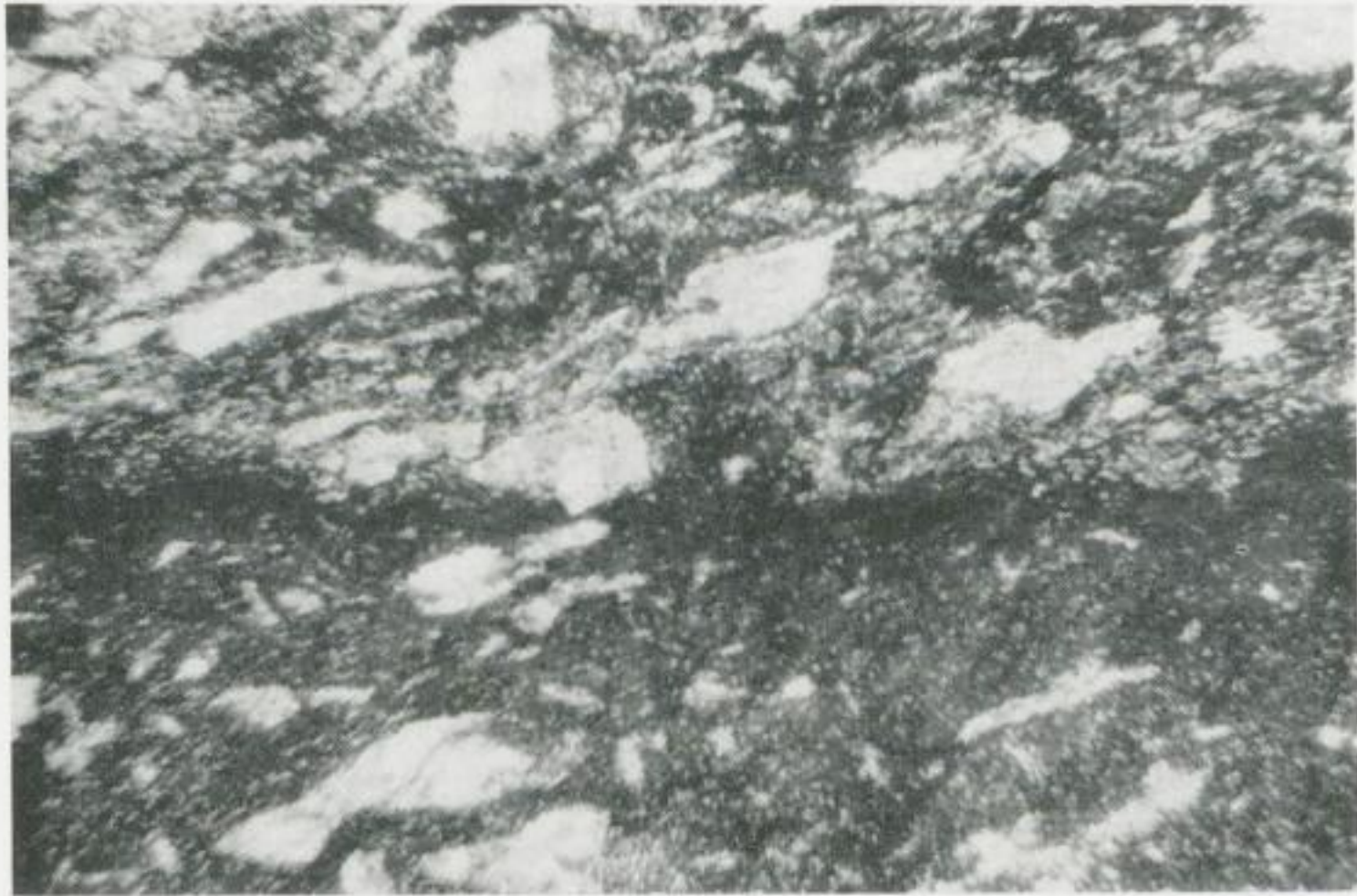


Bild 6. Tuff aus dem Klippmühlquarzit. Osthang des Wippertales nördlich der Klippmühle, mittleres Lager. 1 Nic. Vergr. 45fach

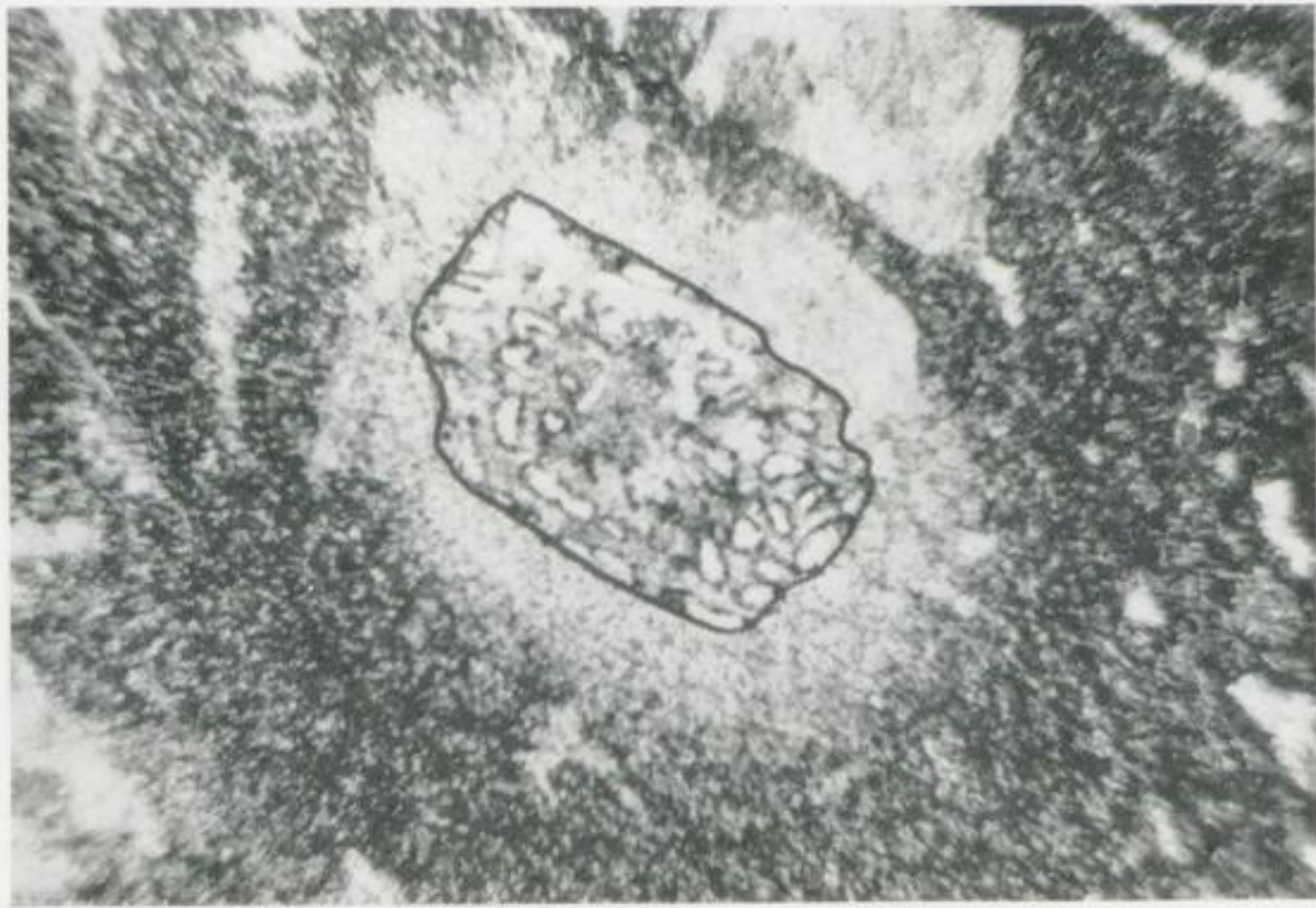


Bild 7. Reliktischer Pyroxen aus dem Tuff des Bildes 6. Der helle Saum besteht aus Pennin. +Nic. Vergr. 70fach

