

FREIBERGER
FORSCHUNGSHEFTE

C 99

GEOLOGIE

JOACHIM HOFMANN

**Ein Beitrag zur Tektonik
des Halbhorstes von Netzschkau**

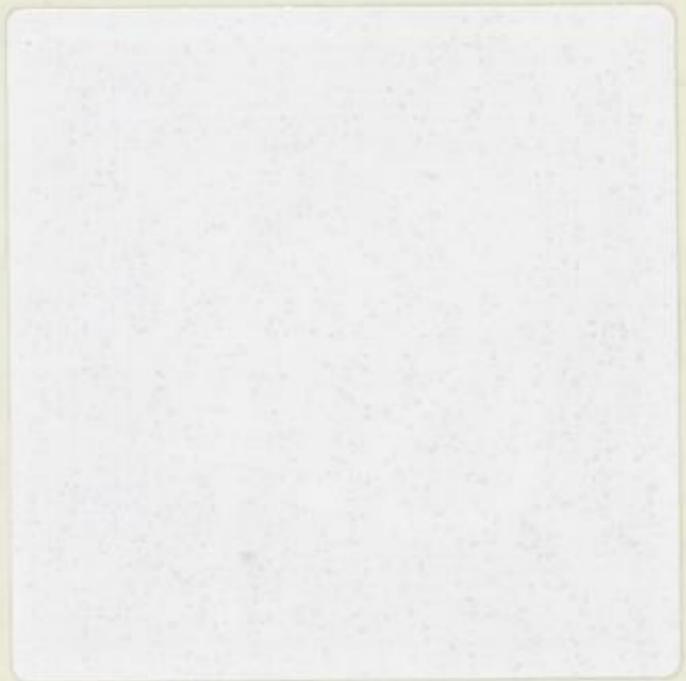


FFH

C 99 ♀

BERGAKADEMIE-VERLAG BERLIN

1961



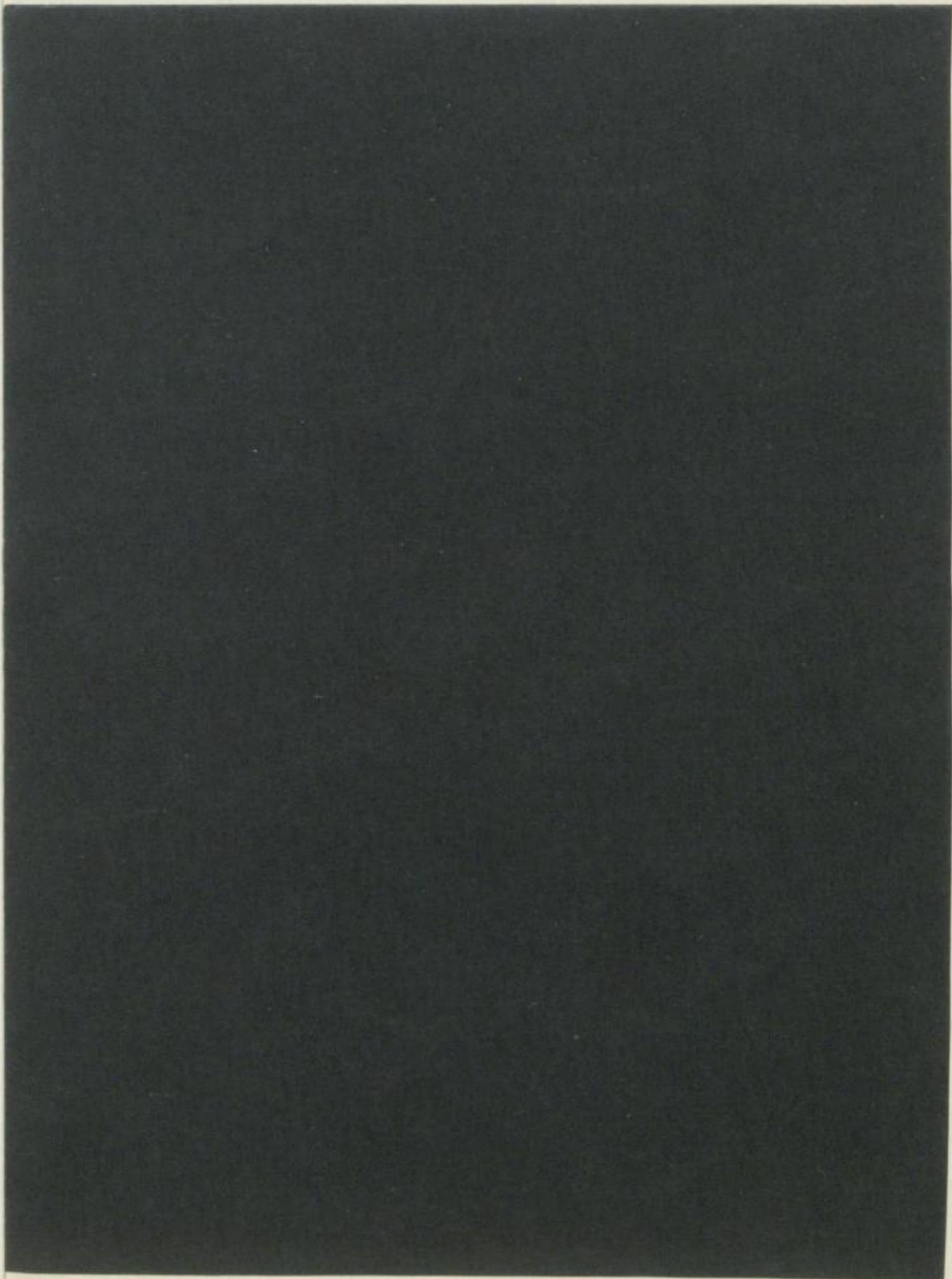
TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142 . C99 F 8 f

FREIBERGER FORSCH

C 99



FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 99

GEOLOGIE

Ein Beitrag zur Tektonik des Halbhorstes von Netzschkau

Von

JOACHIM HOFMANN



Akademie-Verlag · Berlin

Freib. Forsch.-H.	C 99	S. 1—49	28 Bilder	2 Anlagen	5 Tafeln	3 Tab.	Berlin, April 1961
-------------------	------	---------	-----------	-----------	----------	--------	--------------------



XVI 1142 f
C 99

Das Manuskript wurde am 11. 10. 1960 zur Veröffentlichung eingereicht.

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. habil. O. Oelsner. — Chefredakteur: Dipl.-Ing. M. Wolf, Freiberg, Klubhaus der Bergakademie, Aug.-Bebel-Str. 5 (Fernruf 2497, Telex 057 8535). — Verlag: Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Str. 3–4 (Fernruf 22 04 41, Telex 011 773), Postscheckkonto 35 021. — 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: 6,20 DM. Bestell-Nr. 2062/C 99. Vertrieb: In der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; in Westdeutschland durch den Buchhandel (Auslieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart S, Wilhelmstr. 4–6); im gesamten Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import, GmbH, Leipzig C 1, Postschließfach 276, oder den Verlag. — Gesamtherstellung: Druckhaus: „Maxim Gorki“ Altenburg. — Lizenz-Nr. 202 · 100/653/61 — Printed in Germany. Alle Rechte vorbehalten. — ES 18 F 2.
Kartengenehmigung des MfI der DDR: 6102.

VORWORT

Die Deutung des tektonischen Baues geologischer Einheiten bzw. des Verhältnisses mehrerer Einheiten zueinander wird oft dadurch erschwert, daß die Erfassung der „dritten Dimension“, der Teufenfortsetzung, mangels entsprechender Aufschlüsse unmöglich ist. Die Interpretation mit allen ihren Unsicherheiten beginnt bereits beim Versuch, das flächenhafte Bild der Beobachtung in eine räumliche Vorstellung zu übertragen.

Diese Schwierigkeit schien lange Zeit von grundlegendem Charakter zu sein, und die einzige Möglichkeit, sie zu überwinden, wurde im Analogieschluß zu anderen ähnlich gebauten, besser aufgeschlossenen Gebieten gesehen. Dieser methodische Kunstgriff erfordert allerdings bereits die Annahme einer Grundvorstellung, die vorweggenommen ist und ihrerseits bereits die Deutung maßgeblich beeinflußt.

Durch die Arbeiten von B. SANDER und W. SCHMIDT hat sich die Situation grundlegend geändert. Es wird dadurch dem Geologen die Möglichkeit eröffnet, auf methodisch einwandfreiem Wege ein räumliches Bild der tektonischen Vorgänge auch dort zu erhalten, wo das Fehlen größerer Aufschlußhöhen die unmittelbare Beobachtung unmöglich macht.

Das Grundsätzliche der Methodik SANDERS und SCHMIDTS, also der Gefügeanalyse, mit der die Dimension vom Mikroskop bis zum Orogen-Profil erfaßt wird, ist darin zu sehen, daß die beobachtbaren stofflichen Abbilder eines kinematischen Vorganges, die Gefügeelemente, zur Rekonstruktion des sie erzeugenden Prozesses benutzt werden.

In dieser methodischen Grundkonzeption sind bereits zwei wesentliche Punkte enthalten, deren Nichtbeachtung eine Überforderung der Aussagesicherheit und -möglichkeit der durch sie gewonnenen Ergebnisse mit sich bringt.

Zum ersten können nur solche Gefügeelemente miteinander in eine deutbare Verbindung gebracht werden, die *einem* mechanischen Geschehen angehören. Diese Voraussetzung ist nicht immer gegeben, bzw. in vielen Fällen ist eine klare Entscheidung darüber nicht immer möglich. So erfassen z. B. Klüftrosen, die in vielen tektonisch gerichteten Arbeiten zu finden sind, in den meisten Fällen automatisch alle Klüfte eines bestimmten Gebietes ganz unabhängig davon, wann sie entstanden sind und ob sie einem System oder mehreren mechanischen Systemen angehören. Eine solche Statistik ist wertlos. Damit wird man zum Beispiel östlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone bei einer genügenden Zahl von Messungen immer ein Maximum in NW bekommen, wenn das zu vermessende Gebiet nicht allzu klein ist. Hierin äußert sich letzten Endes nur der in nachkambrischer Zeit stets vorhandene Einfluß des Westrandes des Fennosarmatikums. Innerhalb der Mittelmeer-Mjösen-Zone wird großstatistisch die N-S-Richtung vorherrschen müssen. Die Zahl der Beispiele ließe sich noch beliebig vermehren. Der Grund für diese Unsicherheit bzw. das häufige Versagen der klüftstatistischen und

allgemein gefügeanalytischen Methode liegt in der Tatsache begründet, daß ihr ein Zeitparameter fehlt. Gewiß kann man oft das Alter der Gefügeelemente durch Beobachtung sichern, aber es ist nie zu unterscheiden, wie groß der Zeitabstand ist; abgesehen von der Möglichkeit, daß eine zeitliche Differenz auch materialbedingt sein kann. Der oft begangene Weg, auf Grund regionaler Überlegungen die Richtung von Gefügeelementen altersmäßig auszuwerten, ist sehr bedenklich und kann zu einem Kofferschluß führen. Der zweite Punkt, der von B. SANDER oft betont, aber ebenso oft auch überhört wird, ist in der Tatsache begründet, daß die gefügeanalytische Methode grundsätzlich zu einem kinematischen Bild führt, aber an sich keinen dynamischen Aussagewert besitzt. Mit allen Aussagen über Kräftepläne aus gefügeanalytischen Angaben ist die ihr zugrunde liegende Methodik überfordert. Bedenklich sind auch Versuche, gefügeanalytische Ergebnisse in bezug auf Vergenzen auszuwerten. Ein tektonischer Großvorgang resultiert aus Differentialakten, und der Schluß vom Differential auf den Hauptvorgang, wie er in der gleichfalls zur Gefügekunde gehörenden Kleintektonik geübt wird, ist stets bedenklich. Man sollte sich dabei der mehrfach von B. SANDER betonten Tatsache bewußt bleiben, daß bei einem tektonischen Vorgang in allen seinen Teilen, zum gleichen Zeitpunkt, nur das Symmetrieverhältnis ein Gleiches, d. h. für die gesamte zusammengehörige Formenmannigfaltigkeit, konstant ist. Aussagen über die Vergenz des großtektonischen Vorganges können aus gefügeanalytischen Daten auch mit einer ausgeklügelten Statistik oder Methodik nicht abgeleitet werden. Tektonische Schlußfolgerungen, die auf dieser Basis bezogen werden, sind entweder nur für einen engbegrenzten Bereich gültig oder stellen Verdeutlichungen der Vorstellungen des Autors dar.

Es kommen aber zu diesen grundsätzlichen Grenzen der gefügeanalytischen Methodik noch weitere hinzu. In wenig aufgeschlossenen Gebirgstteilen stehen dem Aufnahmegeologen als Beobachtungsobjekte oft nur eine bestimmte Anzahl aus der Vielfalt der die Einheit zusammensetzenden Gesteine zur Verfügung. Er gewinnt seine gefügeanalytischen Ergebnisse dann nur aus einem Typ oder sehr wenigen Gesteinstypen, denen gewisse mechanische Eigenschaften zukommen. Das gewonnene Bild erscheint dann sehr einheitlich und verleitet zu einer dynamischen Deutung, obwohl jedem Gefügeanalytiker bekannt ist, wie stark die mechanischen Eigenschaften die Entwicklung der Gefügeelemente beeinflussen bzw. deren Entwicklung bedingen. Da zahlenmäßige Angaben über diese Abhängigkeit z. Z. noch fehlen, liegt hier eine erhebliche Fehlerquelle vor. Es müßte, um diesem Umstand Rechnung zu tragen, als eine Selbstverständlichkeit erscheinen, den Geltungsbereich gefügeanalytischer Ergebnisse nicht nur räumlich, sondern auch hinsichtlich des Stoffes festzulegen. Oft schleicht sich z. B. bei der Auswertung des Flächengefüges eines größeren Raumes der Fehler ein, eine materialbedingte Änderung in der Lage der Schieferungsflächen tektonisch zu deuten.

Wenn in der vorliegenden Arbeit von J. HOFMANN trotz aller Bedenken die Bearbeitung eines tektonisch interessanten Gebietes auf gefügeanalytischer Basis vorgelegt wird, so geschieht dies einmal deshalb, weil jede Beobachtung unabhängig von ihrer Deutung einen Wert hat und behält; zum anderen, weil die vorliegende Arbeit eigentlich den umgekehrten Weg geht, d. h. in den gefügeanalytischen Ergebnissen eine Bestätigung für eine geologisch gewonnene Meinung findet, der man zustimmen kann.

Prof. Dr. rer. nat. A. WATZNAUER

I N H A L T

Einleitung	9
Stratigraphische und tektonische Übersicht.	10
Die Stratigraphie des Altpaläozoikums.	10
Die Querschwelle von Greiz	10
Die Tektonik im Gebiet zwischen der Südostflanke des Bergaer Sattels und den Plauenschen Bögen	13
Die Falten tektonik	13
Die Bruch tektonik	15
Arbeitsmethode.	16
Die Umgrenzung des Halbhorstes von Netzschkau	18
Die Struktur des Halbhorstes von Netzschkau	20
Die Zone der Südostvergenz	20
Groß tektonik	20
Das Falten bild	22
Die Lage der Faltenachsen	23
Die Schieferung	23
Die Lage der Transversalschieferung	24
Die Klüftung	25
Störungen	26
Flache, antiklinalartige Lagerung des Altpaläozoikums im Nordwestteil des Halbhorstes	27
Das Falten bild	27
Die Schieferung	30
Die Schnittkante zwischen Schichtung und Schieferflächen des s_2 -Typs („Runzelung“)	32
Disharmonische Faltung in den Phycodenschichten	32
Das Schwerebild im nordvogtländischen Gebiet	36
Zusammenfassung.	40
Literatur	41

EINLEITUNG

Vorliegende Arbeit enthält in gekürzter und überarbeiteter Form die Ergebnisse einer 1957 am Geologischen Institut der Bergakademie eingereichten Diplomarbeit. Die Anregung zu diesen Untersuchungen verdanke ich Herrn Professor Dr. W. SCHWAN, Berlin.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. WATZNAUER, und Herrn Prof. Dr. W. SCHWAN bin ich für Unterstützung bei der Durchführung der Arbeit zu großem Dank verpflichtet. Herr Professor Dr. A. WATZNAUER übernahm auch die Durchsicht des Manuskriptes, das in dieser Form im Mai 1960 abgeschlossen wurde.

Der varistisch angelegte, erzgebirgisch streichende Bau des thüringisch-vogtländischen Paläozoikums wird von zahlreichen, von Brüchen begrenzten Querstrukturen unterbrochen. Ihr markantester Vertreter ist die Frankenhäuser Querzone zwischen dem Schwarzbunger und dem Bergaer Sattel. Ähnliche Elemente sind jedoch auch aus dem Gebiet Mühltröf-Schleiz und aus dem Raum der Vogtländischen Mulde zwischen Greiz und Netzschkau bekannt.

Die Genese dieser Querelemente ist umstritten. Ältere Autoren, wie K. TH. LIEBE, E. ZIMMERMANN, E. LORETZ, sahen, gestützt auf das teilweise aus der erzgebirgischen Richtung abweichende Nord-Süd- oder Nordwest-Südost-Streichen des Schicht- und Schieferungsflächengefüges, hercynisch streichende, mehr oder weniger großwellige Falten, die den erzgebirgisch streichenden Faltenbau überlagern und in ihrer Anlage jünger als dieser sein sollten. F. DEUBEL plädierte 1927 für eine präkulmische (bretonische) Anlage der Querkaltung im Bereich der Frankenhäuser Querzone. E. SPENGLER übertrug diese Anschauung 1949 auf weitere Teile des ostthüringisch-vogtländischen Raumes.

Diesen Deutungen steht die von H. SCHOLTZ (1930), H. KORN (1938) und W. SCHWAN (1956) vertretene Auffassung gegenüber, nach der diese Querelemente, speziell die Frankenhäuser Querzone, einen Bereich reger Kippschollentektonik über einer alten, prävaristisch angelegten Schwächezone von lineamentärem Charakter darstellen. Tatsächlich sind im Bereich der erwähnten Querstrukturen keine linearen tektonischen Elemente hercynischer Orientierung nachgewiesen worden.

Vorliegende Arbeit hat den Halbhorst von Netzschkau (E. SPENGLER 1949) im Gebiet der Vogtländischen Mulde zwischen den Städten Netzschkau und Greiz im nördlichen Vogtland zum Gegenstand. Aufgabe war es, mit Hilfe der kleintektonisch-gefügekundlichen Methode im megaskopischen Bereich die innere Struktur des Halbhorstes von Netzschkau zu untersuchen und damit zur Klärung der Frage „Querkaltung oder Kippschollentektonik?“ beizutragen.

STRATIGRAPHISCHE UND TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Der Halbhorst von Netzschkau stellt eine horstartige, quer zum erzgebirgisch streichenden Faltenbau verlaufende Hochscholle dar, die an ihren Flanken von herzynisch streichenden Brüchen gegen den Kulm der Vogtländischen Mulde abgegrenzt wird. Dieses Querelement unterbricht den Kulm der Vogtländischen Mulde und teilt ihn in zwei ungleiche Teile: in die große Kulmmulde von Mehltheuer im SW und den kleinen Kulmkomplex von Kahmer (E. SPENGLER) im NE des Halbhorstes. Beide Gebiete stehen nur im Raum um Greiz über einen schmalen Kulmstreifen zwischen der SE-Flanke des Bergaer Sattels und dem NW-Rand des Halbhorstes von Netzschkau miteinander in Verbindung.

Die Stratigraphie des Altpaläozoikums

Im nordwestlichen Teil des Halbhorstes von Netzschkau streichen Phycodenschichten mit verschieferten prävaristischen Magmatiten, Gesteine der Gräfenthaler Serie und tieferes Oberdevon zu Tage aus, während im südöstlichen Teil neben Phycodenschichten und Gesteinen der Gräfenthaler Serie auch Gotland, Unter- und fragliches Mitteldevon vorhanden sind.

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die in Hinblick auf das Oberdevon und Unterkarbon noch wenig bekannte Schichtenfolge.

Die Querschwelle von Greiz

Das angegebene Normalprofil des Altpaläozoikums wird im nordwestlichen Teil des Halbhorstes von Netzschkau durch eine Schichtlücke zwischen Phycodenschichten und höherem Oberdevon in tuffitischer Fazies geändert.

Diese Schichtlücke ist 400 m nordwestlich der Göltzschtalbrücke bei Mylau am W-Hang des Göltzschtals in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen [56, S. 49]. Über grauem, quarzitstreifigem Phyllit der Phycodenschichten liegt mit schwacher Winkel-diskordanz gebänderter Schalstein (Tafel I, Bild 1). R. SCHÖNENBERG [46, S. 41] erwähnt einen weiteren Aufschluß aus dem unteren Göltzschtal am Kilometerstein 3,0 der Straße Mylau-Greiz, in dem tuffitisches Oberdevon mit Phyllitgeröllen über Phycodenschichten lagert. Der Aufschluß ist z. Z. überrollt und nicht mehr zugänglich.

Auch aus dem unteren Tal des Friesenbaches und vom S-Rand des Dorfes Reuth ist die Schichtlücke beschrieben worden [56, S. 49 und 53]. Auf Grund des Vorkommens von Geröllen prävaristischer Magmatite aus dem Kern des Bergaer Sattels in tief-oberdevonischen Tuffiten auf den Blättern Zwickau—Werdau, Planitz—Ebersbrunn, Treuen und Plauen—Pausa und den sich daraus ergebenden Schüttungsrichtungen aus nordöstlicher bzw. südwestlicher Richtung hat bereits R. EIGENFELD [8] ein etwa

Tabelle 1. Übersicht über die Schichtenfolge des nördlichen Vogtlandes nach H. R. v. GAERTNER, K. PIETZSCH, R. SCHÖNENBERG, A. TRÖGER

Sudetische Phase		
Unterkarbon	Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine; Tonschiefer im Hangenden stark zurück- tretend Lücke im höchsten Famenne bzw. im unteren Unterkarbon	} mehrere 100 m
Famenne (teilweise)	Graue und rote Schiefer Kalkknotenschiefer	} 15—20 m (b. Elsterberg)
Frasne	Flaser- und Knollenkalke Diabase, Tuffe und Tuffite	
Reussische Bewegungen		
Mittel- und Unter- devon	Block- und Schwärzschiefer Tentaculitenschichten	etwa 250 m
Gotland	Oberer Graptolithenschiefer Ockerkalkgruppe Unterer Graptolithenschiefer	} ca. 60 m
Ordovizium	Oberer Schiefer (Lederschiefer) Hauptquarzit Unterer Schiefer (Griffelschiefer)	} etwa 400 m
	Phycodenserie (Tonschiefer und Quarzite) (Porphyroide)	} über 600 m

NW—SE verlaufendes Abtragungsgebiet im tieferen Oberdevon I am NE-Ende des Bergaer Sattels abgeleitet — die „Greizer Querschwelle“ (R. SCHÖNENBERG [46, S.40]).

Die größte Hebung im Bereich der Querschwelle soll nördlich Greiz im Schnittpunkt der Achsen der Greizer Querschwelle und der NE—SW verlaufenden Greizer Schwelle stattgefunden haben. Für diesen Punkt wird von R. SCHÖNENBERG ein Hebungsbetrag von 2000 m, für das Gebiet des unteren Göltzschtales von 1000 m angegeben [46, S. 42].

Der letzte Wert ist wahrscheinlich zu hoch. Nach vorsichtiger Rechnung (450 m Gräfenenthaler Serie, 70 m Gotland und 250 m Unter- und Mitteldevon) läßt sich für das Gebiet des unteren Göltzschtales ein Hebungsbetrag von etwa 750 m angeben. Dieser Wert dürfte sich noch um einige Meter erhöhen, wenn die zum geringen Teil mit abgetragenen Phycodenschichten berücksichtigt werden. Die Greizer Querschwelle war offensichtlich ein flach nach SW und NE unter den Meeresspiegel abtauchendes Hochgebiet. Als Beweis für diesen Schwellen- bzw. Untiefencharakter wird übergreifende Lagerung von Oberdevon I über Unter- und Mitteldevon bei Dobia (Bl. Elsterberg) angeführt [46, S. 47]. Die Richtigkeit der Kartierung vorausgesetzt, ist bereits auf Bl. Greiz nördlich Kleingera und südöstlich Sachswitz übergreifende Lagerung von Oberdevon I auf Gesteine der Gräfenenthaler Serie möglich.

Bei diesen Betrachtungen ist allerdings nicht berücksichtigt worden, daß bereits 1 km südlich des etwa E—W verlaufenden unteren Göltzschtales im Bereich der Mulde von Netzschkau (s. Karte) Unterdevon, eventuell auch Mitteldevon [56] auftritt. Unter Beibehaltung des angenommenen Hebungsbetrages von 750 m müßte für den SE-Rand der Greizer Querschwelle ein Schichtausfall und damit eine Hebung von 750 m auf eine Horizontalentfernung von 1,0 bis 1,5 km angenommen werden.

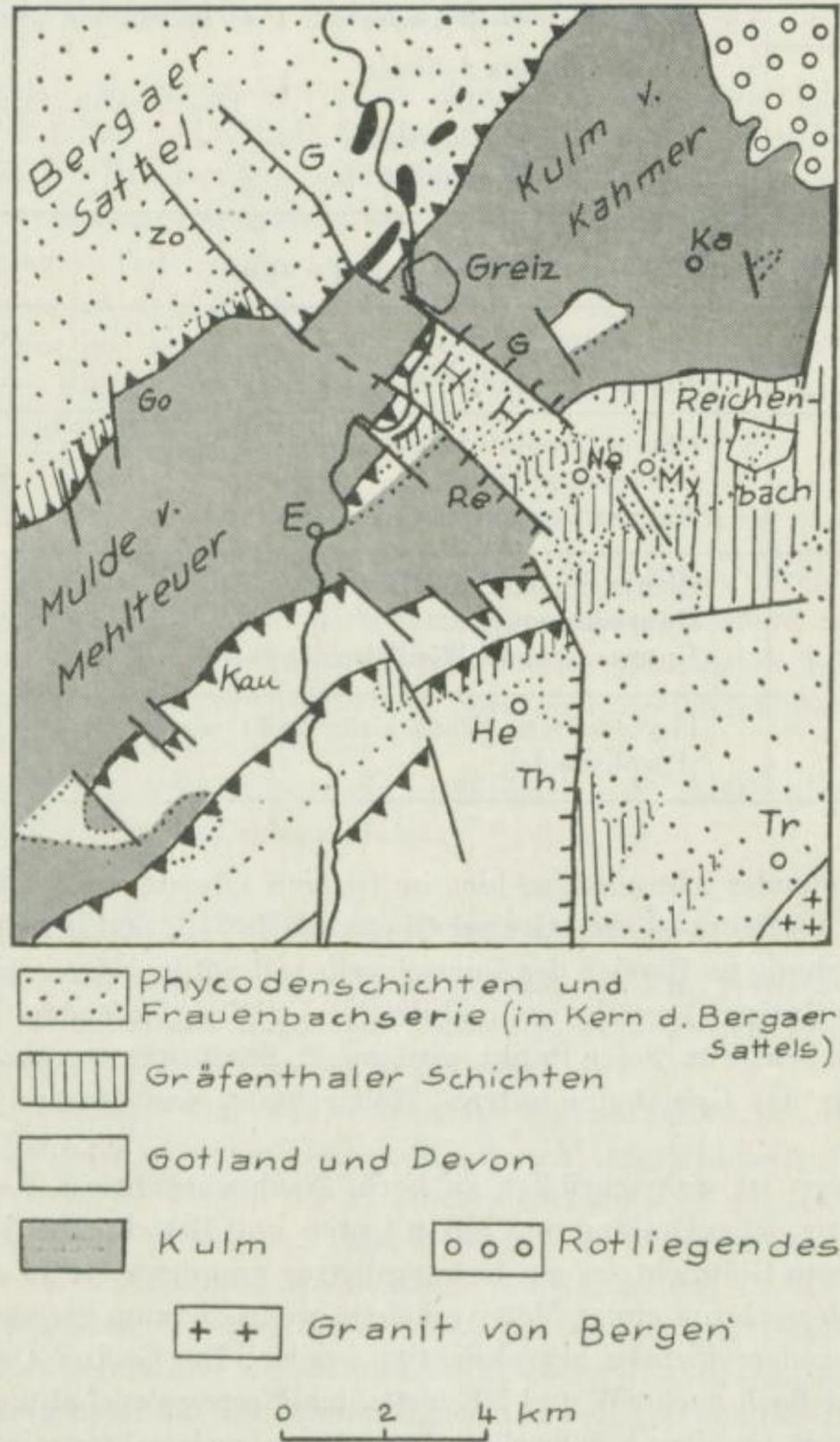


Bild 1. Geologische Übersichtskarte des ostthüringisch-nordvogtländischen Gebietes. Gö — Göttinger Störung, Kau — Kauschwitzer Störung, Th — Thossfeller Störung, Re — Reuther Störung, G — Göltzschtalverwerfung, Zo — Zoghaus-Untergrochlitzer Störung, Go — Gommlauer Störung. H. H.-Halbhorst von Netzschkau. — Ortslagen: E — Elsterberg, He — Herlasgrün, Ka — Kahmer, My — Mylau, N — Netzschkau, Re — Reichenbach

Es ist wenig wahrscheinlich, daß Hebungen dictyogenetischen Charakters diese Ausmaße erreichen. Möglicherweise existierte die Greizer Querschwelle bereits vor dem Oberdevon I (im Mittel- und Unterdevon) als submarine Schwelle oder Untiefe, die eine Ausbildung der einzelnen Schichtglieder in normaler Mächtigkeit verhindert hat.

Über die Lebensdauer der Greizer Querschwelle lassen sich keine genauen Angaben machen. Sicher ist nur, daß das Hochgebiet mit Beginn des Oberdevons I γ wieder Sedimentationsraum war, da die Tuffite über den Phycodenschichten in das Oberdevon I γ gestellt werden [46, S. 42]. Ob die Zeitspanne Oberdevon I α — β ausreichte, um die angegebenen Sedimentmächtigkeiten abzutragen, oder die Abtragung bereits im hohen Mitteldevon einsetzte, kann ohne genaue Kenntnis des Mitteldevons auf Blatt Greiz nicht beantwortet werden.

Die Tektonik im Gebiet zwischen der Südostflanke des Bergaer Sattels und den Plauenschen Bögen

Über die Tektonik des nördlichen Vogtlandes und des angrenzenden ostthüringischen Gebietes ist noch wenig bekannt. A. GRAUPNER [18], G. HEMPEL [61] und E. SCHROEDER [63b] bearbeiteten die Stratigraphie und Tektonik im Gebiet des Bergaer Sattels zwischen Greiz und Wünschendorf, W. MEHNER [34] die Tektonik im Bereich der SE-Flanke des Bergaer Sattels und der daran angrenzenden Teile der Kulmmulde von Mehltheuer. Die Arbeiten von E. PUFFE [39a, b] und W. JAEGER [27] beziehen sich im wesentlichen auf das südliche und mittlere Vogtland. R. SCHÖNENBERG [47] beschrieb 1952 aus dem Raum von Elsterberg einige Einzelprofile. Eine zusammenfassende Bearbeitung des gesamten thüringisch-vogtländischen Raumes gab R. v. GAERTNER (1951) [17].

Die Falten tektonik

Den angeführten Arbeiten sind folgende Angaben über den Bau des Gebietes zwischen dem Bergaer Sattel und den Plauenschen Bögen zu entnehmen:

Der Faltenbau im Bereich des Kernes und der SE-Flanke des Bergaer Sattels zeigt SE-Vergenz, die zum Faltenbild gehörenden Schieferungsflächen fallen nach NW ein. Die SE-Flanke des Bergaer Sattels wird von einer streichenden Störung (Göttengrüner Störung) vom Charakter einer mit 50 bis 60° nach NW fallenden Aufschiebung begrenzt, die sich nach SW spießwinklig von der Achse des Bergaer Sattels entfernt. Im Bereich des Elstertales bei Greiz liegt Ordovizium auf dynamometamorph verändertem Kulm der Mulde von Mehltheuer.

Der Faltenbau ist im Gebiet des NW-Flügels der Mulde von Mehltheuer südostvergent, im Gebiet des SE-Flügels herrscht jedoch NW-Vergenz [34, S. 46—48]. Im Raum von Elsterberg treten im Verein mit der NW-Vergenz des Faltenbaues nach NW gerichtete flache Überschiebungen auf, an denen z. T. Oberdevon und Kulm über Phycodenschichten liegen [34, S. 25]. Ihr markantester Vertreter ist offenbar die an der NW-Flanke des Jößnitzer Sattels auftretende „Kauschwitzer Hauptlängsstörung“ [39b, S. 354]. Diesen Überschiebungen und der den Halbhorst von Netzschkau im NW begrenzenden Aufschiebung sowie der Göttengrüner Störung ist die epizonale Beanspruchung des Kulms im Raum von Elsterberg und Greiz zuzuordnen [34, S. 50],

die auf Bl. Greiz zu einer Einstufung des Kulms als Griffel- bzw. Lederschiefer der Gräfenthaler Serie führte. Diese Ansicht wurde erst 1936 von H. ZIMMERMANN [54] revidiert.

Über die Reichweite der nach NW gerichteten Bewegung ist wenig bekannt, sie bewegt sich wahrscheinlich innerhalb des Kilometer-Bereiches. Weitreichende Deckenbewegungen, wie sie von W. MEHNER [34, S. 51] angenommen wurden, sind wenig wahrscheinlich. 1949 hat E. SPENGLER diesen Gedanken für den Kilm von Kahmer im NE des Halbhorstes von Netzschkau erneut aufgegriffen. Der Kilm, eine Scholle von etwa 12 bis 15 km², sollte „unter der Last einer höheren Decke 4 bis 5 km nach Norden“ [50, S. 14] geschleppt worden sein. Überschiebungen dieser Ausmaße sind zur Deutung des tektonischen Bildes nicht unbedingt nötig. In den vorhandenen Aufschlüssen herrscht durchweg SE-Vergenz des Faltenbildes, die einer nach NW gerichteten Bewegung entgegensteht und im Hinblick auf die große Nähe der SE-Flanke des Bergaer Sattels auch erklärlich ist.

Der Tektonik des Kulms im Bereich der Mulde von Mehltheuer stellt H. R. v. GAERTNER die Tektonik der älteren Schichten im Untergrund der Mulde von Mehltheuer speziell im Gebiet des Hirschberg-Gefeller Nebensattels gegenüber [17, S. 433f.] Altpaläozoikum — vorwiegend Tremadoc — ist in kräftige, z. T. fast isoklinale Falten gelegt. Die Achsenebenen der Falten liegen fast flach, doch scheint SE-Vergenz vor NW-Vergenz vorzuherrschen [17, S. 434, 25, S. 113]. Mit ähnlichen Verhältnissen war auch im NW-Teil des Halbhorstes von Netzschkau zu rechnen, der in streichender Fortsetzung des Hirschberg-Gefeller Nebensattels liegt. An die Kulmmulde von Mehltheuer schließt sich im SW das Gebiet der Plauenschen Bögen an. In diesem Bereich herrschen konzentrisch um ein Gebiet südlich Plauen angeordnete, allseitig flach nach außen gerichtete Überschiebungen vor, deren nordöstliche Ausläufer sich bis in die Gegend von Reichenbach [17, S. 433] erstrecken sollen. Zu den „Bögen“ dürften, zumindest genetisch, auch die nach NW gerichteten flachen Überschiebungen im Bereich des SE-Flügels der Mulde von Mehltheuer gehören.

R. v. GAERTNER [17] hat diesen fast stockwerkartigen Vergenzwechsel im Bereich der SE-Flanke der Kulmmulde von Mehltheuer auf das Hinwandern der Falten in der Tiefe in eine „Zone des Raumschwundes“ im Gebiet der Plauenschen Bögen und der Münchberger Masse zurückgeführt.

Nach Bewegungen undatorischen Charakters zwischen dem höheren Mitteldevon und dem tieferen Oberdevon (Reußische Faltung v. GAERTNERS [17, S. 29]) und bretonischen Bewegungen gleichen Charakters im Unterkarbon [32, S. 93] wurde das thüringisch-vogtländische Paläozoikum in der sudetischen Phase der varistischen Tektonogenese gefaltet. Die Faltung erfolgte in Sachsen und wahrscheinlich auch im östlichen Vogtland zwischen Unterkarbon III β und γ [36, S. 113]. Welche tektonischen Erscheinungen der sudetischen oder einer späteren Phase zuzuordnen sind, läßt sich für den thüringisch-vogtländischen Raum nicht angeben. Als gesichert kann nur die Annahme gelten, daß der Faltenbau am Ende der erzgebirgischen Phase abgeschlossen war. Die streichenden Störungen, meist Aufschiebungen, sind als Steigerung des Faltungsprozesses zu betrachten und spätestens der erzgebirgischen Phase zuzuordnen [37, S. 23].

Die Bruchtektonik

Der sudetisch angelegte und erzgebirgisch verstärkte Bau des ostthüringisch-vogtländischen Altpaläozoikums wird durch jüngere, nacherzgebirgische Brüche erheblich kompliziert. Diesen SE—NW streichenden Brüchen ist das im Bereich des Bergaer Sattels zwischen Pausa und dem Elstertal vorherrschende NE-Gefälle der Faltenachsen niederer Ordnung zuzuschreiben. Auffällig ist dabei — und das weist wohl eindeutig auf Schollenkipfung nach NE hin —, daß das Generalfallen der Achse des Bergaer Sattels nach SW, also entgegengesetzt dem Fallen der Kleinstrukturen, gerichtet ist. Erst im Raume von Zoghaus-Langenwetzendorf (Bl. Naitschau), nordöstlich der Störung von Zoghaus, schlägt das Generalfallen der Achse des Bergaer Sattels aus der SW- in die NE-Richtung um und stimmt mit der Neigung der Kleinfaltenachsen im Kern des Bergaer Sattels überein. Diese Scheitelung der Kontur läßt sich als Bruchzone, zu der auch der Halbhorst von Netzschkau zu zählen ist, an Hand der SE—NW streichenden Reuther Verwerfung und zahlreicher Parallelstörungen vom Kern des Bergaer Sattels in südöstlicher Richtung bis an die W-Flanke des Bergener Granites verfolgen.