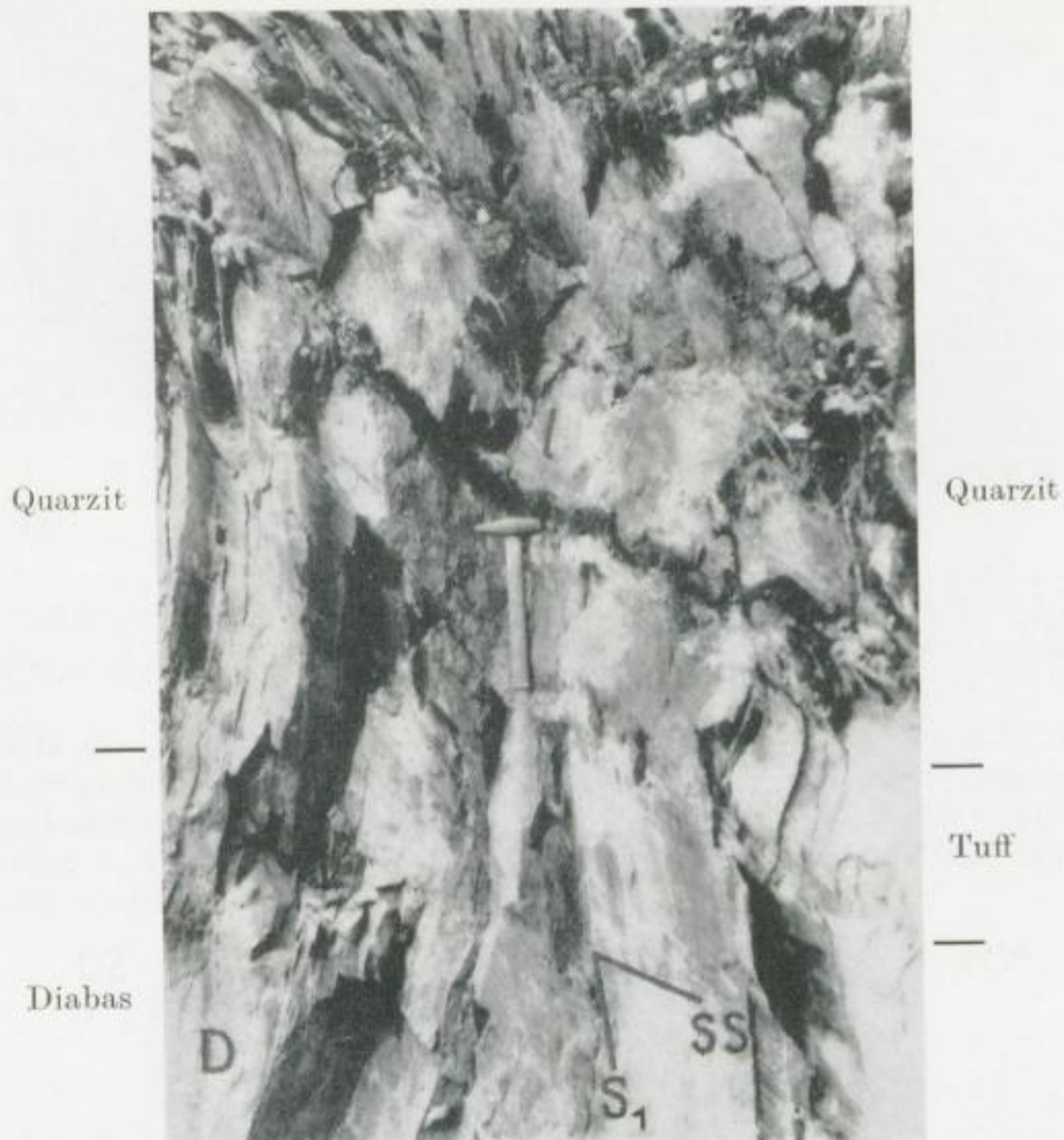


Bild 8. Transversalschieferung und Tufflager im Diabaskontakt. Größerer der beiden Diabasbrüche am Westhang des Sengelberges, Blatt Mansfeld

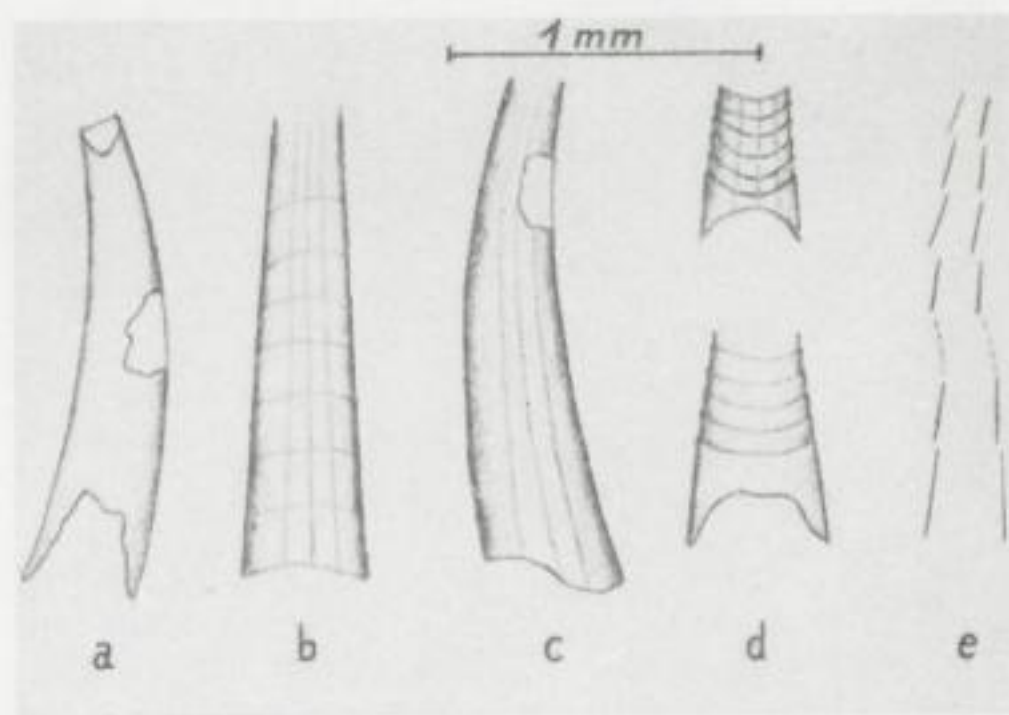


Bild 9. *Styliolina* sp. aus der Kalklinse westlich der Kirche von Breitung. Die Zeichnungen über d sind gegenüber dem beigegebenen Maßstab auf das Doppelte vergrößert

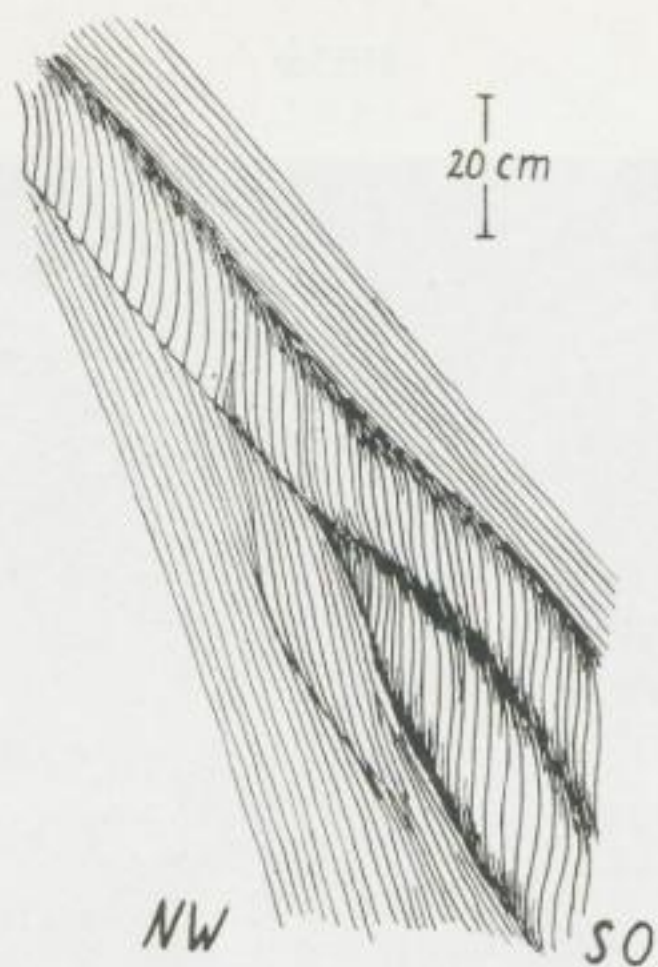


Bild 10. Auslenkung der s_1 -Schieferung in kompetenten Einlagerungen, links oben bei deutlich gradierter Schichtung. Normale Lagerung. Osthang des Wippertales nördlich der Klippmühle



Bild 11. Gradierte Schichtung im Klippmühlquarzit mit ausgelenkter s_1 -Schieferung. Die konvexen Seiten zeigen nach dem Hangenden. Osthang des Wippertales nördlich der Klippmühle