Neben den SE—NW streichenden Brüchen treten im Kartenbild noch zahlreiche N—S streichende, oft vererzte Blattverschiebungen in der nördlichen Umrandung des Kirchberger Granites auf.

Für eine genaue zeitliche Datierung der Bruchtektonik existieren nur wenige Anhaltspunkte. Die Blattverschiebungen am Nordrand des Kirchberger Granites führte E. PUFFE [39, S. 349] auf die Intrusion des Kirchberger Granites zurück. Sie müßten demnach im Stefan entstanden sein, da ein Aufdringen des Granites zu dieser Zeit [51a, S. 689] wahrscheinlich ist. Die großen SW—NE streichenden Brüche sind nach E. PUFFE jünger. Sie durchsetzen auf Bl. Planitz-Ebersbrunn das Rotliegende [39b, S. 353]. Das würde mit den Verhältnissen im erzgebirgischen Becken gut übereinstimmen, dessen große SE—NW streichende Störungen saalisch angelegt wurden, auf denen aber auch noch später, eventuell in kimmerischer Zeit [36, S. 117], Bewegungen stattfanden. Zu diesen Störungen gehört auch die auf Bl. Treuen N—S streichende Thoßfeller Störung, die nördlich Limbach nach NW umbiegt und in der Reuther Verwerfung auf Bl. Greiz ihre Fortsetzung findet [39a, S. 36]. Auf der Thoßfeller Störung sitzt nordwestlich des Bahnhofes Thoßfell ein Gang von Glimmerporphyr.

Auf jüngere, nachvaristische Bruchbewegungen deuten auch die tektonische W-Grenze des terrestrischen Zechsteins auf Bl. Walthersdorf und die allseitig von Altpaläozoikum umgebene Muschelkalkscholle am Ida-Waldhaus nordöstlich Greiz hin.

ARBEITSMETHODE

Ziel der Geländearbeit war es, neben der Beobachtung und Auswertung der Strukturformen nach der üblichen kleintektonischen Methode die räumliche Verteilung aller flächenhaften und linearen Gefügeelemente zu verfolgen und mit Hilfe der gefügekundlich-statistischen Methode auszuwerten. Besonderer Wert wurde auf die Ermittlung der linearen Gefügeelemente (Faltenachsen, Schnittkanten Schichtung/Schieferung) gelegt. Lineare Elemente erweisen sich gegenüber späteren, in der Regel bruchtektonischen Verstellungen mehr oder weniger als richtungskonstant (nicht neigungskonstant), soweit diese Bewegungen nicht horizontale Tendenzen haben. Auf Grund dieser bedingten Immunität geben lineare Gefügeelemente die ursprünglichen Verhältnisse am besten wieder und sind als tektonische Leitelemente erster Ordnung zu betrachten.

Flächenhafte Gefügeelemente (Schichtflächen, Schieferungsflächen) sind nur mit Vorbehalt für direkte Aussagen zu verwenden. Sie können, besonders bei flacher Lagerung, leicht durch jüngere Bruchtektonik verstellt werden und dann zu Fehlschlüssen Anlaß geben.

Alle eingemessenen Gefügeelemente wurden auf die von B. SANDER [42, S. 68] gegebenen Koordinaten a , b , und c bezogen.

Die einzelnen Gefügeelemente werden folgendermaßen definiert:

- ss Schichtflächen
- s_1 Schieferungsflächen des Gefügetyps s_1 nach R. HOEPPENER [24, S. 253], identisch mit Transversalschieferung (sogenannte erste Schieferung)
- s_2 Schieferungsflächen des Gefügetyps s_2 nach R. HOEPPENER [24, S. 272], identisch mit Schubklüftung oder Runzelschieferung (A. BORN); (sogenannte zweite Schieferung)
- b Normale auf die Symmetrieebene des Schichtungs- und Schieferungsflächengefüges
- B Gefügeelemente parallel b ; meist direkt eingemessene Faltenachsen
- ac Ebene $\perp b$ (Deformationsebene)
- δ_1 Schnittgerade zwischen ss und Schieferflächen des s_1 -Typs, zwischen „mechanisch ungleichwertigen Flächen“
- δ_2 Schnittgerade zwischen ss und Schieferungsflächen des s_2 -Typs (sogenannte Runzelung)

In den Diagrammen wurden zur Darstellung der einzelnen Gefügeelemente folgende Symbole benutzt:

- Schichtflächen
- + Schieferflächen
- △ Faltenachsen
- Schnittkanten Schichtung/Schieferung
- × b - und π -Achsen
- Großkreis des Schichtflächengefüges mit π als Zonenachse

Richtungsangaben sind von Norden (0°) über Osten (90°) nach Süden (180°) zu lesen.

Die Gefügedaten wurden Aufschlüssen ganz verschiedener Größe entnommen. Messungen aus natürlichen und künstlichen Aufschlüssen von nur wenigen m^2 freier Stoßfläche stehen solchen von Klippen und Klippengruppen in den Tälern der Göltzsch und der Elster von 50 bis 100 m Länge und maximal 80 m Höhe gegenüber. Grundsätzlich sind zwei Typen von Gefügediagrammen zu unterscheiden:

1. Diagramme aus dem Bereich von Einzelfalten.

Gefügediagramme, in denen nur Gefügeelemente aus dem Bereich einer Falte dargestellt werden. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Falten von Meter bis Zehnermeter Wellenlänge. Die Lage der Faltenachse, die in den seltensten Fällen direkt einzumessen ist, kann hier durch die Zonenkonstruktion sehr genau bestimmt werden. Allein diese Diagramme erlauben genaue Aussagen über die Lage der Schieferung zum ss -Flächengefüge und der Lage von δ zu B , da sie einem einheitlichen Bereich entnommen wurden (Bild 3).

2. Diagramme aus den Bereichen mehrerer Falten (Sammeldiagramme).

Der größte Teil der Gefügediagramme umfaßt Messungen von Gefügeelementen aus Aufschlüssen, in denen mehrere Falten oder deren Teile, oft durch kleinere Brüche voneinander getrennt und gegeneinander verstellt, in sehr unvollkommener Weise aufgeschlossen sind. Dabei fällt noch erschwerend ins Gewicht, daß in den petrographisch inhomogen zusammengesetzten Phycodenschichten disharmonische Faltung und damit das Auftreten sehr diffuser Flächen- und Achsenlagen fast die Regel ist (Bild 4).

Diagramme aus diesen Bereichen können deshalb zur Klärung spezieller gefügekundlicher Fragen (Lage der Schieferung im ss -Flächengefüge) nicht verwendet werden, sondern nur noch generell über die Lage von b Auskunft geben. Die Pole der Flächen und Achsen streuen hier über recht erhebliche Sektoren. Um Fehler zu vermeiden, wurden größere Aufschlüsse in entsprechende Teilbereiche untergliedert.

Synoptische Teildiagramme

Die Aufschluß-Mittelwerte der einzelnen Gefügeelemente wurden zu synoptischen Teildiagrammen vereint, um einen Überblick über ihre Lage im Raum im Bereich des Arbeitsgebietes zu gewinnen. Bei höherer Polzahl als 100 wurden die Diagramme mit einem 1%-Zählkreis ausgezählt.

DIE UMGRENZUNG DES HALBHORSTES VON NETZSCHKAU

Der Halbhorst von Netzschkau wird an seiner SW—Flanke von der SE—NW streichenden „Reuther Verwerfung“ [55, S. 79] begrenzt, die sich von Rotenthal über Reuth bis in das obere Stopp-Bach-Tal südlich Netzschkau verfolgen läßt, dort in die N—S-Richtung umbiegt und nach E. PUFFE [39a, S. 36] in der Thoßfeller Störung ihre Fortsetzung findet (Karte 2a und Bild 1).

Die NE-Begrenzung des Halbhorstes gegen den Kulm von Kahmer, die Göltzschtalverwerfung E. SPENGLERS [50, S. 13], ist weniger deutlich zu verfolgen. Zwischen dem Elstertal und der Schwarzhammermühle ist sie auf Bl. Greiz noch als Schichtgrenze zwischen Phycodenschichten und Gräfenthaler Serie — der halbphyllitische Kulm der Mulde von Mehltheuer wurde ursprünglich als Griffelschiefer angesehen — kartiert. Südöstlich der Schwarzhammermühle löst sich die Göltzschtalverwerfung in eine Staffel von Einzelstörungen auf, die sich über das untere Tal des Friesen-Baches bis nach Mylau verfolgen lassen. Der weitere Verlauf nach SE ist unsicher. Zwischen Mühlwand, Schneidenbach und Rotschau sowie südlich Reichenbach sind zahlreiche SE—NW streichende Verwerfungen gleicher Bewegungstendenz kartiert worden, deren direkter Zusammenhang mit der Göltzschtalverwerfung jedoch nicht nachzuweisen ist (Karte 2a).

Im NW wird der Halbhorst von Netzschkau von der bereits erwähnten NE—SW streichenden, nach NW gerichteten Aufschiebung begrenzt, an der Phycodenschichten über Kulm der Mulde von Mehltheuer liegen. Das Alter dieser Aufschiebung, die sich in das Faltenbild einfügt, ist zweifellos varistisch. Diese Aufschiebung und die Göttengrüner Störung werden von der Reuther Verwerfung und der Göltzschtalverwerfung geschnitten.

Nach Ansicht des Verfassers lassen sich sowohl die Reuther- als auch die Göltzschtalverwerfung noch im Kern des Bergaer Sattels in der Gommlauer bzw. der Zoghaus-Untergrochlitzer Störung verfolgen.

Die Bewegungstendenz der Reuther Störung bleibt dabei auch in der Störung von Zoghaus erhalten — bei beiden ist jeweils die NE-Scholle gehoben. Die Bewegungstendenz an der Göltzschtalverwerfung und der Gommlauer Störung wechselt jedoch. Die Gommlauer Störung zeigt die gleiche Tendenz wie die von Untergrochlitz—Zoghaus: gehobene NE-Scholle, gesunkene SW-Scholle. An der Göltzschtalverwerfung ist jedoch die SW-Scholle gehoben und die NE-Scholle abgesunken. Der Wechsel der Bewegungstendenz ist durch Annahme einer mehrphasigen Schollenbewegung zu erklären (Bild 2).

1. Schollenkipfung nach NE
2. Einseitige Hebung der Scholle des Halbhorstes von Netzschkau im Südosten

3. Gemeinsam mit diesen Bewegungen müssen noch geringe horizontale Bewegungen parallel zu den Querbrüchen stattgefunden haben, die eine Rotation der Faltenachsen aus der NE—SW-Richtung in die ENE—WSW-Richtung bewirkten (S. 23) [s. a. E. PUFFE 39a, H. KOELBEL 31, R. BENEK 60].

Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich das Bild einer SE—NW gerichteten Hebungszone, die sich aus dem Bereich der W-Flanke des Bergener Granites bis in den Kern des Bergaer Sattels hinein verfolgen läßt. Ihre südwestliche Randstörung ist am

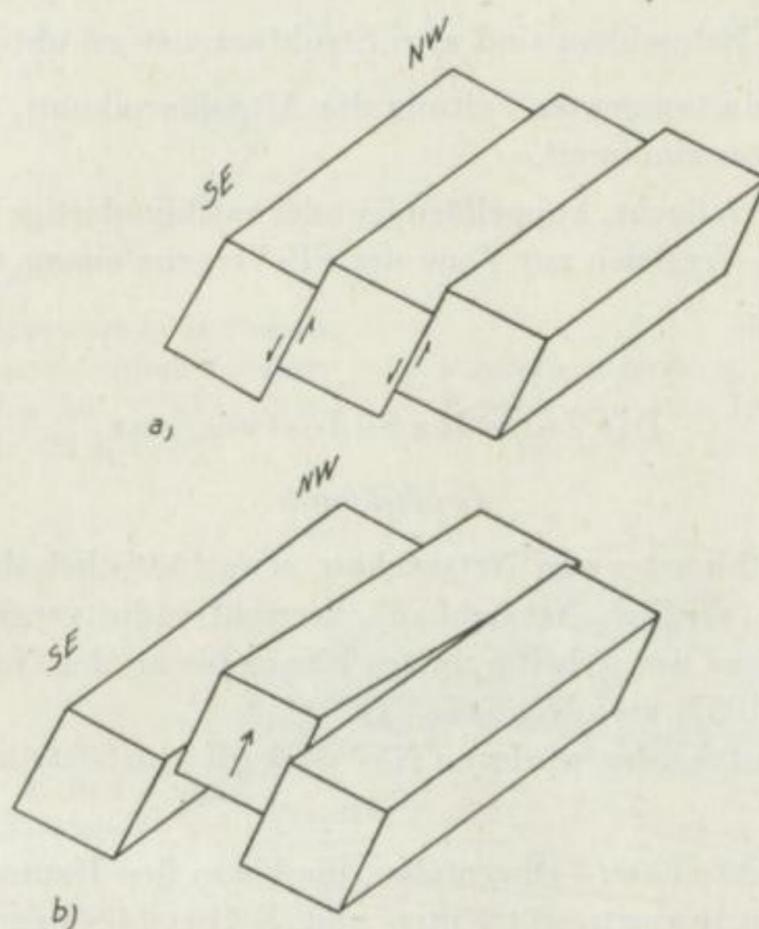


Bild 2. Schema der Schollenbewegung im Raum des Halbhorstes von Netzschkau.

- a* — Schollenkipfung nach NE; *b* — Einseitige Hebung des Südostteiles der Netzschkau-Gommlauer Scholle, wahrscheinlich mit geringen horizontalen Bewegungen verbunden

deutlichsten und mit einheitlicher Bewegungstendenz ausgeprägt. An ihr ist die NE-Scholle en bloc auf eine verfolgbare Entfernung von rund 20 km gehoben worden, so daß der Rahmen des Bergener Granites (Phycodenschichten) im Bereich der Thoßfeller Störung mit Oberdevon der Gegenscholle im gleichen Niveau liegt. Eine Parallelstörung grenzt im Gebiet des unteren Göltzschaales die fingerförmig nach NW vorstoßende Scholle des Halbhorstes von Netzschkau im NE gegen den Kulm von Kahmer ab. Diese Hochscholle ist bis in den Kern des Bergaer Sattels nachzuweisen. Es erscheint deshalb fraglich, ob die von SPENGLER [50, S. 13] eingeführte Bezeichnung „Halbhorst von Netzschkau“ berechtigt ist. Die NW-Begrenzung des Halbhorstes ist mit den SE—NW streichenden Randstörungen auf keinen Fall gleichaltrig; eine Ähnlichkeit mit einem Halbhorst besteht nur äußerlich. Auf die Bewegungszone könnte die Bezeichnung Netzschkau-Gommlauer Schollenzone angewandt werden.

DIE STRUKTUR DES HALBHORSTES VON NETZSCHKAU

Im Halbhorst von Netzschkau sind zwei Strukturzonen zu unterscheiden:

1. Eine Zone mit südostvergenter Faltung des Altpaläozoikums, die den südöstlichen Teil des Halbhorstes einnimmt.
2. Eine Zone, die durch flache, kuppelförmige oder antiklinalartige Lagerung charakterisiert wird und im Vergleich zur Zone der SE-Vergenz einem tieferen tektonischen Niveau entspricht.

Die Zone der Südostvergenz

Großtektonik

Im Südteil des Halbhorstes von Netzschkau, etwa südöstlich der Linie Göltzschtalbrücke—Galgenberg (nördlich Netzschkau), herrscht südostvergenter Faltenbau, der sich über die Südgrenze des Arbeitsgebietes hinaus bis an den Nordrand des Bergener Granites (D. BARTH 1957) verfolgen läßt [59].

Die Zone der Südostvergenz wird von NW nach SE von Sätteln und Mulden zweiter Ordnung gegliedert:

- a) Die Mulde von Netzschkau—Obermylau, die bis in den Raum von Friesen zu verfolgen ist. In ihrem Kern streicht Unter- und (?) Mitteldevon zu Tage aus. Zwischen Mylau und Friesen wird sie von streichenden Störungen begrenzt.
- b) Der Sattel von Lambzig—Reichenbach
- c) An den Sattel von Lambzig—Reichenbach, dessen aus Phycodenschichten bestehender Kern nordöstlich Reichenbach unter Gesteine der Gräfenthaler Serie untertaucht, schließt sich im SE eine Mulde an, in deren Kern Gesteine der Gräfenthaler Serie und des Gotlandes ausstreichen.

Auf der Karte sind im Bereich dieses Sattels zahlreiche Spezialsättel und -mulden zu erkennen. Die südwestliche Fortsetzung dieser Mulde wird im Gebiet von Limbach nur durch einen schmalen Streifen Hauptquarzit und Griffelschiefer angedeutet. Offenbar sind die Schichten des Muldenkernes durch die Hebung der Scholle zwischen der Göltzschtalverwerfung und der Thoßfeller Störung abgetragen worden. Südwestlich der Thoßfeller Störung ist diese Mulde wieder in ihrer vollen Breite zu verfolgen.

- d) Im Südosten schließt sich an diese Mulde eine breite, aus Phycodenschichten bestehende Sattelzone an, über deren innere Struktur in Folge des breiten Ausstriches der Phycodenschichten bis an den Bergener Granit keine näheren Angaben gemacht werden können.

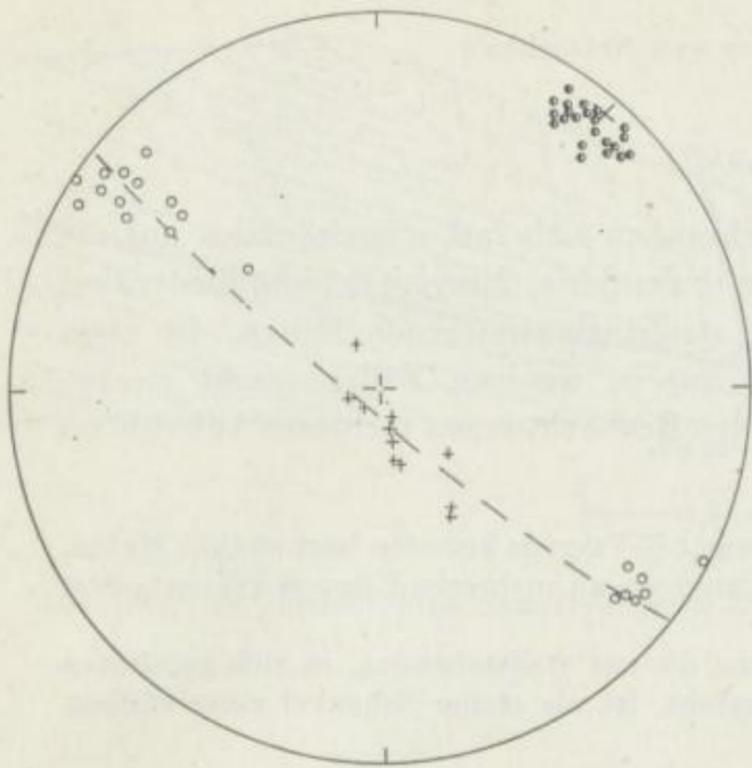


Bild 3. Steinbruch in Grauwacken und Sandsteinen des oberen Kulm nordöstlich Kahmer. Bereich einer Falte; $B = 40^\circ/5^\circ$ NE (20 ss -Pole, 11 s_1 -Pole, 22 δ_1 -Pole)



Bild 4
Phycodenschichten am Burgberg Mylau. Bereich von 50×100 m; $b = 60/15^\circ$ NE (45 ss -Pole, 21 s_1 -Pole, 17 B -Pole)

Bild 5a
Südostvergente Falte in den Phycodenschichten Göltzschprallhang am südlichen Stadtstrand von Mylau (Ortsteil „Türkei“)

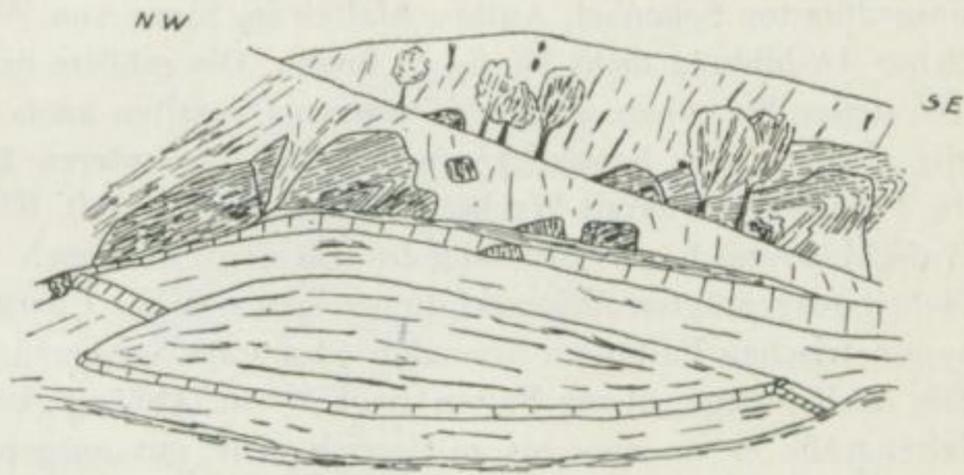
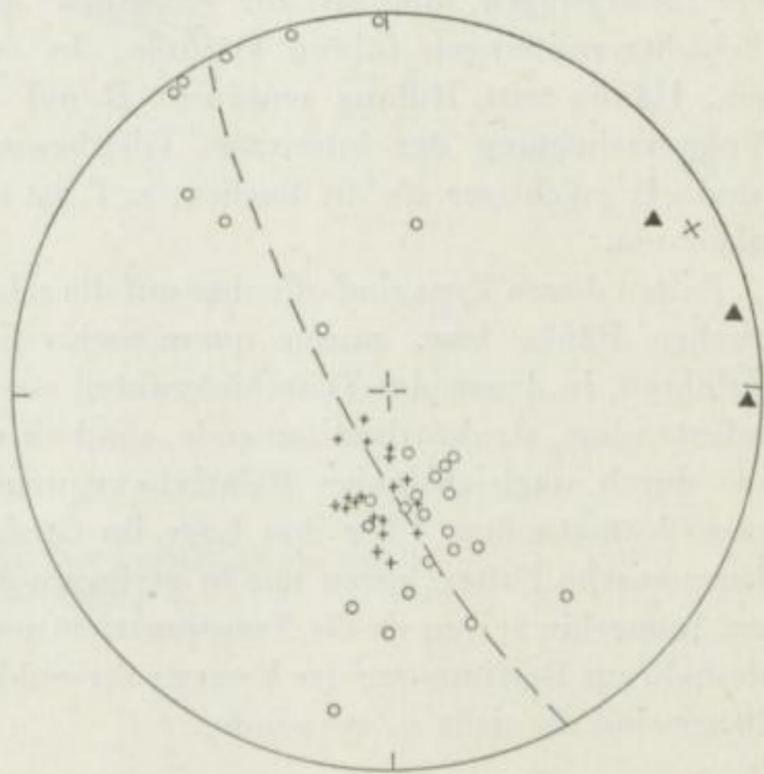


Bild 5b
Sammeldiagramm aus der nordwestlichen Hälfte des Bildes 5a (29 ss -Pole, 19 s_1 -Pole, 3 B -Pole)



Das Faltenbild

Die Beobachtungen über die Faltung beschränken sich fast ausschließlich auf die Phycodenschichten und die Glieder der Gräfenthaler Serie. Jüngere Schichtglieder sind nur gelegentlich aufgeschlossen. Großbogige, strukturbestimmende Falten, die etwa Falten III. Ordnung entsprechen [49], sind nur in wenigen Fällen direkt zu beobachten, lassen sich aber stets zwanglos aus den Beobachtungen mehrerer Aufschlüsse zusammenfügen.

Zwei dieser Falten von etwa 50 m Wellenlänge und SE-Vergenz konnten hart südlich Mylau, am östlichen Prallhang der Göltzsch aus Beobachtungen an mehreren Klippen rekonstruiert werden (Bild 5).

Auch die Klippe des „Galtzsch“ bei Netzschkau, die aus steilstehenden, in sich gefalteten quarzitäen Bänken der Phycodenschichten besteht, ist als steiler Schenkel einer südostvergenten Falte höherer Ordnung zu betrachten.

Falten dieses Typs sind stets unsymmetrisch und zeigen SE-Vergenz. Über die Mächtigkeitsverhältnisse der Schichten in den steilen, meist in sich gefalteten, und den flachen, ungefalteten Schenkeln lassen sich keine sicheren Angaben machen. Falten mit einem mächtigen steilstehenden bzw. überkippten Schenkel und einem flachen, ausgedünnten Schenkel, Aufbruchfalten im Sinne von W. SCHWAN [49], sind in deutlicher Ausbildung nicht häufig zu finden. Die größere Schichtmächtigkeit im Bereich des steilen Schenkels ist in den starren Quarziten auch nicht so deutlich ausgeprägt wie z. B. in dem beweglicheren Material des unteren Kulms der Thüringer Mulde. In Tonschiefer-Quarzit-Wechselagerungen treten oft Kleinfalten auf, die bereits im Aufschlußbereich als verbindendes Element nur noch einheitliche Vergenz zeigen. Neben ausgeprägten Zickzackfalten zeigen sich alle Übergänge von aufrechtstehenden, symmetrischen Falten zu liegenden oder stark vergierenden, fast isoklinalen Formen. Die Wellenlänge dieser Falten liegt — in Abhängigkeit vom Gesetz der Stauchfaltengröße — im cm- bis m-Bereich. Die gut ausgeprägte Schichtung sowie die Tonschieferlagen zwischen den dünnenschichtigen Quarzitbänken ermöglichten oft Gleitbewegungen, die bis zur extremen Ausdünnung einzelner Schichten und zu Schichtzerreißen führen konnten. In entstehende Hohlräume wanderte Quarz ein. Häufig tritt Rillung senkrecht *B* auf den *ss*-Flächen von Quarzitbänken als Folgeerscheinung der intensiven Gleitbewegungen auf. Die steilen Faltschenkel sind oft mächtiger als die flachen, z. T. ist auch die umgekehrte Erscheinung zu beobachten.

Falten dieses Typs sind offenbar auf die schienende Wirkung der mächtigeren quarzitäen Bänke bzw. ganzer quarzitäer Partien der Phycodenschichten zurückzuführen, in denen der Tonschieferanteil stark zurücktritt. Sie sind deshalb nicht als selbständige, strukturbestimmende, sondern als disharmonische Falten zu betrachten, die durch ungleichsinnige Relativbewegungen kompetenter Bänke beim Faltungsprozeß entstanden. Über ihre Lage im Großfaltenbereich gibt Bild 9 Auskunft. Disharmonische Falten lassen nur in geringem Maße Rückschlüsse auf die Großtektonik zu. Immerhin zeigen sie die Transportrichtungen im jeweiligen Bereich an und können deshalb zur Bestimmung der Vergenz verwendet werden. Zur Rekonstruktion des Großbaues sind sie nicht zu verwenden.

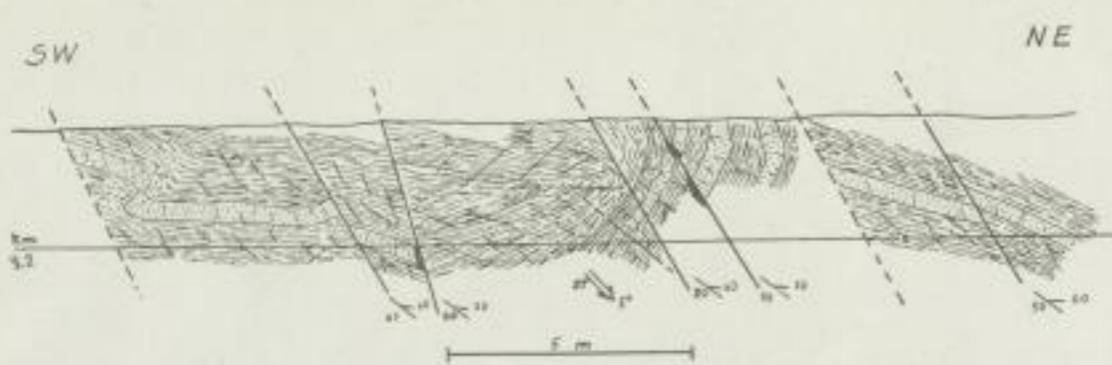


Bild 6a. Eisenbahnanschnitt nördlich Mühlwand, Unterer Schiefer (Griffelschiefer) mit quarzitänen Einlagerungen.

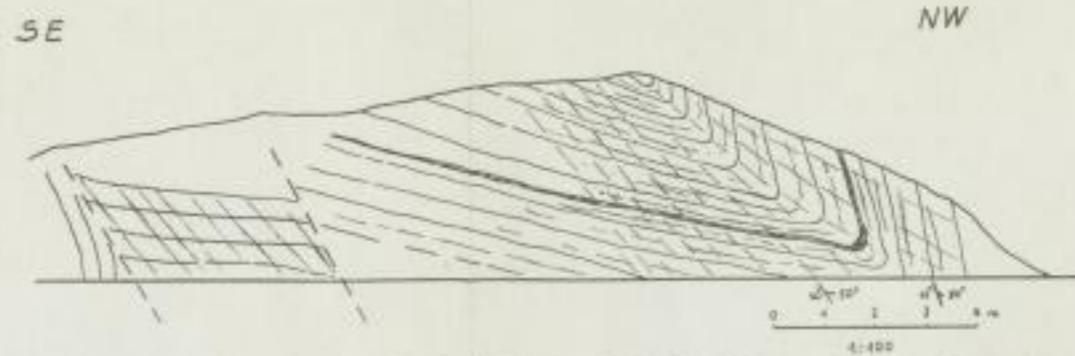


Bild 8a. Strichanschnitt nördlich Mühlwand, am Westhang des Gölteschales. Südostvergente Mulde im Hauptparazit.



Bild 6b. Gefügediagramm aus dem mittleren Teil des Bildes 6a. (17 α_1 -Pole, 17 α_2 -Pole, 3 δ_1 -Pole)

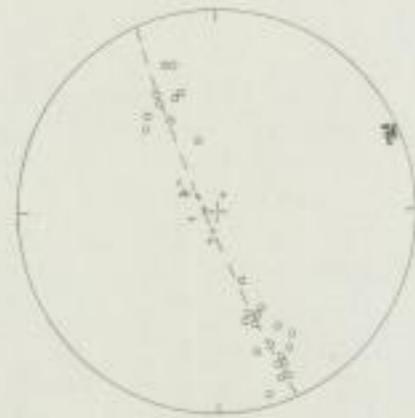


Bild 7b. Gefügediagramm aus dem Bereich des Bildes 7a. (27 α_1 -Pole, 10 α_2 -Pole, 2 β -Pole, 5 δ_1 -Pole)



Bild 8b. Gefügediagramm aus dem Bereich des Bildes 8a. (36 α_1 -Pole, 20 α_2 -Pole, 3 δ_1 -Pole)

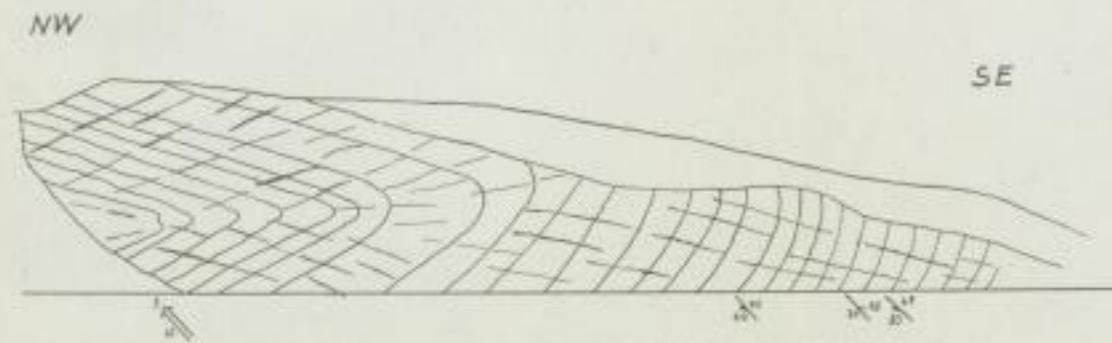


Bild 7a. Südostvergente Falte im Hauptparazit. Strichdruck aus Textilwerk Mühlwand

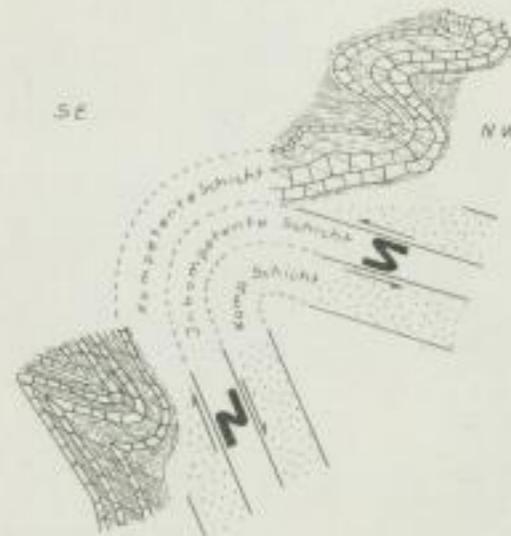


Bild 9. Die Orientierung disharmonischer Falten im Bereich einer Falte höherer Ordnung



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Im Griffelschiefer ist die Schichtung von der Schieferung meist vollkommen überprägt worden. Falten sind nur dort zu beobachten, wo die Schichtung durch Einlagerungen gröberer Materials markiert wird.

Etwa 2 km nördlich Mühlwand am Bahnkilometer 9,2 der Strecke Mylau—Lengefeld ist eine südostvergente Mulde im Griffelschiefer aufgeschlossen (Bild 6). In dem dunklen, etwas gröben, griffelig spaltenden Schiefer treten unmittelbar über der Grenze zu den Phycodenschichten bis zu vier quarzitischer Einlagerungen von 0,2 bis 0,6 m Mächtigkeit auf. Brauneisenkugeln von 0,5 bis 2 mm Durchmesser sind häufig. Wahrscheinlich handelt es sich um ein Äquivalent des Unteren Erzhorizontes. D. HÄNDEL [62] hat 1959 ein vollständigeres Profil dieses Aufschlusses veröffentlicht.

Der Hauptquarzit wird durch großbogige, unkomplizierte Faltenformen charakterisiert. Disharmonische Falten fehlen fast ganz. Die Schichtung ist als ziemlich regelmäßige Bankung in 0,3 bis 1 m Abstand, gelegentlich auch als hell-dunkle Bänderung zu beobachten.

Bild 7a zeigt die Skizze des Scheitels einer südostvergenten Falte im Hauptquarzit am Textilwerk Mühlwand. Die Lage der Faltenachse wurde aus dem Gefügediagramm mit $65^\circ/5^\circ$ NE ermittelt (Bild 7b). Die Pole der Transversalschieferung liegen auf dem Zonenkreis des ss -Flächengefüges. Im Faltenscheitel tritt Fächerstellung der s_1 -Flächen auf.

Die Schnittkanten ss/s_1 verlaufen parallel B .

Bild 8a gibt eine ebenfalls südostvergente Mulde am Westhang des Göltzschtals, etwa 500 m nördlich Mühlwand, wieder. Die Pole der s_1 -Flächen liegen in langgestreckter Anordnung auf dem Zonenkreis der ss -Flächen und zeigen „meilerartige Anordnung“ der Transversalschieferung im Muldenscheitel an. Die Faltenachse streicht 65° und fällt mit 5° nach NE ein (Bild 8b).

Die Lage der Faltenachsen

Die gemessenen Achsen der Falten III. und IV. Ordnung streichen in nordöstlicher Richtung mit Schwankungen zwischen 40° und 90° . Das Sammeldiagramm (Bild 15) läßt ein ausgeprägtes Maximum zwischen 60° und 70° erkennen. Das Einfallen der Faltenachsen ist überwiegend nach NE gerichtet. Nur im oberen Göltzschtal, südlich Mühlwand, herrscht flaches SW-Fallen der Faltenachsen in der Nähe eines NE—SE streichenden Bruches vor (s. Karte 1a).

Die Orientierung der Faltenachsen weicht damit im gesamten Gebiet des Halborstes von Netzschkau auffallend aus dem strengen NE—SW-Streichen der Falten I. und II. Ordnung ab und ist wahrscheinlich auf nachträgliche Verstellung der Falten niederer Ordnung unter Beibehaltung der Kontur der Falten höherer Ordnung zurückzuführen (s. S. 19).

Die Schieferung

Transversalschieferung ist in der Zone der Südostvergenz der vorherrschende Schieferungstyp. Die Flächen der Transversalschieferung werden in Anlehnung an R. HOEPPENER [24] als s_1 -Flächen bezeichnet. Transversalschieferung tritt fast ausschließlich in Gesteinen schiefrig-quarzitischer Zusammensetzung auf. Die Ausbildung der s_1 -Flächen ist dabei von der Korngröße des Sediments weitgehend abhängig. Feinkörnige, schiefrig-quarzitische Gesteine sind stets gut geschiefert. Die Schieferungsflächen sind glattflächig und engschaarig angeordnet (Tafel I, Bild 2). Die Schichtung ist mit Ausnahme der Schichtfugen fast vollkommen überprägt worden, unter dem Mikroskop jedoch am Wechsel der Korngröße oder an einer feinen, hell-dunklen

Bänderung in siltigen Partien nachweisbar. In den z. T. recht grobkörnigen Grauwacken und Sandsteinen des oberen Kulms tritt die Transversalschieferung stark zurück, z. T. sind die s_1 -Flächen nur noch als feine, unebene Rupturen ausgebildet. Bei Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Bänke (Phycodenschichten) ändert sich das Einfallen der s_1 -Flächen von Bank zu Bank. Die s_1 -Flächen durchqueren in der Regel die härteren Bänke auf dem kürzesten Wege, stellen sich also steiler (Tafel II, Bild 3). Fächer- und Meilerstellung der Transversalschieferung ist im Bereich von Sattel- bzw. Muldenzonen kompetenter Bänke häufig.