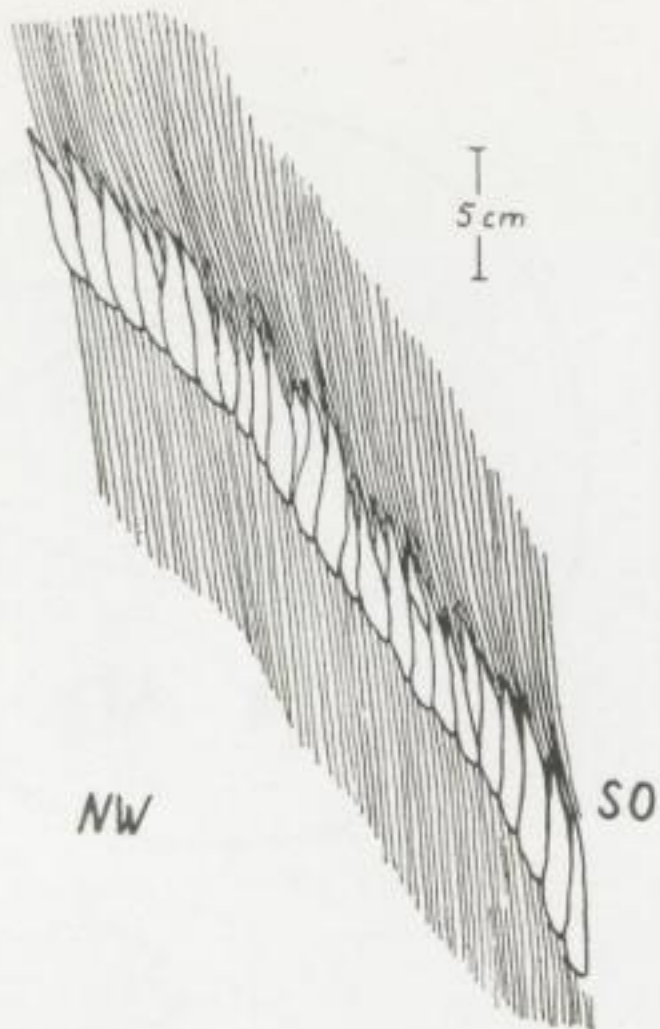


Bild 12. Zerschierung einer dünnen Quarzitbank bei örtlicher Transversalschieferung. Blickrichtung parallel B. Osthang des Wipper-
tales nördlich der Klippmühle

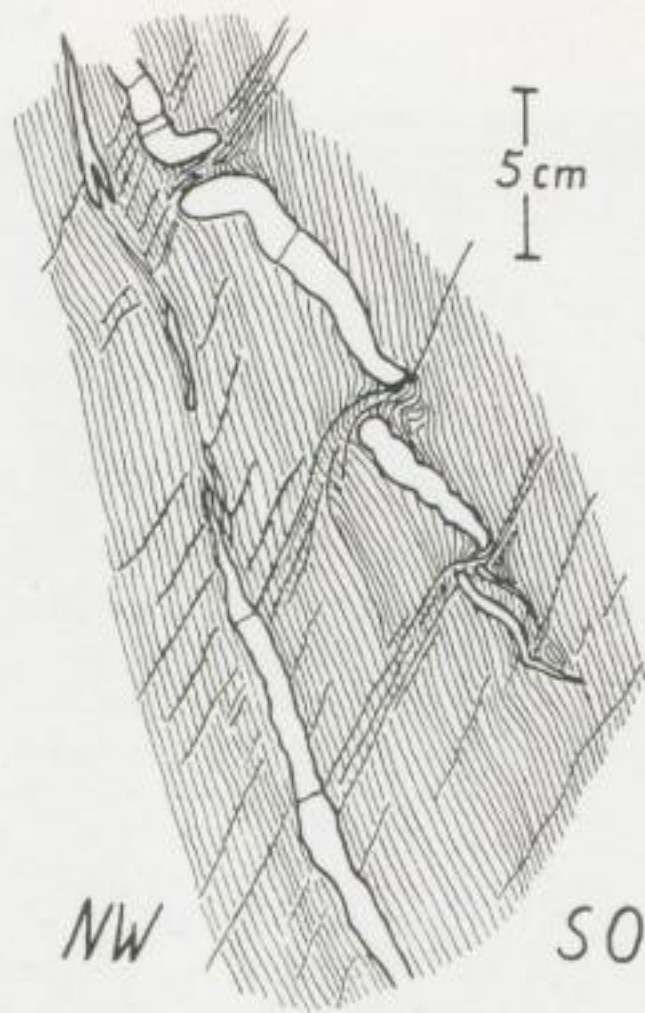


Bild 13. Zerschierung eines Milchquarzganges im Verlauf der ersten Schieferung. Osthang des Wipper-
tales nördlich der Klippmühle



Bild 14. Typische Kleinfalte aus der metamorphen Zone. Talhang westlich der Kirche von
Breitungen

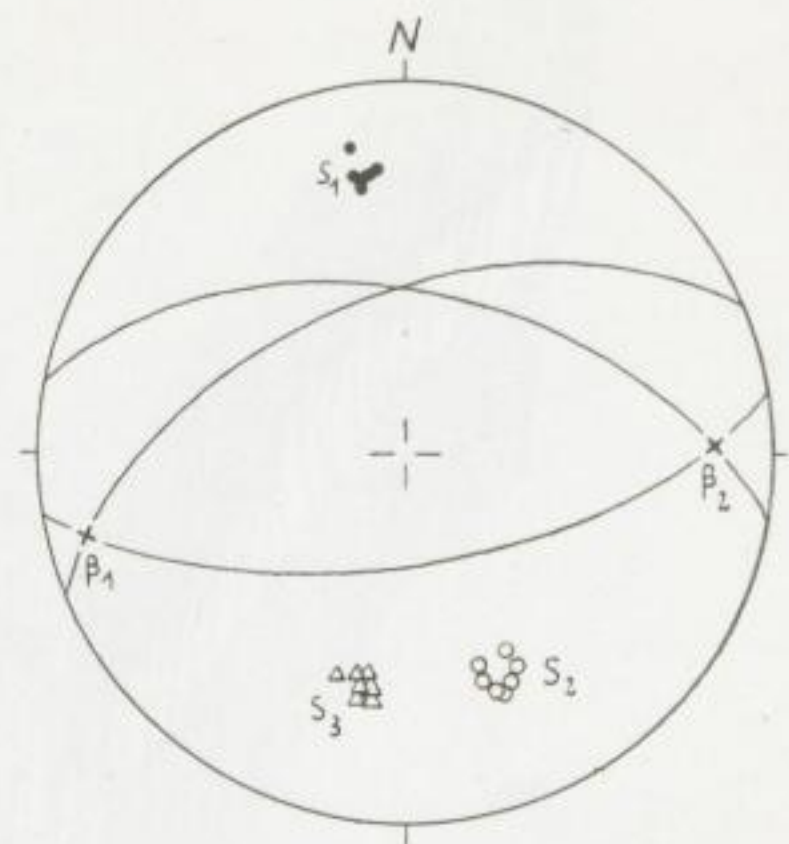


Bild 15. Runzelung und Schubklüftung, gemessen an der größten Klippe am östlichen Hang des Wippertales nördlich der Klippmühle. Streichrichtung von s_1 eingetragen.

- = Runzelung
- = Schubklüftung

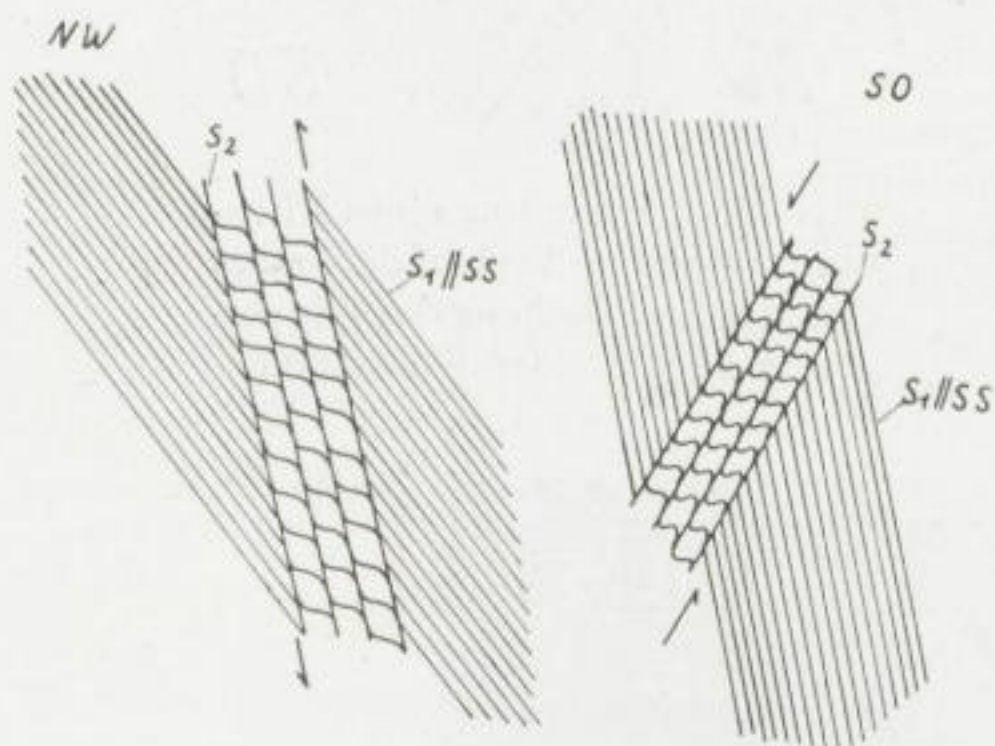


Bild 16. Schematische Darstellung der Verstellung der s_1 -Flächen durch die Schubklüftung bei normaler Lagerung