Unter dem Mikroskop löst sich das s_1 -Flächengefüge in sich spitzwinklig schneidende s -Flächen auf. Die s -Flächen zeichnen sich durch orientierte Anhäufung

von Glimmerschuppen ($(001) \parallel s$) aus. Die Länge der Einzelflächen beträgt im Schnitt $\perp b$ nur wenige Millimeter. Der Schnittwinkel der s -Flächen ist von der Korngröße abhängig und erreicht im Hauptquarzit und in den Quarziten der Phycodenschichten Werte zwischen 12° und 45° , bei dichterem Häufung der Messungen zwischen 15° und 35° .

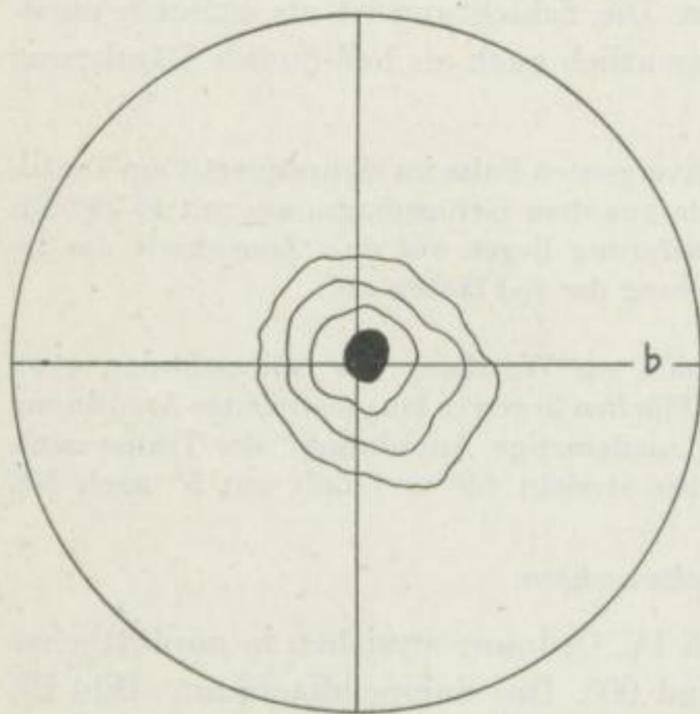


Bild 10. Glimmerdiagramm des s_1 -Flächengefüges 200 Glimmer; Projektionsebene $\parallel s_1$

Bild 10 zeigt ein Diagramm des Glimmergefüges aus dem Hauptquarzit. Das s_1 -Flächengefüge besteht demnach aus parallel und subparallel zur ab -Ebene angeordneten Flächen.

Die s_1 -Flächen sind stets parallel, bei Fächer- oder Meilerstellung symmetrisch zur Achsenebene der Falten orientiert. Die Schnittkante zwischen ss und s_1 (δ_1) verläuft der Faltenachse parallel. Geringe Abweichungen (10° – 15°) der s_1 -Flächen aus der Achsenebene disharmonischer Kleinfalten von 10 bis 40 cm Wellenlänge wurden jedoch beobachtet. Die Schnittkante ss/s_1 verläuft dann spitzwinklig zur Faltenachse. Die s_1 -Flächen ordnen sich in diesen Fällen in das Bild der zugehörigen Falte höherer Ordnung ein.

Die Lage der Transversalschieferung

Das Streichen der Transversalschieferung schwankt im Bereich der SE-Vergenz zwischen 45° und 135° bei Neigungen zwischen 10° und 55° , im Mittel um 20° , nach NW–SE (Bild 13). Abweichungen aus der erzgebirgischen Richtung sind auf die Neigung der Faltenachsen nach NE zurückzuführen. Besonders bei sehr flachliegender Schieferung können bereits Kippungen von wenigen Graden erhebliche Abweichungen vom Hauptstreichen verursachen.

Nachträgliche Verstellungen der Transversalschieferung

Flexurartige Verstellungen der s_1 -Flächen aus ihrer ursprünglichen Lage (Knitterung i. S. R. HOEPPENERS) ist in sandigen Tonschiefern mit sehr engständiger, gut ausgebildeter

Transversalschieferung häufig zu beobachten. Die s_1 -Flächen sind zwischen paarweise angeordneten, syn- und antithetisch zu den s_1 -Flächen einfallenden s -Flächen rotiert worden (Bild 11). Der Abstand der die Knickzonen begrenzenden s -Flächen beträgt nur wenige Zentimeter. Die Knitterung tritt oft zahlreich aber in engbegrenzten, ein bis zwei Meter breiten Zonen auf. Voraussetzung für ihre Entstehung scheint eine gut ausgebildete Transversalschieferung zu sein [24].

Die Klüftung

Klüftung ist vor allem im Hauptquarzit und in den quarzischen Partien der Phycodenschichten gut ausgebildet. In Tonschiefer-Quarzit-Wechselagerungen ist Klüftung fast ausschließlich an die Quarzite gebunden.

ac-Klüfte

Die glattflächigen *ac*-Klüfte zeichnen sich durch regelmäßiges Auftreten im Dezimeter- bis Meterabstand aus.

In Quarziten sind die *ac*-Klüfte häufig geöffnet und mit Milchquarz gefüllt. Diese Erscheinung weist ebenfalls wie häufig auftretende Boudinierung einzelner Quarzitbänke auf Dehnung parallel *b* hin.

Neben streng an die *ac*-Ebene gebundenen Klüfte treten häufig (*Okl*)- oder (*hkO*)-Flächen auf, die sich spitzwinklig schneiden und die *ac*-Ebene als Winkelhalbierende einschließen.

„Knicke“

In Verbindung mit den *ac*-Klüften müssen die „Knicke“ [49, S. 84] erwähnt werden.

Es sind \sim -förmige, flexurartige Verbiegungen der s_1 -Flächen, die sich von der o. a. „Knitterung“ lediglich durch ihre Orientierung in *ac* unterscheiden, sehr häufig auch direkt in *ac*-Klüfte übergehen. Zu beiden Seiten sind sie stets von Rupturen begrenzt, zwischen denen die s_1 -Flächen rotiert wurden. Die Knicke treten meist in Scharen auf. Sie können sich zu mehreren vereinigen, einander unter sehr spitzen Winkeln durchkreuzen oder allmählich ausklingen und in Klüfte übergehen. Ihre Größe hängt vom Abstand der sie begrenzenden Rupturen und vom Material ab. Im Tonschiefer sind sie sehr zahlreich, aber klein und nur noch unter dem Mikroskop nachweisbar. Mit zunehmender quarzitischer Komponente nimmt zwar ihre Größe zu, die Häufig-

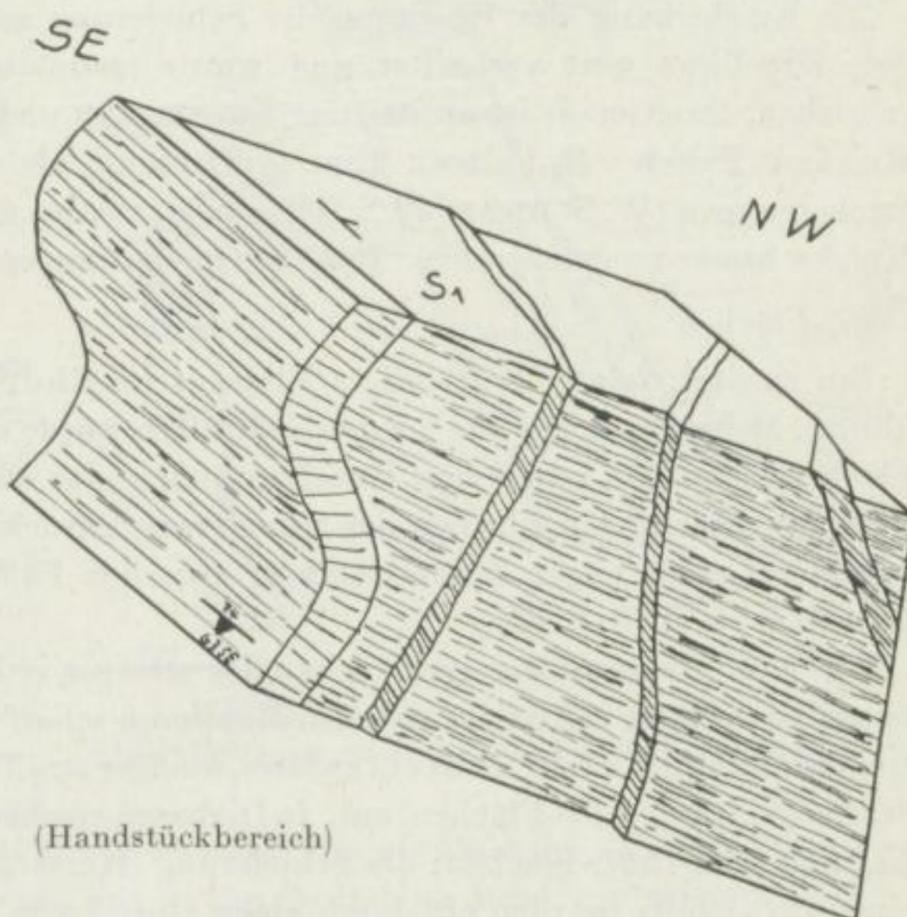


Bild 11. Steinbruch 2 km nördlich Mühlwand an der Straße Mylau – Mühlwand. Phycodenschichten, Knickung der Schieferung („Knitterung“)

keit jedoch ab. Voraussetzung für ihre Entstehung scheint auch hier ein deutlich ausgeprägtes System von s -Flächen zu sein. Die Bewegungstendenz an den „Knicken“ ordnet sich oft dem Achsengefälle unter (Tafel II, Bild 4).

Die Erscheinung der Knickung der Schieferung an ac -Klüften ist im Ostthüringer Schiefergebirge weit verbreitet und wurde erstmalig von E. ZIMMERMANN [53] beschrieben. Ihre Genese ist umstritten. SANNEMANN und TONTSCH [21 S. 85] sehen in den Knicken Falten (B_2 -Falten). Eine Auffassung als lokal überpreßte Ausweitungserscheinungen (W. SCHWAN [49, S. 62]) scheint der an die ac -Ebene gebundenen Lage der Knicke besser zu entsprechen. Jüngere Querstörungen durchsetzen die Knicke.

$(h0l)$ -Flächen

Ein zweites, relativ beständiges Element im Klüftbild sind $(h0l)$ -Flächen (Längsklüfte). Mehrscharigkeit wie bei den ac -Klüften wurde nicht beobachtet. Auf den $(h0l)$ -Flächen ist oft ein sehr feines Relief zu finden, das offenbar auf geringe nachträgliche Bewegungen auf den Flächen der Schieferung zurückzuführen ist. Diese Erscheinung würde auf einen engen Zusammenhang zwischen Faltung, Schieferung und Klüftung hinweisen [s. a. 28, S. 67).

Die Klüftdiagramme zeigen mehr oder weniger einheitliche Züge. Bei oder in unmittelbarer Nähe von b liegt stets ein Maximum scharf geregelter ac -Klüfte. Annähernd rechtwinkling dazu tritt meist ein zweites, weniger straff geregeltes Maximum steilstehender Längsklüfte [$(h0l)$ -Flächen] auf. In Diabasen erscheint häufig ein weiteres Maximum flachliegender $(h0l)$ -Flächen: die Schieferung (Karte 2, Diagr. 3). Die Maxima der ac - und $(h0l)$ -Klüfte werden oft durch einen Gürtel von $(kh0)$ -Flächen miteinander verbunden. Andere unregelmäßig auftretende Klufthäufungen, die in keine direkte Lagebeziehung zum ss/s_1 -Flächengefüge gebracht werden können, sind mit der Bruchtektonik in Verbindung zu bringen.

Die auf Karte 2 dargestellten Sammelmessungen stützen die Vorstellung über die Lage der Faltenachsen.

Störungen

Streichende Störungen

Der Faltenbau wird durch SW—NE streichende Störungen noch erheblich kompliziert. Über den Charakter der Störungen lassen sich keine genauen Angaben machen, da sie nirgends aufgeschlossen sind. Kleine streichende Störungen, die direkt aufgeschlossen sind, ordnen sich jedoch in den Faltenbau ein und besitzen nordwestliches Einfallen. Der Karte ist zu entnehmen, daß das Aneinandergrenzen von Hauptquarzit (Hangendscholle) an Phycodenschichten (Liegendscholle) südlich Foschenroda sowie südlich und nördlich Mühlwand auf Abschiebungen hinweist. Auch eine streichende Störung zwischen Obermylau und Cunsdorf zeigt die gleiche Bewegungstendenz. In Karte 1 sind die wichtigsten streichenden Störungen auf Grundlage der Kartenblätter Greiz und Treuen angegeben.

Im Kleinbereich haben sich Abschiebungen wiederholt nachweisen lassen, so z. B. am Bahnanschnitt Mühlwand (Bild 6a) und in einem kleinen Diabasbruch südlich der Textilfachschule Reichenbach. Die Liegendscholle ist stets (relativ) angehoben, während die Hangendscholle gegenläufig bewegt wurde.

Ob Abschiebungen oder Untervorschiebungen (W. SCHWAN [49]) vorliegen, kann nicht entschieden werden. Gelegentlich weisen ausgedünnte, flach nach Südosten ansteigende Hangendschenkel von Falten auf das Vorkommen von Untervorschiebungen hin.

Querstörungen

NW—SE, seltener N—S streichende Querstörungen zerstückeln den Faltenbau. Bei steilem nordöstlichem und südwestlichem Einfallen zeigen sie einheitlich Bewegungstendenz: angehobene Nordostscholle, abgesunkene Südwestscholle. An einer Querstörung ($140^\circ/50^\circ$ SW) im Tagebau des ehemaligen Alaunwerkes Mühlwand wird ein Diabaslagergang um etwa 2 m versetzt. Die nordöstliche Scholle wurde angehoben. Bild 12 zeigt ein Teilprofil aus einem Aufschluß im Hauptquarzit mit N/S streichenden Brüchen gleicher Bewegungstendenz.

Diese Querstörungen verursachen das vorherrschende nordöstliche Einfallen der Faltenachsen.

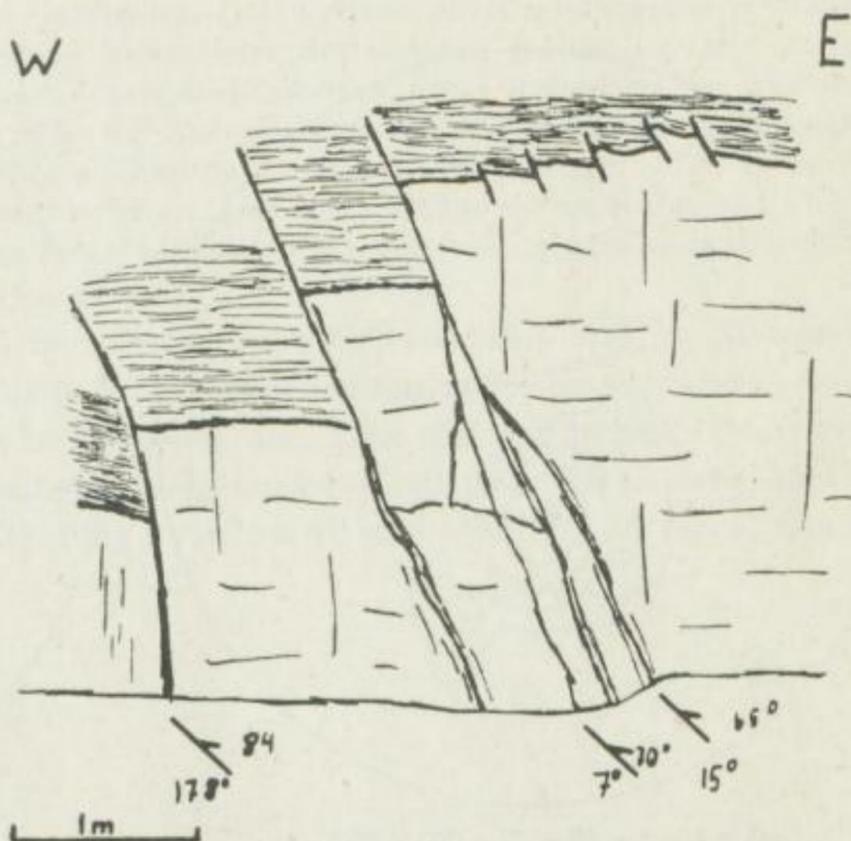


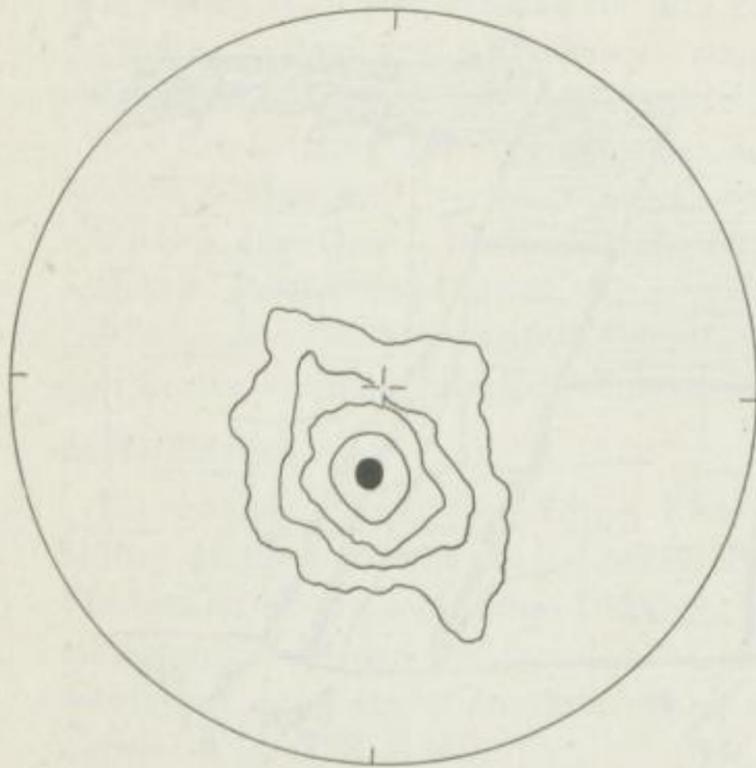
Bild 12. Steinbruch nordöstlich Mühlwand. Querstörungen im Hauptquarzit und Oberen Schiefer

Flache, antiklinalartige Lagerung des Altpaläozoikums im Nordwestteil des Halbhorstes

Das Faltenbild

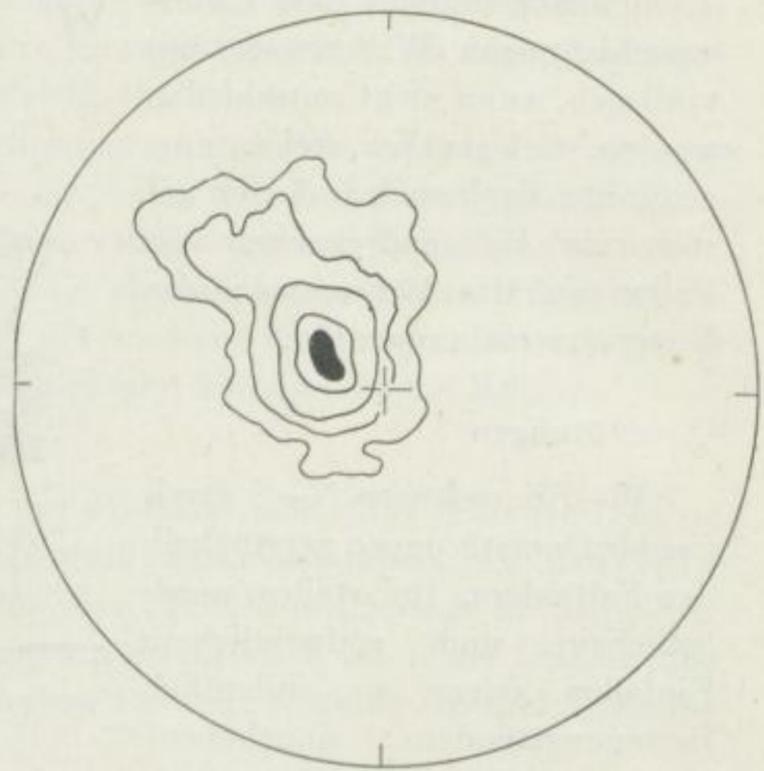
An die Zone der Südost-Vergenz schließt sich in nordwestlicher Richtung eine Zone an, die durch flache Lagerung des Altpaläozoikums charakterisiert wird und sich bis an die den Halbhorst im Nordwesten begrenzende Aufschiebung verfolgen läßt. An dieser Aufschiebung liegen Phycodenschichten über südostvergent gefalteten Kulmtonschiefern der Mulde von Mehltheuer. In petrographischer Hinsicht werden die in dieser Zone auftretenden Gesteine (Phycodenschichten) durch eine schwache, epizonale Metamorphose (Phyllitisierung) charakterisiert.

Die den Halbhorst im Nordwesten begrenzende Aufschiebung verläuft zwischen Greiz und Rothental etwas spitzwinklig zum W-Rand des Elstertales und ist am nördlichen Prallhang der Elsterschleife südwestlich Rothental in einer kleinen Erosionsrinne auf eine Entfernung von etwa 50 m zu lokalisieren. 20 m östlich der erwähnten Rinne stehen helle Tonschiefer und Quarzite der Phycodenschichten an, während 30 m westlich davon dunkle Grauwacken und Tonschiefer des Kulms aufgeschlossen sind. Weiter nach SW zu verläuft sie durch die Elsteraue zwischen Rothental und Dölau und läßt sich zwischen der aus Phycodenschichten bestehenden Klippe am ehemaligen Gutshaus Dölau und den am Ostende des Elsterstausees Dölau anstehenden Schiefern und Grauwacken des unteren Kulms nochmals auf eine Entfernung von



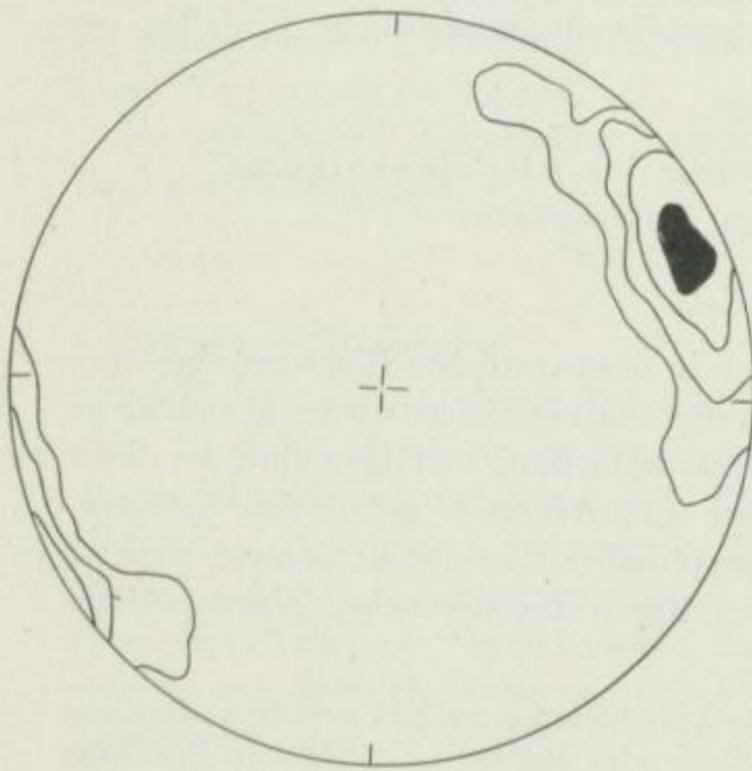
0 - 1 - 5 - 10 - 20 - 30 > 30%

Bild 13. Synoptisches Teildiagramm der Transversalschieferung (s_1) aus der Zone der Südostvergenz (256 s_1 -Pole)



0 - 1 - 5 - 10 - 15 - 20 > 20%

Bild 14. Synoptisches Teildiagramm der Schieferung (s_1 - und s_2 -Flächen) aus dem Nordwestteil des Halbhorstes (158 s -Pole)



0 - 1 - 5 - 10 - 20 > 20%

Bild 15. Synoptisches Teildiagramm der b -Achsen. Gesamtbereich des Halbhorstes, jedoch ohne Berücksichtigung der in Bild 23 dargestellten Fläche (124 b -Pole)

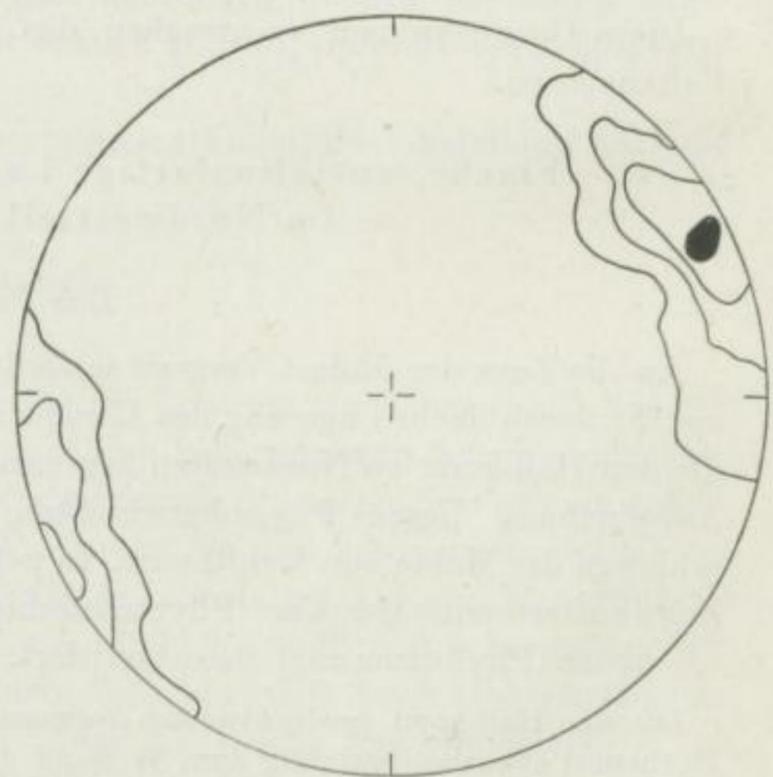


Bild 16. Synoptisches Teildiagramm der „Runzelung“ (δ_2). Gesamtbereich des Halbhorstes (119 δ_2 -Pole)

etwa 400 m einengen. 300 m südlich des Gutshauses Dölau stehen am Straßenanschnitt Grauwacken und dunkle, phyllitisch glänzende Tonschiefer des unteren Kulms an. Die stark dynamometamorphe Beanspruchung sowie Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Faltenachsen (Streichen bis 120°) zeigen die Nähe der Aufschiebung an, die hier wenig östlich des Straßenanschnittes verlaufen muß. 200 m südlich davon stehen Phycodenschichten in zwei Klippen am nördlichen Ortsende von Sachswitz an. Das Nebeneinander von Kulm und Phycodenschichten weist auf Querstörungen hin, die der Reuther Verwerfung parallel laufen und die Aufschiebung mehrfach durchbrechen.

Die in zahlreichen Klippen im Gebiet des unteren Göltzschtales und im Elstertal zwischen Greiz und Dölau anstehenden Phycodenschichten zeichnen sich durch ungestörte und mehr oder weniger flache Lagerung aus. Eine Faltung höherer Ordnung wie in der Zone der Südostvergenz hat sich nicht nachweisen lassen. Die Schichtpakete der Phycodenschichten fallen mit Neigung zwischen 10 und maximal 35 bis 40 Grad

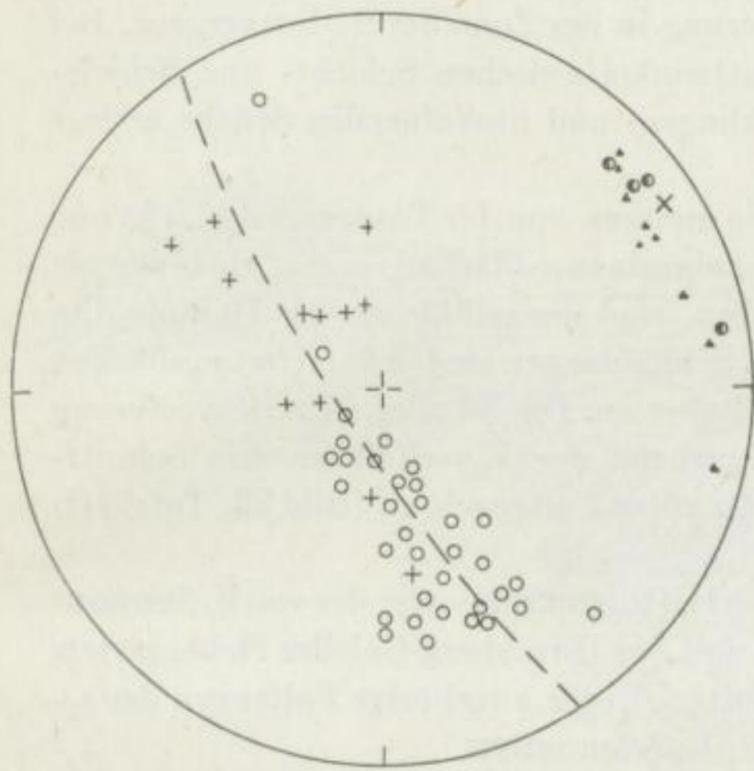


Bild 17. Spitze des Hohen Steines im unteren Göltzschtal. Phycodenschichten. Sammel-diagramm (35 *ss*-Pole, 10 *s*₁-Pole, 9 *B*-Pole, 4 δ_1 -Pole)

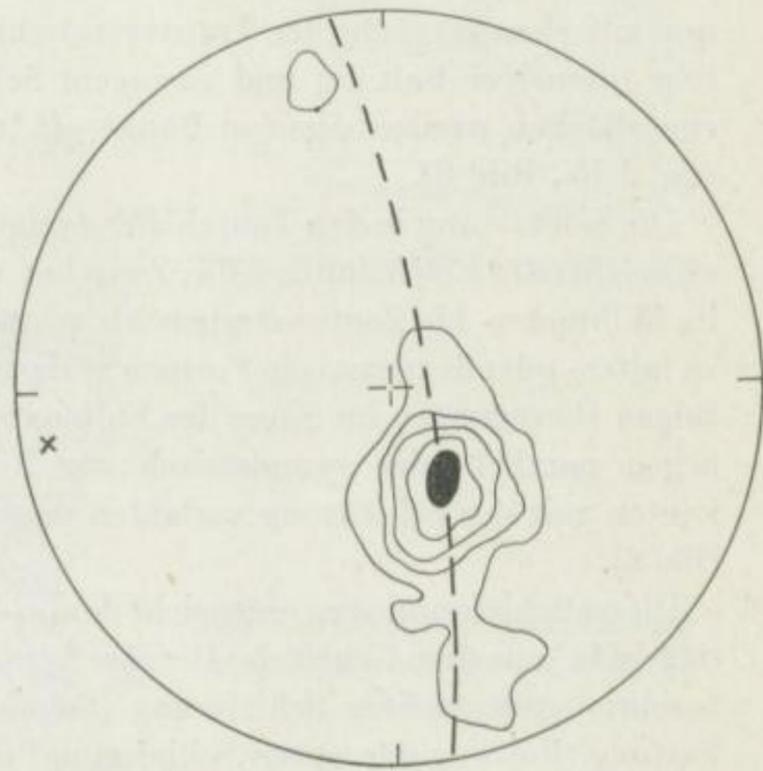


Bild 18. Klippe am Westhang des Elstertales nördlich Rothental. Phycodenschichten in charakteristischer flacher Lagerung. Bereich von etwa $60 \times 50 \times 50$ m (110 *ss*-Pole)

nach NW—NE ein (Bild 17 und 18). Während im Gebiet des Elstertales und am Ausgang des Göltzschtales vorwiegend flaches NW- bzw. N-Fallen vorherrscht, tritt im unteren Göltzschtal und im unteren Teil des Stop-Bach Tales nördliches bis nordöstliches Fallen auf (s. Karte 1). Die Lagerung deutet demnach einen flachen, kuppelartigen oder (unter Berücksichtigung des Achsengefälles nach NE) antiklinalen Bau an, dessen Scheitelzone etwa im Gebiet der Einmündung des Stop-Baches in die Göltzsch zu suchen ist. Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse sehr lückenhaft, so daß eine endgültige Klärung dieser Frage nicht möglich war.

Auf kräftige schichtparallele Bewegung in den Phycodenschichten deuten zahlreiche disharmonische Kleinfalten (drag folds) mit Wellenlängen im Dezimeter- bis Meterbereich hin. Diese Falten zeigen im nordwestlichen Teil des Halbhorstes einheitliche Nordwestvergenz. In einigen Aufschlüssen südlich der Einmündung des Stop-Baches

in die Göltsch dominiert jedoch Südostvergenz. Nach Nordwesten bzw. Südosten gerichtete Teilbewegungen in den Phycodenschichten, die die „Scheitelzone“ der oben angegebenen Antiklinale näher bestimmen, sind damit sehr wahrscheinlich. Die Bilder 19 bis 21 und Tafel III, Bilder 5 und 6, zeigen eine Auswahl von Faltenantypen. Die Kleinfalten sind weitaus häufiger in quarzitischen Bänken als in Tonschiefern zu beobachten. Kleinfalten in den Tonschiefern treten nur an der Grenze zu kompetenten Bänken auf. Die Orientierung der Achsen der Kleinfalten ist die gleiche wie in der Zone der SE-Vergenz.

Die Schieferung

Schieferung ist in den erwähnten Kleinfalten stets zu beobachten. Sie entspricht (bei quarzitischen Bänken) der Transversalschieferung in der Zone der Südostvergenz. Bei sehr intensiver Faltung und geringem Schnittwinkel zwischen Schicht- und Schieferungsflächen werden einzelne Bänke oft in klingen- und linsenförmige Stücke zerlegt (Tafel IV, Bild 8).

Die Schieferung in den Tonschiefern zeigt ein anderes, von der Transversalschieferung abweichendes Erscheinungsbild: Zwischen den einzelnen s -Flächen, deren Abstände oft im Millimeter- bis Zentimeterbereich schwanken, sind die ss -Flächen der Halbphyllite zu falten- oder flexurartigen Formen verbogen. Schleppungen an den Schieferungsflächen zeigen Bewegungen im Sinne des Faltenvorschubes an. Die Flächen dieser Schieferung liegen parallel oder symmetrisch zur Achsenebene der Einzelfalten; ihre Schnittkanten mit der Schichtung verlaufen parallel zu den Faltenachsen (Bild 22, Tafel III, Bild 6).

Dieser Schieferungstyp entspricht dem s_2 -Typ R. HOEPPENERS oder der von E. SCHROEDER [63a] aus dem Gebiet des Bergaer Sattels und des Hirschberg-Gefeller Nebensattels beschriebenen zweiten Schieferung (Schubklüftung), der zugehörige Faltenantyp der s_1 -Faltung (Faltung der ersten Schieferung) nach E. SCHROEDER.

Eine Verfaltung der Transversalschieferung ($s_1 < ss$) durch Schieferflächen des s_2 -Typs konnte nicht beobachtet werden. Die Schichtung, die auch innerhalb der halbphyllitischen Tonschiefer sehr häufig durch geringmächtige quarzitisches Bänkchen markiert wird, verläuft stets konkordant zu den s -Flächen der Tonschiefer. Mit dem Auftreten von schichtparalleler Schieferung ($s_1 \parallel ss$) ist allerdings zu rechnen. Darauf weisen nicht nur die Phyllitisierung, sondern auch Schieferungsklüfte hin, die in den kompetenteren Bänken winklig zur Schichtung verlaufen und in die Schichtflächen der Tonschiefer einlenken.

Die Schubklüftung ist offenbar an tiefere Abschnitte des Faltenbaues und an Zonen gesteigerter Durchbewegung sowie — im Hinblick auf das Material — ausschließlich an halbphyllitische Tonschiefer gebunden. Eine in zeitlicher Hinsicht von der Transversalschieferung verschiedene Schieferung ist wohl kaum in Betracht zu ziehen. Die Lagegleichheit der Schnittkanten ss/s_1 und s_2/ss (s. u.) spricht ebenfalls nicht für eine verschiedenzeitliche Entstehung beider Schieferungstypen, sondern mehr für eine material- und stockwerksgebundene Erscheinung der Schieferung.