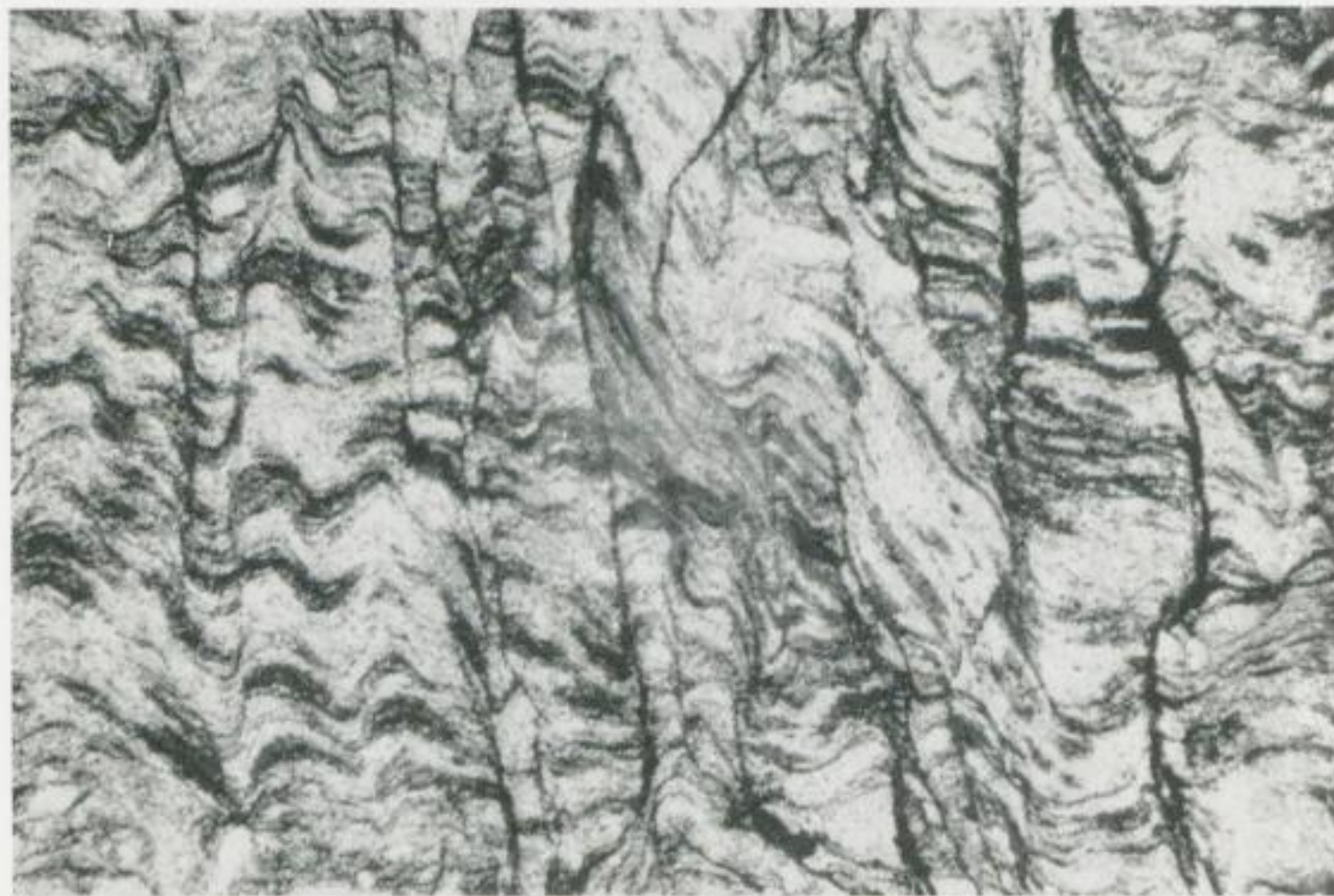


Bild 17. Verstellung der s_1 -Flächen durch die Schubklüftung. Phyllitischer Schiefer aus der Zone des Klippmühlquarzites. Weganschnitt im Dinsterbachtal, Blatt Schwenda. Schliff \perp B, 1 Nic. Vergr. 35fach



Bild 18. Drei s -Flächen in phyllitischem Schiefer. Die hellen Flächen sind s_1/ss . s_2 bildet mit diesen Flächen eine Horizontale, s_3 die nach links unten geneigte Schnittkante. Weganschnitt am Dorfausgang von Bienenrode nach der Rammelburg

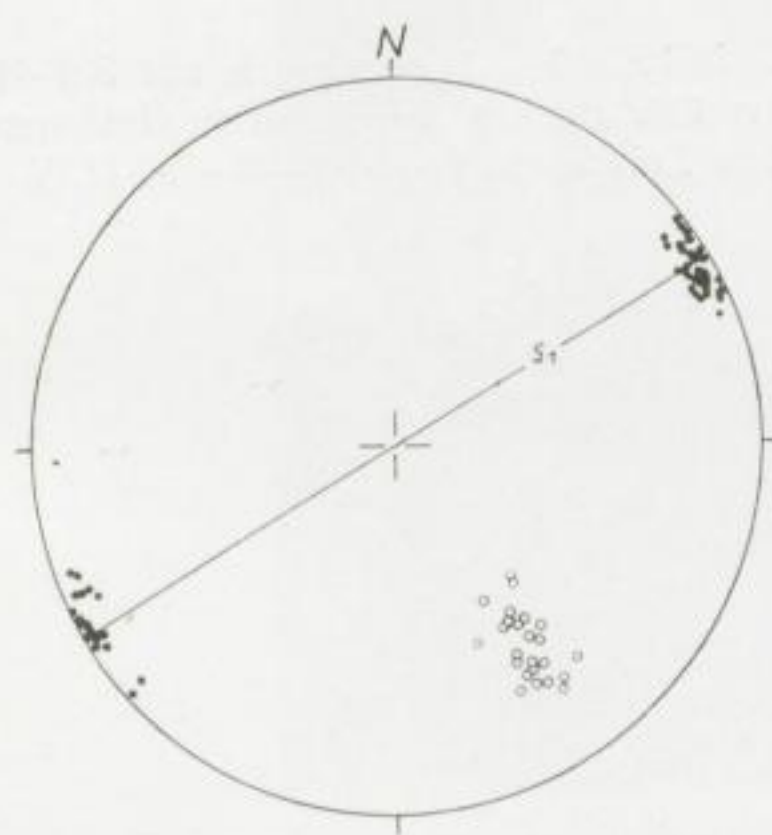


Bild 19. Sammeldiagramm zu Bild 18

$$\begin{aligned}
 s_1 &= ss = 80^\circ/65^\circ S \\
 s_2 &= B = 68^\circ/55^\circ N \\
 s_3 &= 100^\circ/54^\circ N \\
 \beta_1 &= B = 75^\circ/11^\circ W \\
 \beta_2 &= 88^\circ/17^\circ O
 \end{aligned}$$



Bild 20. 163 Klüfte, gemessen an einer Klippe am Osthang des Wippertales, nördlich der Klippmühle.

0—0,5—1,5—3—7—15 (—18)%

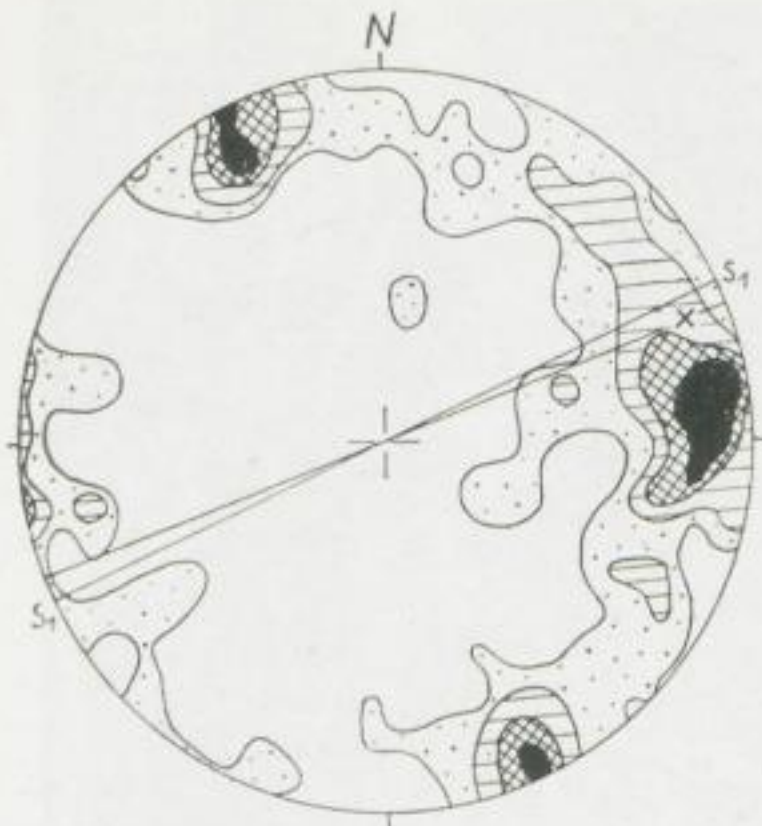


Bild 21. 300 Klüfte. Diabasbruch östlich der Rammelburg, am Ostufer der Wipper. B-Achse mit Vertikalprojektion eingetragen, ferner die Streichrichtung der Klüfte, die der Schieferung s_1 im Nebengestein entsprechen. 0—1—2—3—4 (—5,6)°



Bild 22. 183 Klüfte. Diabasbruch am SW-Hang der Höhe 306,6; 1 km nordwestlich Gräfenstuhl, Blatt Leimbach. 0—1—2—3—5—11 %

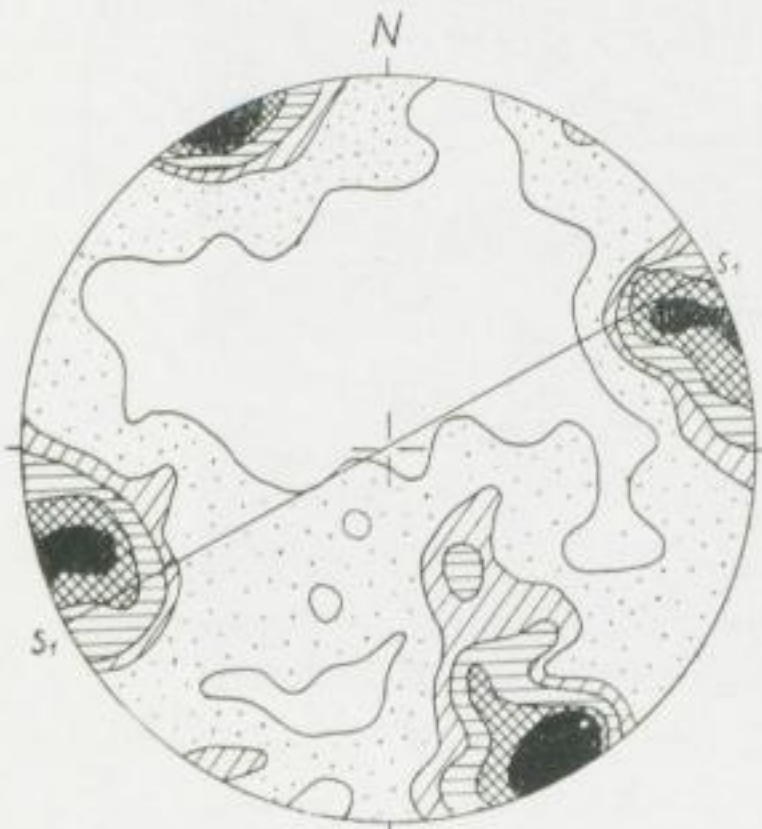


Bild 23. Klüftung und Schieferung im Grünschieferbruch an der Bahnlinie südlich der Klippmühle. 500 Messungen. 0—0—1—2—4—6—11%

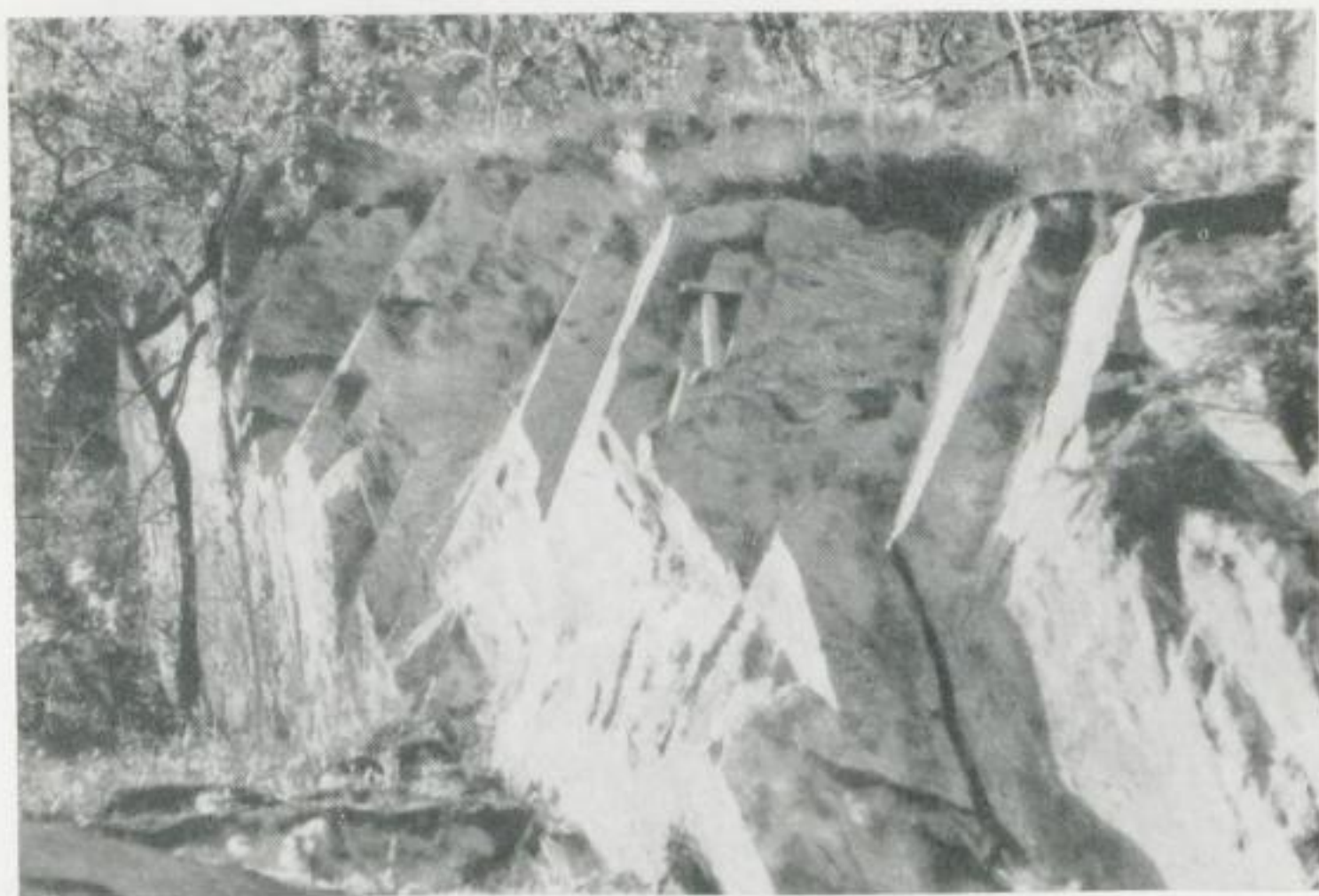


Bild 24. Zweischarig ausgebildete Querklüftung im Grünschieferbruch an der Bahnlinie südlich der Klippmühle, Blatt Mansfeld. Blick nach Südosten