Bild 19. Klippe am Osthang des unteren Göltzschtales,
500 m südlich des „Hohen Steines“

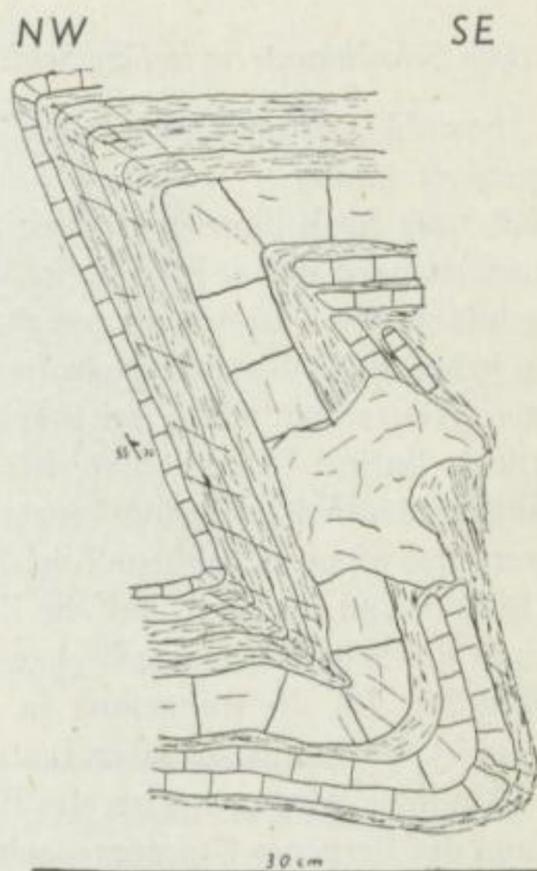


Bild 19—21
Typenbilder nordwestvergenter Kleinfalten aus dem
Nordwestteil des Halbhorstes; Phycodenschichten

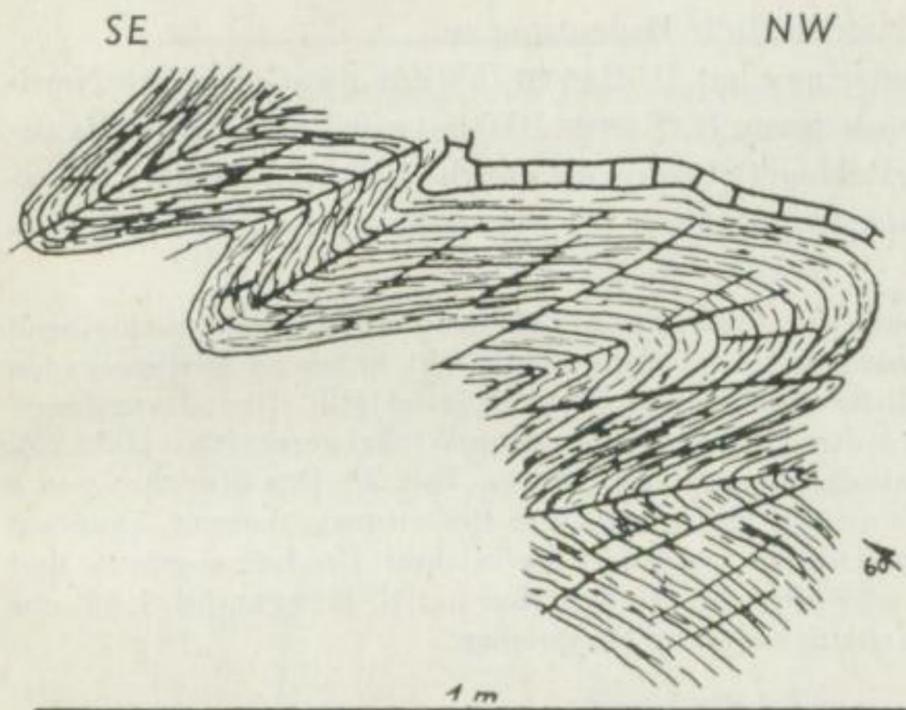


Bild 20. Straßenanschnitt an der
Papierfabrik Greiz im unteren
Göltzschtal

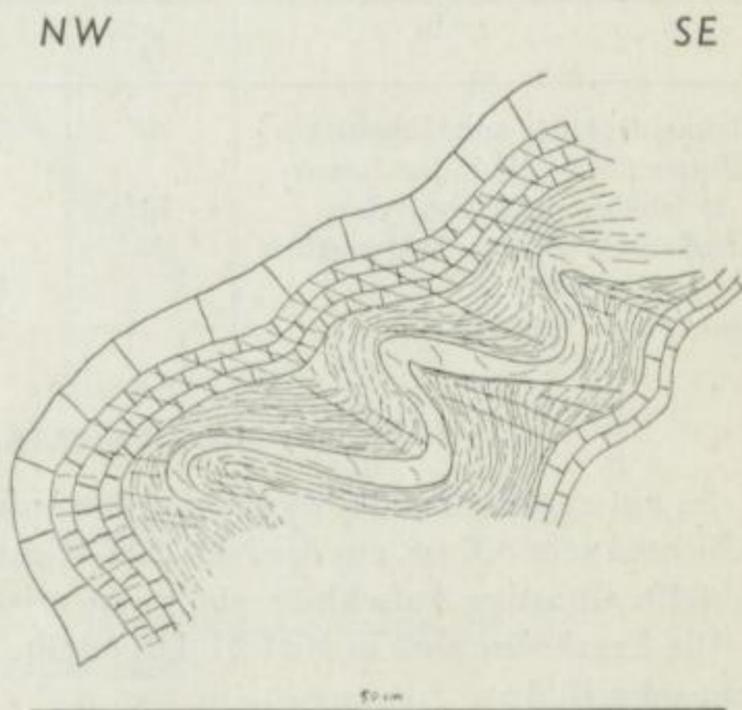


Bild 21. Klippe am Elsterprallhang
bei Rothental

Die Schnittkante zwischen Schichtung und Schieferflächen des s_2 -Typs („Runzelung“)

Sowohl in dieser Zone als auch in der Zone der Südostvergenz — in letzterer allerdings weniger häufig — zeigen die halbphyllitischen Schiefer im Handstück eine Kleinstfältelung im Millimeter-Bereich zwischen den s_2 -Flächen (Tafel IV, Bild 7). Die Spaltbarkeit nach den s_2 -Flächen ist hier nicht so gut wie bei der Transversalschieferung ausgebildet. Der Zusammenhang zwischen „Runzelung“ und s_2 -Flächen ist deshalb nicht in jedem Falle deutlich nachzuweisen. Exakte Messungen an Handstücken haben jedoch die „Runzelung“ als Schnittkante zwischen s_1 - und s_2 -Flächen immer wieder bestätigt. Dieses lineare Element hat sich im Gesamtgebiet des Halbhorstes von Netzschkau als außerordentlich richtungskonstant erwiesen. Das Hauptstreichen liegt bei 60 bis 65° mit überwiegend flachem Einfallen nach Nordwesten. Ein Vergleich der Diagramme (Bild 14 und 15) zeigt, daß die Runzelung die gleiche Orientierung wie die Faltenachsen (und die Schnittkante zwischen Schichtung und Transversalschieferung) besitzt (s. a. Bild 23). Da die Runzelung in jedem Aufschluß leicht und schnell einzumessen ist, kommt ihr als tektonisches Leitelement große Bedeutung zu.

Ähnliche Aussagen über die Runzelung hat D. BARTH [59] für das Gebiet am Nordrand des Bergener Granites machen können. R. BENEK [60] hat von der Nordwestflanke des Bergaer Sattels im Bereich der Pohlener Störung die gleiche Erscheinung als „Lineation in b“ beschrieben und auf Lagegleichheit mit der Schnittkante Schichtung/Transversalschieferung hingewiesen.

Neben der „Runzelung“ tritt oft noch ein zweites lineares Element auf, das rein beschreibend β genannt werden soll. β ist als Schnittgerade zwischen einer nicht näher zu bestimmenden s -Fläche und der Schicht- bzw. Schieferungsfläche (s_1 -Typ) definiert [42]. Die „Runzelung“ wird von diesen Flächen unter einem spitzen, relativ konstantem Winkel geschnitten (Bild 23). Mithin müßte dieses Linear jünger als die „Runzelung“ sein (s. Tab. 2). Das Streichen von β schwankt zwischen 90° und 130°. Ob diesem Linear regionale Bedeutung zukommt, kann auf Grund der wenigen Daten nicht entschieden werden. Eine in ihrer Erscheinungsform und Orientierung (Streichen 110°–120°) sehr ähnliche Flächenschar hat G. HEMPEL [61 S. 56] aus dem Kern des Bergaer Sattels als zweite Schieferung beschrieben.

Tabelle 2

	δ_1	δ_2	β	$\angle \delta_1 (\delta_2) : \beta$	
Bahneinschnitt am Hirschstein Klippe südwestlich der Kreuzholzhäuser südlich Mylau	50°	50°	94°	44°	Phycodensch.
Straßenwärterhaus nordwestlich Lauschgrün	70°	55°	97°	37°	Phycodensch.
Sportplatz Netzschkau		70°	121°	42°	Phycodensch.
				51°	Griffelschicht

Disharmonische Faltung in den Phycodenschichten

Im unteren Göltzschtal wurden bei der Aufnahme des Gefügeinventars der Phycodenschichten sehr diffuse, aus der NE—SW-Richtung abweichende Faltenachsenlagen festgestellt. Günstige Aufschlußverhältnisse erlaubten eine genaue Untersuchung.

Die Ergebnisse sind in Bild 24 dargestellt. Aus den Einzelbeobachtungen ergab sich folgendes Bild:

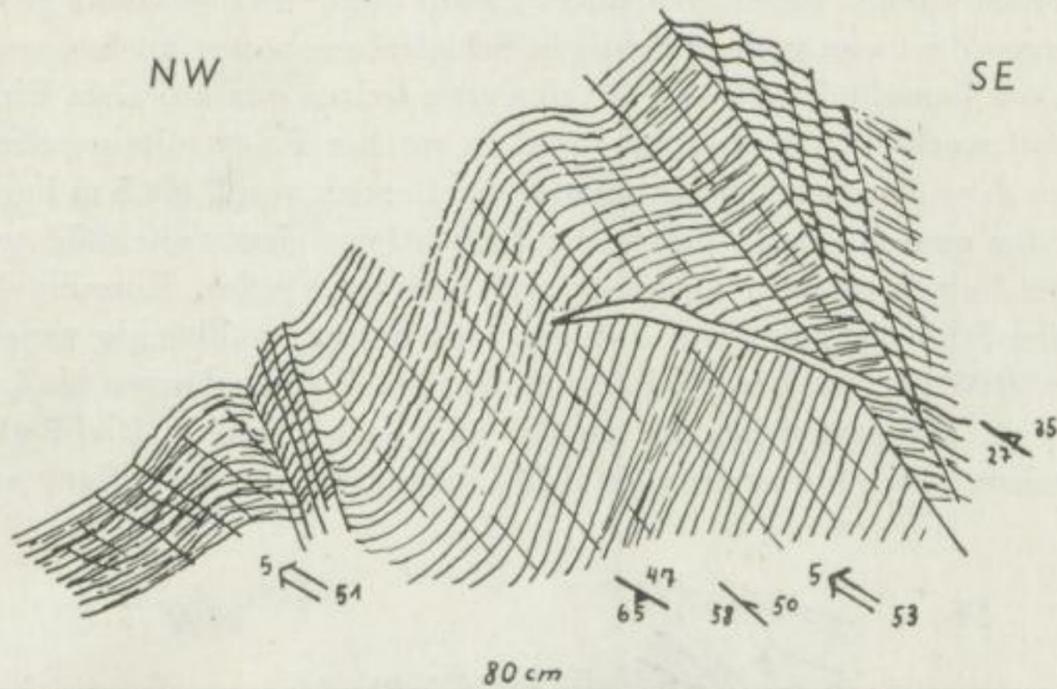


Bild 22. Südausgang des Eisenbahntunnels Greiz (Linie Greiz—Neumark).
Schubklüftung (s_2 -Flächen) in Kulmtonschiefern.
 s_2 -55°/45° SE — δ_2 -55°/10° NE — B-55°/5—10° NE

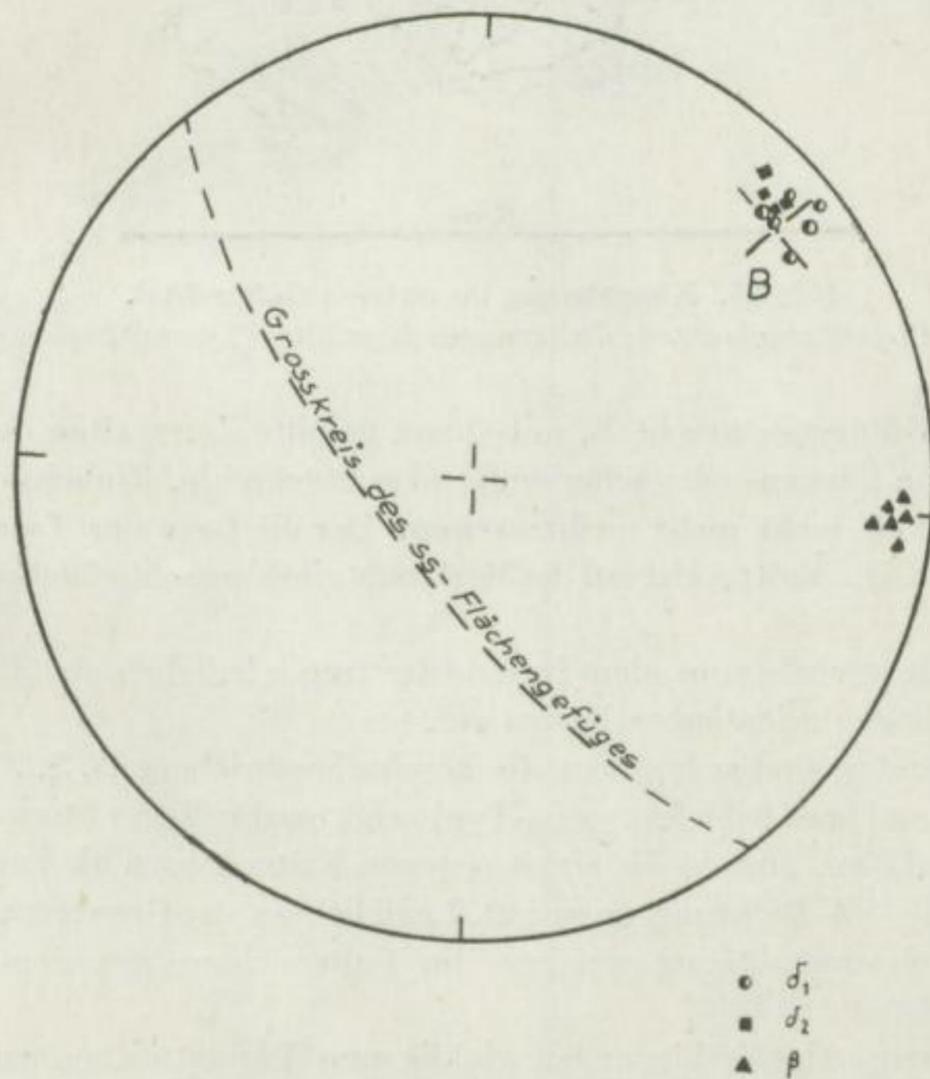


Bild 23. Bahneinschnitt am Fuße des „Hirschsteines“ südlich Mylau.
Phycodenschichten.

Lagebeziehungen zwischen δ_1 , δ_2 und β ; (6 δ_1 -Pole, 4 δ_2 -Pole, 6 β -Pole); Bereich einer Falte

3 Freiburger C 99

Die Phycodenschichten setzen sich einerseits aus dünn- und dickbankigen Quarziten, die nur untergeordnet von geringmächtigen Schieferlagen unterbrochen werden, andererseits aber aus Tonschieferpaketen mit nur vereinzelt quarzitischen Einlagerungen zusammen und wechseln offenbar im Profil in rascher Folge miteinander, wobei die Mächtigkeiten der entsprechenden Einheiten im Bereich von 2 bis 5 m liegen.

Innerhalb der quarzitischen Glieder der Schichtfolge sind Faltenbild und Achsenverteilung der Falten niedriger Ordnung vollkommen regellos. Einzelne Bänke oder geringmächtige Schichtpakete sind auf engstem Raum unabhängig voneinander gefaltet worden (Bild 25). Die Einzelfalten können dabei Wellenlängen bis 4 m und Abweichungen vom Hauptstreichen bis zu 90° aufweisen (Tafel V, Bild 9 und 10). Auf eine sehr intensive Durchbewegung (Bild 25) deuten bis zur Zerreißung ausgedünnte

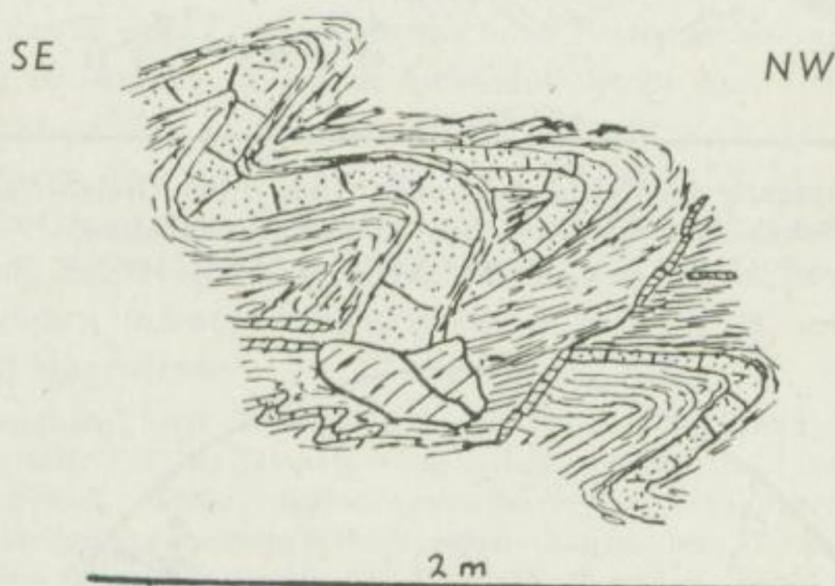


Bild 25. Käppelstein, im unteren Göltzschtal.
Phycodenschichten; disharmonisch gefaltete Quarzitbänke

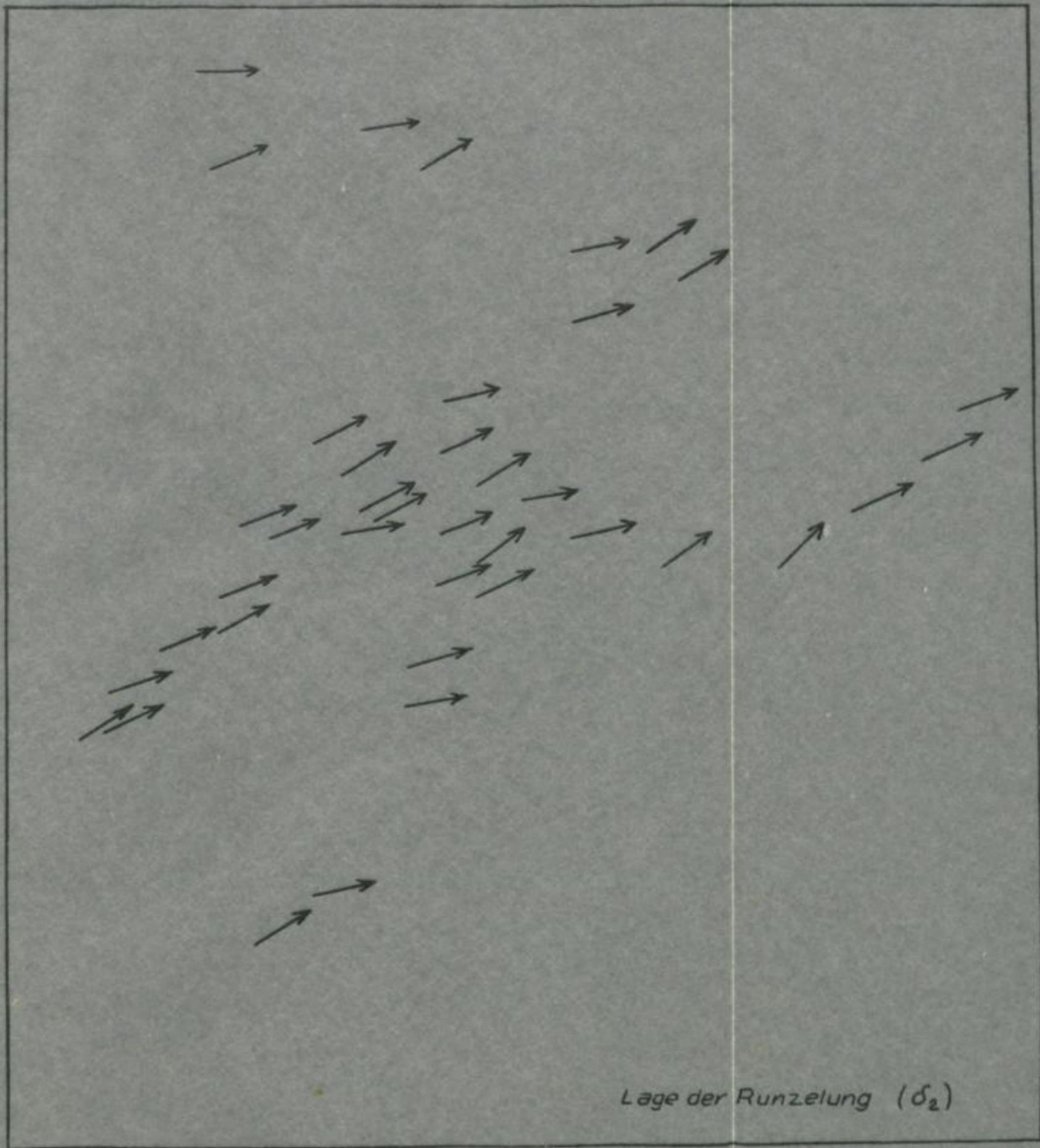
Faltenschenkel, Rillung senkrecht B, mit Quarz gefüllte Zerrspalten und Zerschering einzelner Bänke in klingen- oder scherbenförmige Stücke hin. Einheitliche Vergenz ist den Falten ebenfalls nicht mehr nachzuweisen. Der die Lage der Transversalschieferung behandelnde Abschnitt weist auf die Merkmale eines ausschließlichen Schieferungstyps hin.