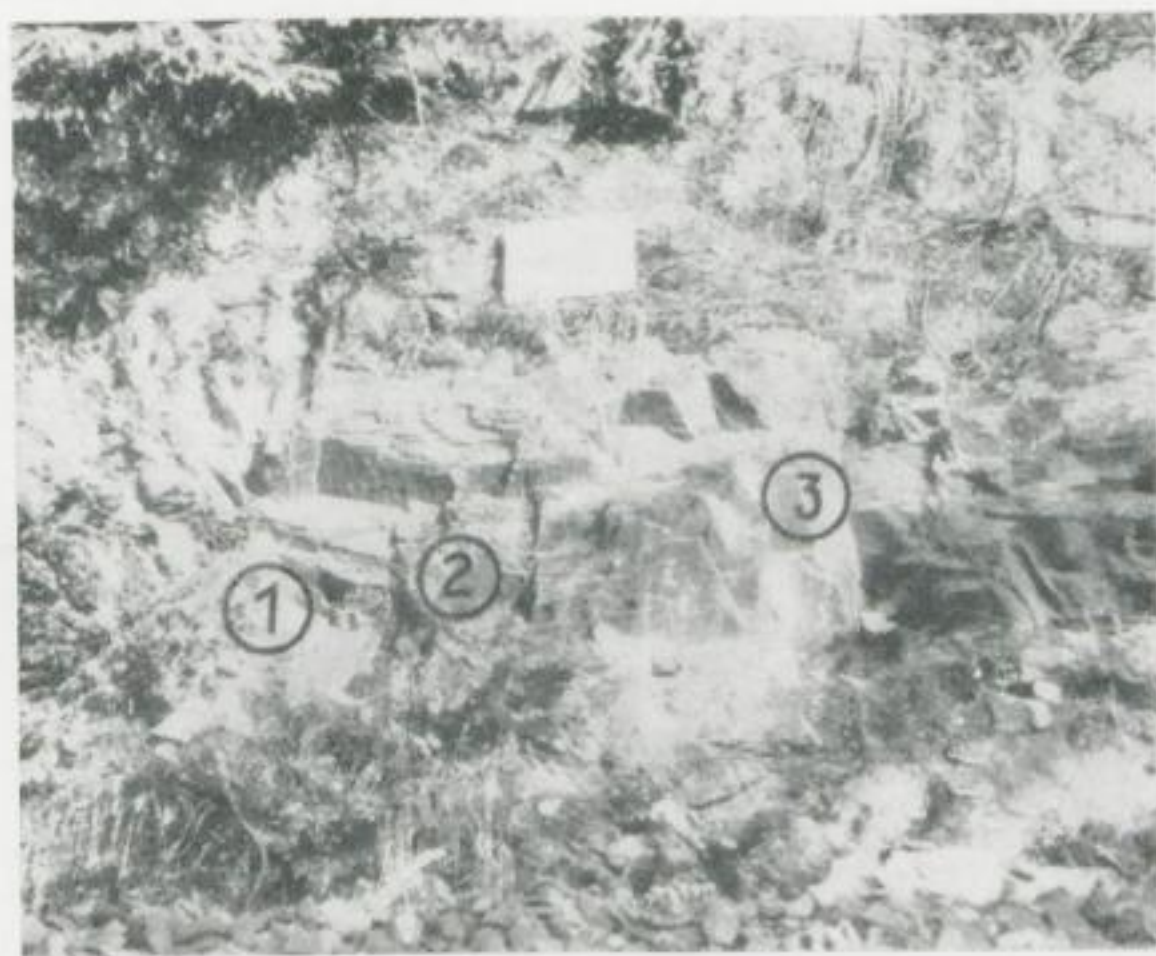


Bild 25. Meßbereich zu Bild 26. Die umrandeten Zahlen markieren die Stellen, an denen die Schichtung gemessen wurde. Bahneinschnitt an der Herrenmühle, 8 m westlich Bahnkilometer 6,6; Blatt Wippra

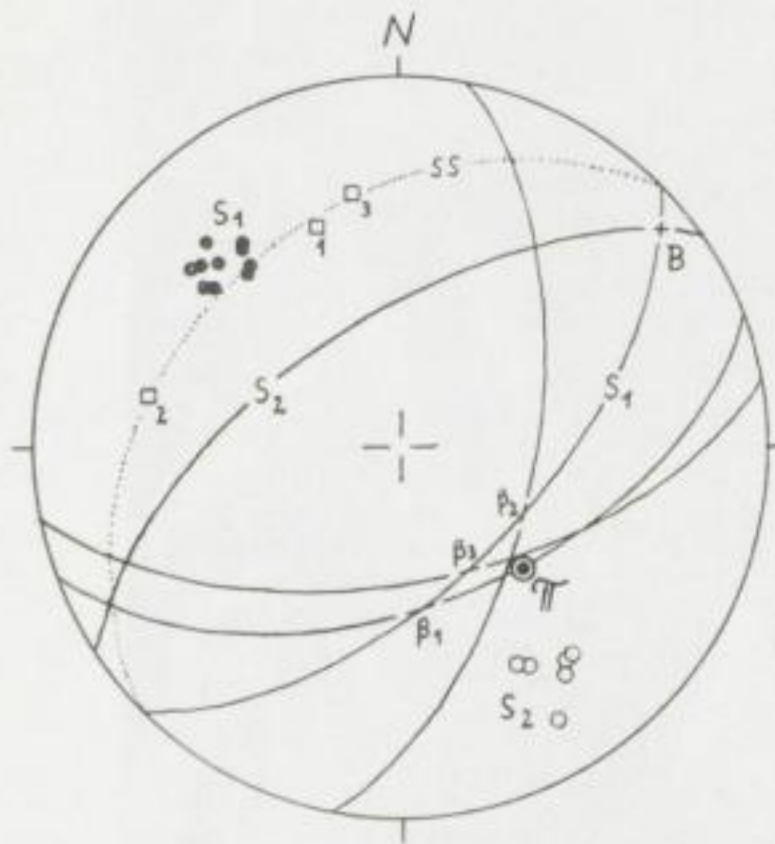


Bild 26. Sammeldiagramm der tektonischen Elemente aus dem Bereich des Bildes 25.

$$\begin{aligned} s_1 &= 45^\circ/60^\circ\text{S} \\ s_2 &= 57^\circ/62^\circ\text{N} \\ B &= 51^\circ/9^\circ\text{O} \\ H &= 135^\circ/51^\circ\text{S} \end{aligned}$$

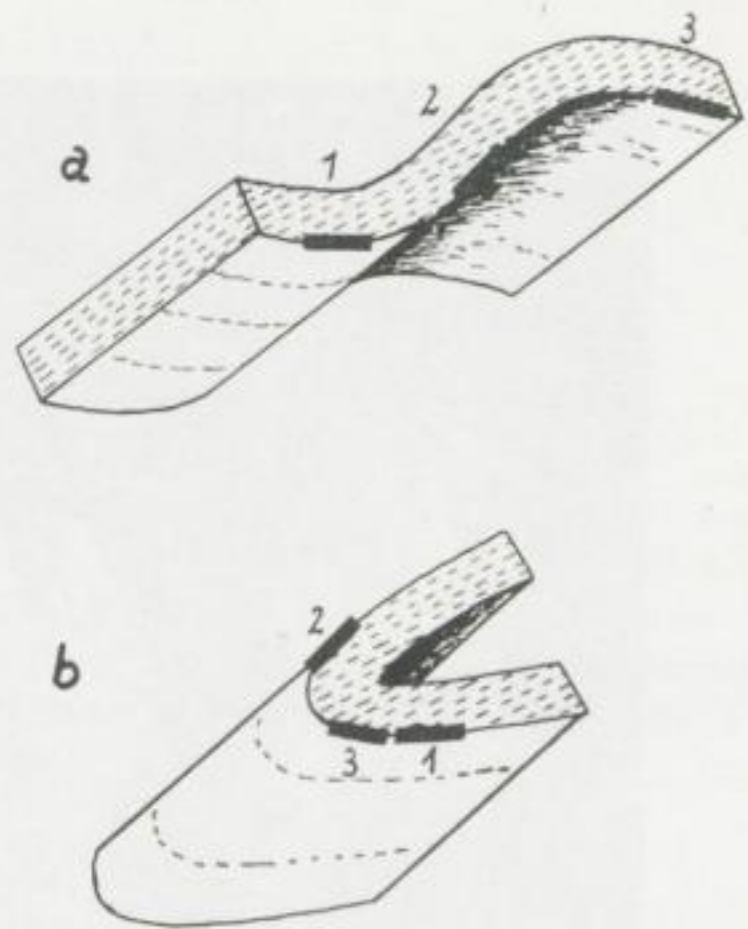


Bild 27. Schematische Darstellung des Verlaufs der Schichtung im Bahneinschnitt an der Herrenmühle: a) wirkliche Verhältnisse b) Interpretation M. LUSZNATS. Die s_1 -Schieferung ist durch unterbrochene Linien dargestellt. Lage und Anordnung der Meßpunkte wie auf den Bildern 25 und 26



Bild 28. Faltung und Transversalschieferung im Diabaskontakt. Schichtung durch weiße Striche markiert. Umbiegungsstelle des Weges, der dicht südlich der Klippmühle von der Straße abzweigt, in südlicher Richtung noch ein Stück parallel läuft und dann nach NO umbiegt.



Bild 29. Blick nach NO auf den westlichsten Teil des Aufschlusses am Wege von Biesenrode nach der Rammelburg, 700 m westlich von Biesenrode. Fl. Qu. = flaserig geschieferter Quarzit, arm an Serizit und Chlorit, ohne Schichtung. S.-Chl.-Qu. = Serizit-Chlorit-Quarzit mit deutlicher Schichtung und kaum erkennbarer Schieferung

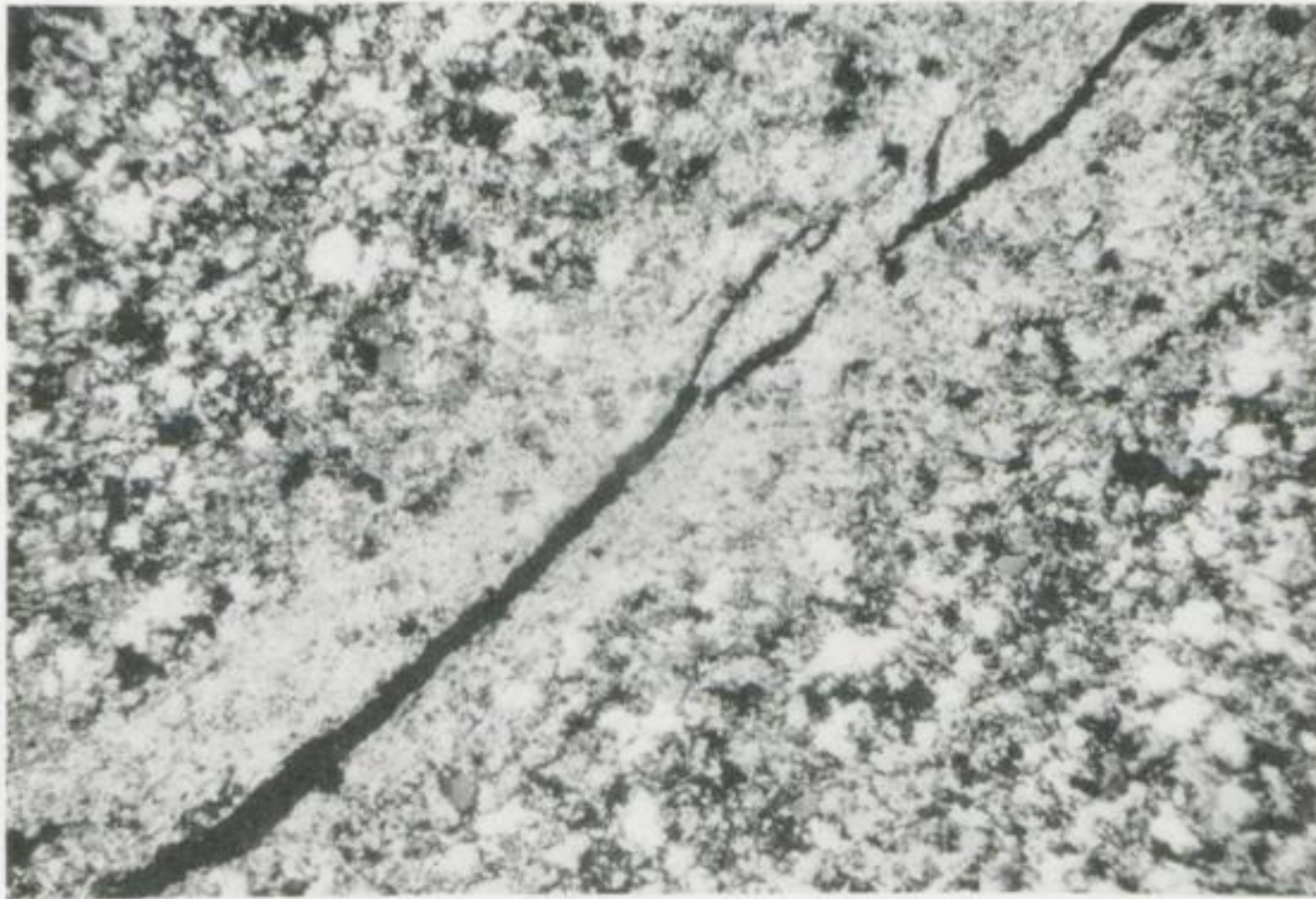


Bild 30. Starke Anreicherung von Muskovit an der Schieferungsfläche. Flaserig geschieferter Quarzit aus dem Bereich des Bildes 29. Schliff ist auseinandergerissen. Schliff \perp Schieferung, + Nic. Vergr. 35fach

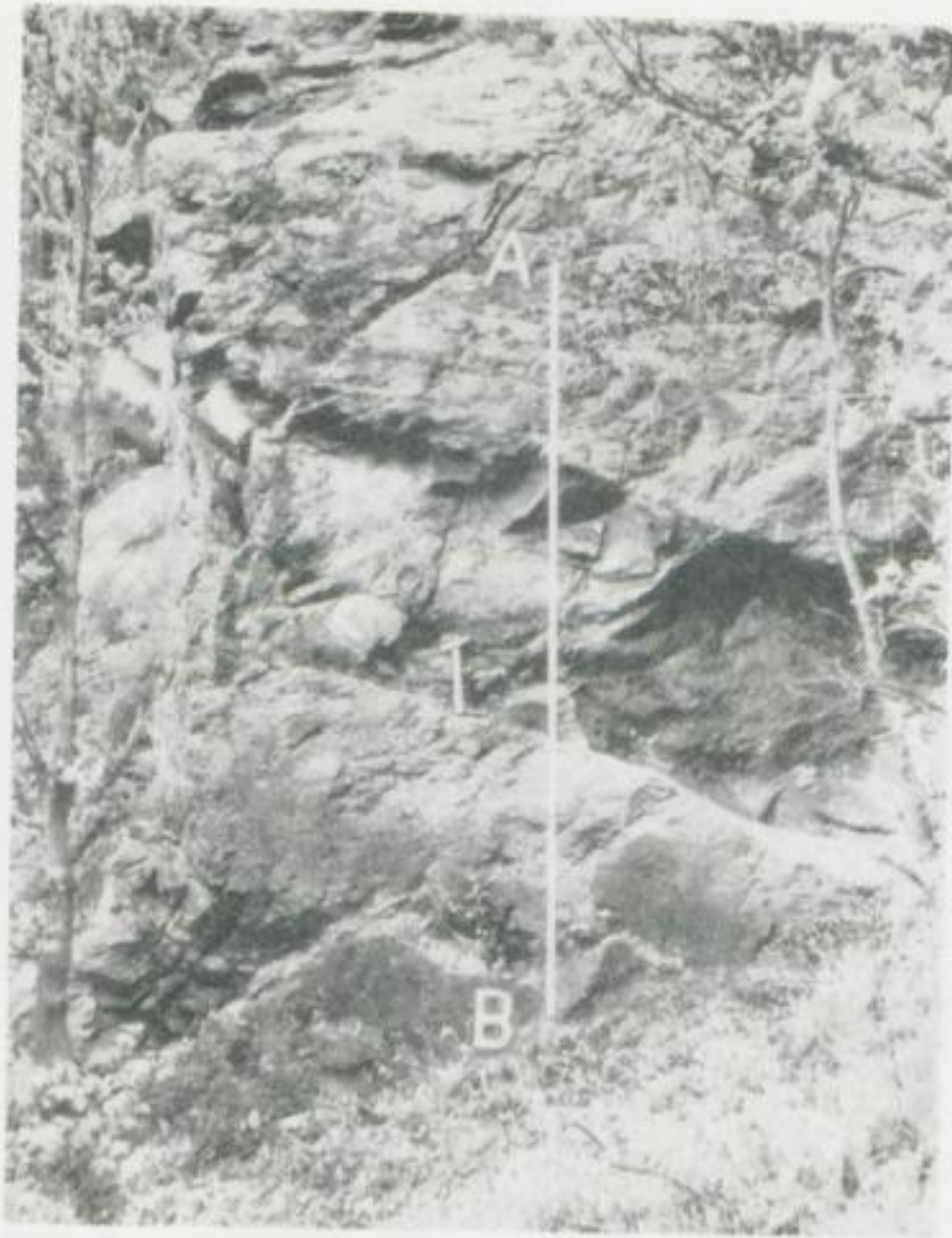


Bild 31a. Gleicher Aufschluß wie Bild 29, aber Blickrichtung nach NW. Die linke Aufschlußkante entspricht der rechten Aufschlußkante des Bildes 29

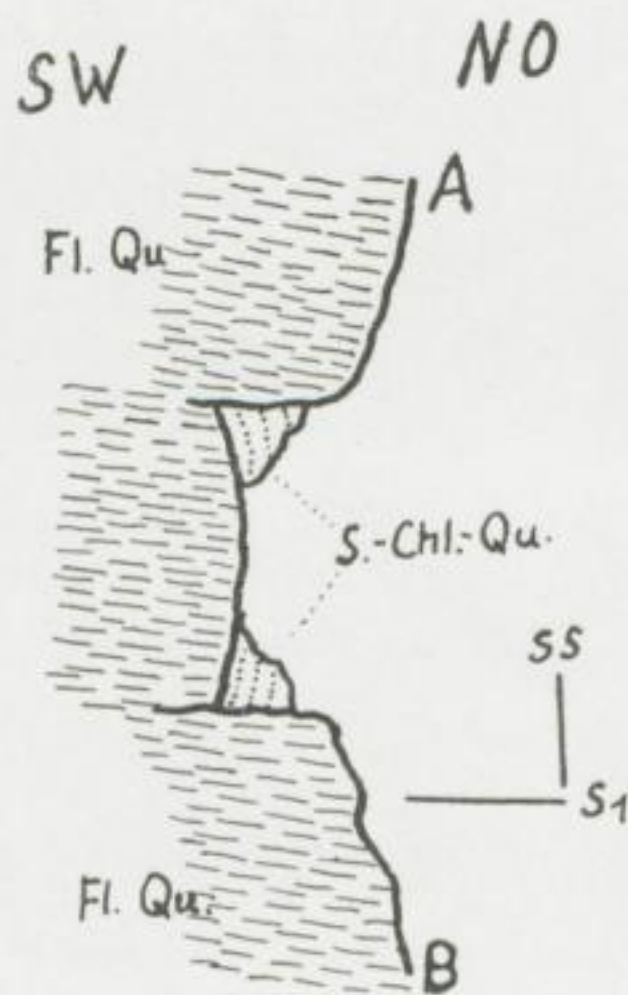
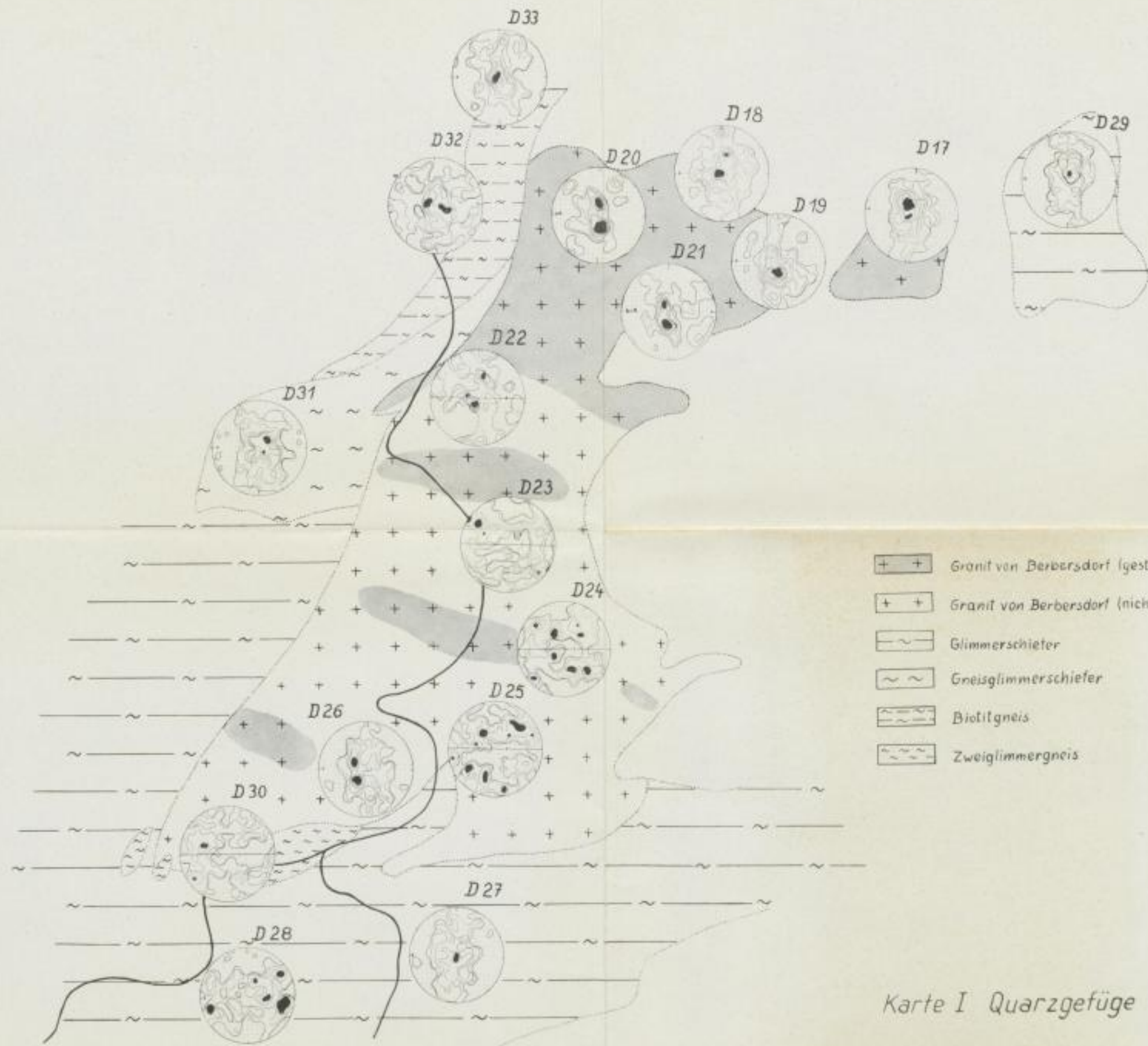
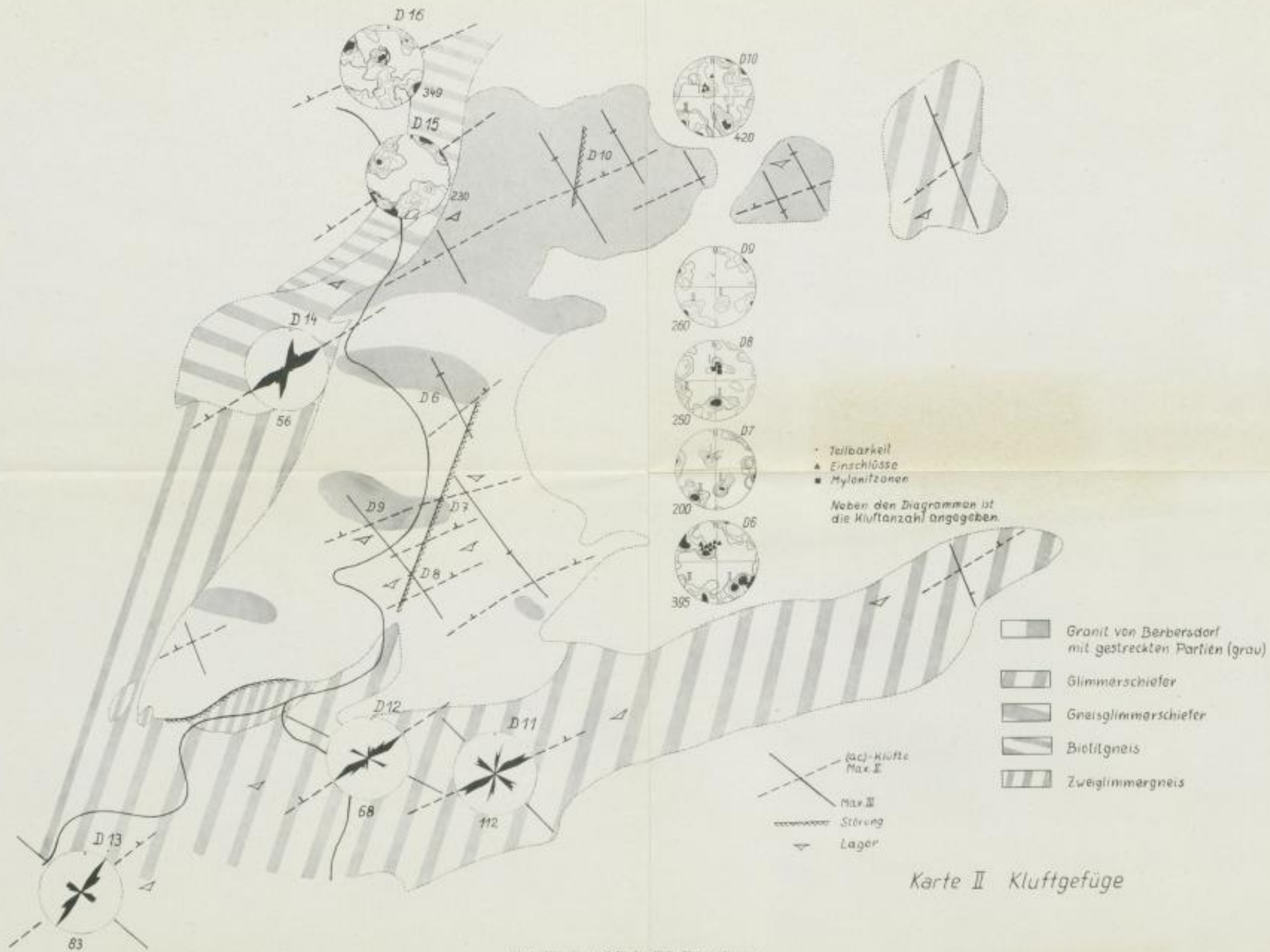


Bild 31b. Profil durch Bild 31a, senkrecht zur Bildebene.
 Fl. Qu. = flaserig geschieferter Quarzit, arm an Chlorit u. Serizit, ohne Schichtung. S.-Chl.-Qu. = Serizit-Chlorit-Quarzit mit deutlicher Schichtung und kaum erkennbarer Schieferung



Karte I zu Blatt: Gefügekundliche Untersuchungen



Karte II Kluftgefüge

Karte II zu Blatt: Gefügekundliche Untersuchungen



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Karte III Achsengefüge
(Faltenachsen und Lineationen)

Karte III zu BEHR: Gefügekundliche Untersuchungen



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



v



FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 56

GEOLOGIE

EWALD VON HOYNINGEN-HUENE

Salztektonik und Auslaugung im Gebiet der Mansfelder Seen

Format 17×24 cm — 57 Seiten — 25 Bilder — 3 Tabellen — DM 8,—

Die anhaltenden schweren Senkungsschäden im Kreise Eisleben waren Anlaß zu umfangreichen Untersuchungen des in Ablaugung begriffenen Scheitels des Teutschenthaler Sattels. Bei Auswertung der Bohr- und Kartierungsergebnisse wurde ein sehr detailliertes Bild des Teutschenthaler Salzsattels gewonnen sowie interessante Zusammenhänge zwischen Ablaugungszyklen und vorhergegangenen Salzinjektionen und des dynamischen und zeitlichen Ablaufs dieser Vorgänge festgestellt. Es ergab sich, daß die maximalen und die ungleichmäßigen Senkungsgeschwindigkeiten an den Salzspiegelrändern und im Bereich von Störungen auftreten und daß die Morphologie diese Prozesse sehr genau und charakterisierend abbildet. Eine eingehende Behandlung ist den gestörten und reaktivierten Salzspiegeln gewidmet. Die Arbeit dient dem praktischen Ziel, Grundlagen für die Beurteilung der Standsicherheit von Bauwerken in Auslaugungsgebieten zu finden.

1959

A K A D E M I E - V E R L A G . B E R L I N