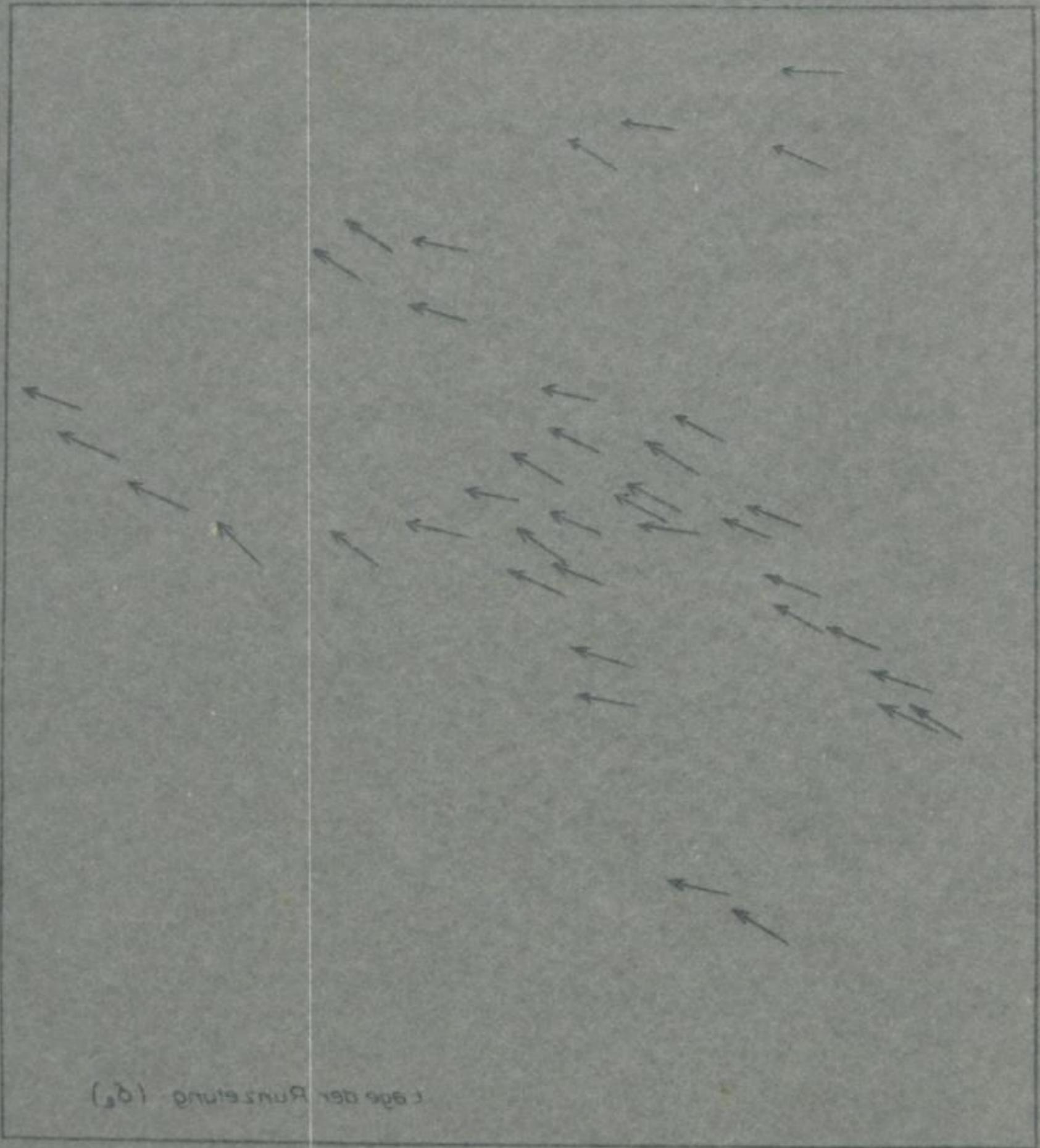
Die untergeordnet vorkommenden Tonschiefer treten lediglich als „Füllmasse“ zwischen den verschieden orientierten Falten auf.

In den Tonschieferpaketen herrscht die bereits beschriebene (s. S. 29) flache Lagerung. Die selten meßbare Schieferung (s_2 -Typ) zeigt nordöstliches Streichen bei steilem südöstlichem Einfallen. Sowohl die eingemessenen Faltenachsen als auch die „Runzelung“ sind in NE—SW-Richtung orientiert. Lediglich an der Grenze zu den Einheiten quarzitischer Zusammensetzung weichen die Faltenachsen aus dem nordöstlichen Streichen ab.

Falten- und flexurartige Verbiegungen winklig zum Hauptstreichen wurden weiterhin in den Phycodenschichten am Elsterprallhang nördlich Rothental beobachtet.

Die beschriebenen Abweichungen der Faltenachsen sind zweifellos auf ein unterschiedliches tektonisches Verhalten der Quarzite und Tonschiefer zurückzuführen. Eine





(a) Lage der Benutzung (a)

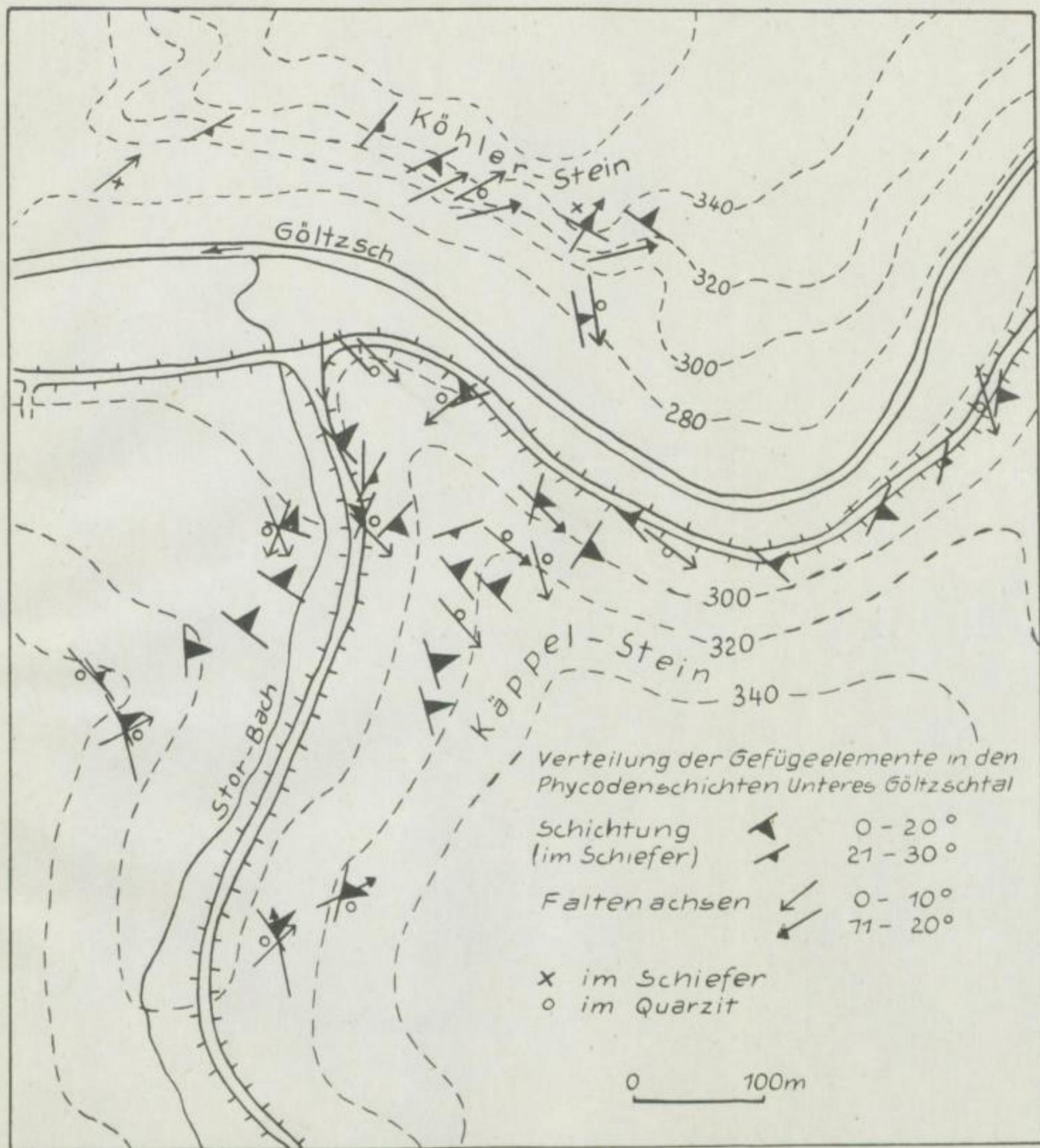


Bild 24



bruchtektonische Verstellung der Falten ist nicht in Betracht zu ziehen. Dagegen würde nicht nur das Neben- und Übereinander richtungsverschiedener Faltenachsen, sondern auch die strenge Orientierung der „Runzelung“ in den Tonschiefern, die sich zwanglos in das Bild der Gesamttektonik einfügt, sprechen. Faltende Bewegungen senkrecht zum erzgebirgischen Hauptstreichen im Sinne einer „Querfaltung“ sind aus den gleichen Gründen abzulehnen.

Es muß jedoch auffallen, daß disharmonische Erscheinungen dieser Art gerade in der Nähe der den Halbhorst im Nordwesten begrenzenden Aufschiebung sowohl in den Phycodenschichten (s. o.) als auch in Kulmtonschiefern, z. B. an einem Straßenanschnitt 500 m südlich Dörlau, zu finden sind.

R. BALK [2] beschreibt aus den Taconic-Mountains ähnliche Erscheinungen in Chlorschiefer-Quarzit-Wechselagerungen. Auch dort treten neben „normal“ streichenden Falten untergeordnet Falten bis maximal 2 m Wellenlänge auf, deren Achsen etwa senkrecht zum normalen Streichen verlaufen.

Diese Erscheinungen sind nach R. BALK [9, S. 98] an „linsen- oder plattenförmige Gesteinskörper ohne scharfe Ober- und Untergrenze“ in Schubzonen gebunden. Die für die Entstehung der regelwidrig streichenden Faltenachsen notwendige seitliche Bewegungskomponente leitet R. BALK aus ungleichsinnigen Bewegungen der einzelnen Gesteinskörper in Überschiebungszonen ab, die, begünstigt durch die Inhomogenität der Schichtfolge, durchaus nicht nur nach oben gerichtete, sondern auch seitlich oder schräg abwärts gerichtete Bewegungen ausführen können.

Ein großer Teil der von R. BALK beschriebenen Erscheinungen stimmt mit den Verhältnissen in den geschilderten Aufschlüssen vollkommen überein. Eine Entstehung der SE—NW bis N—S gerichteten Faltengebilde auf ähnliche Weise ist deshalb nicht ausgeschlossen. Wenn auch im Gebiet des Käppelsteines Überschiebungen oder Aufschiebungen in den Phycodenschichten nicht direkt nachgewiesen werden konnten, so ist doch deren Existenz aus regionalen Überlegungen heraus im Hinblick auf die sich im Südosten anschließende Zone der Südostvergenz in Erwägung zu ziehen.

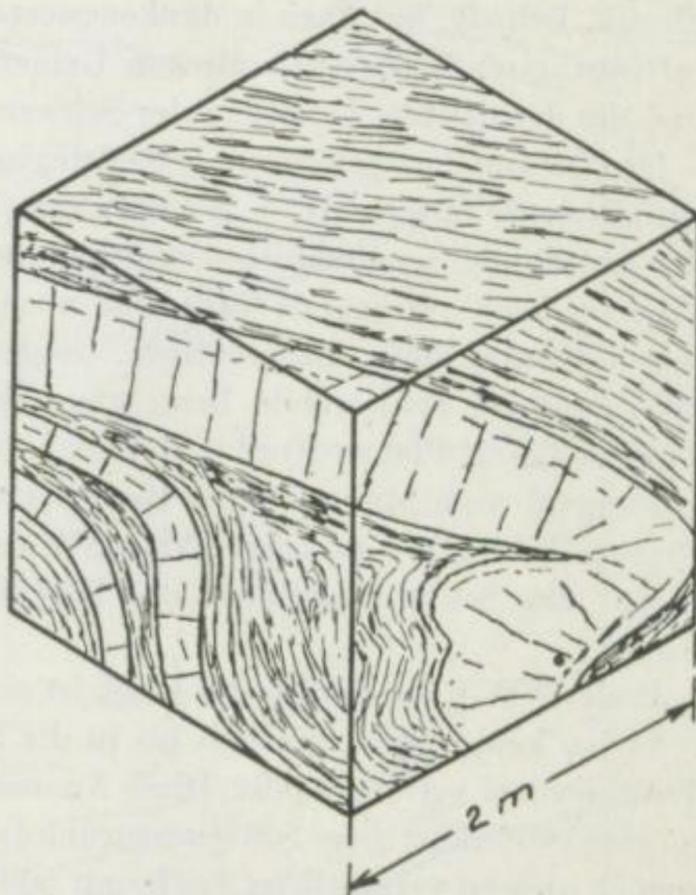


Bild 26. Schematische Darstellung stark voneinander abweichender Faltenachsen in Tonschiefer-Quarzitwechsellagerungen der Phycodenschichten

DAS SCHWEREBILD IM NORDVOGTLÄNDISCHEN GEBIET

Es erschien im Hinblick auf die Lage des Halbhorstes von Netzschkau in unmittelbarer Nähe der westerzgebirgischen Granite interessant, das Schwerebild des nördlichen Vogtlandes in die regionalen Betrachtungen mit einzubeziehen. Der VEB Geophysik, Leipzig, hat dazu in dankenswerter Weise Auszüge aus den Schwerekarten des ostthüringisch-nordvogtländischen Gebietes, die Karte der Bouger-Schwerestörungen und die der dritten Ableitung der Schwere (n. HAALCK) zur Verfügung gestellt.

Der gesamte erzgebirgisch-ostthüringische Raum wird von einem nachsudetischen Granitkörper unterteuft (A. WATZNAUER [51 a, S. 703]), dessen höchste Erhebungen von der Abtragung angeschnitten wurden und der direkten Beobachtung zugänglich sind. Weniger hoch aufragende Teile sind noch im Untergrund verborgen und machen sich durch Kontakthöfe, Lagerstätten, in der Achsentektonik des Daches (W. LORENTZ 1955) und im Schwerebild bemerkbar. Aus der Schwereverteilung auf den Blättern Triebes, Greiz, Plauen-Nord und Treuen ist ersichtlich, daß die Schwerewerte (Bougerstörungen) vom Minimum des Bergener Granites nach N, NW und W allmählich ansteigen (Bild 27). Eine breite NE—SW verlaufende Schwereschwelle auf Blatt Triebes trennt das Schwereminimum des Bergener Granites von der Schwereanomalie von Auma.

In der NW-Ecke des Blattes Greiz ist eine schmale Ausstülpung der Isogammen nach NNE zu beobachten, die sich bis in die SW-Ecke des nördlich angrenzenden Blattes Walthersdorf verfolgen läßt. Diese Anomalie wird „Minimum von Greiz“ genannt [58]. G. HERTWIG führt diese Schwerestörung auf einen oberflächennahen granitischen Körper zurück, dessen vermutliche Teufe mit 500 bis 700 m angegeben wird. (Die im Kern des Bergaer Sattels anstehenden Porphyroide reichen dichtemäßig nicht aus, um das Minimum von Greiz zu erklären.) Als Beweis für einen granitischen Körper im Untergrund werden Pb- und Sb-Gänge von Kleinreinsdorf (Bl. Walthersdorf) genannt. Die Antimonglanz führenden Gänge gehören jedoch dem sogenannten Werner-Morgenzug an, der sich aus dem Raum von Schleiz bis in das Gebiet von Kleinreinsdorf hinzieht. Älter sind die Bleiglanz-Zinkblende-Gänge, an die sich die Antimonglanz führenden Gänge lokal anscharen (Erl. Walthersdorf). Nur die Bleiglanz-Zinkblende führenden Gänge dürften auf eine Aufstülpung eines Granitkörpers im Untergrund hinweisen.

Das Aufbiegen der Isogammen im Süden des Minimums von Greiz wird auf den Einfluß des Bergener Granites zurückgeführt. Auf der Karte der dritten Ableitung der Schwere nach HAALCK (Bild 28) ist an der SE-Flanke des Minimums von Greiz eine deutliche Ausbuchtung der Isogammen nach SE, etwa unter die Hochscholle des Halbhorstes von Netzschkau, festzustellen. Südlich davon liegt eine weitere Anomalie, die vom Minimum des Bergener Granites durch ein kleines Schwerehoch abgetrennt wird.

Es liegt nahe, unter der Ausstülpung der Isogammen an der SE-Flanke des Greizer Minimums und der weiter südlich liegenden kleinen Anomalie ebenfalls höher auf-

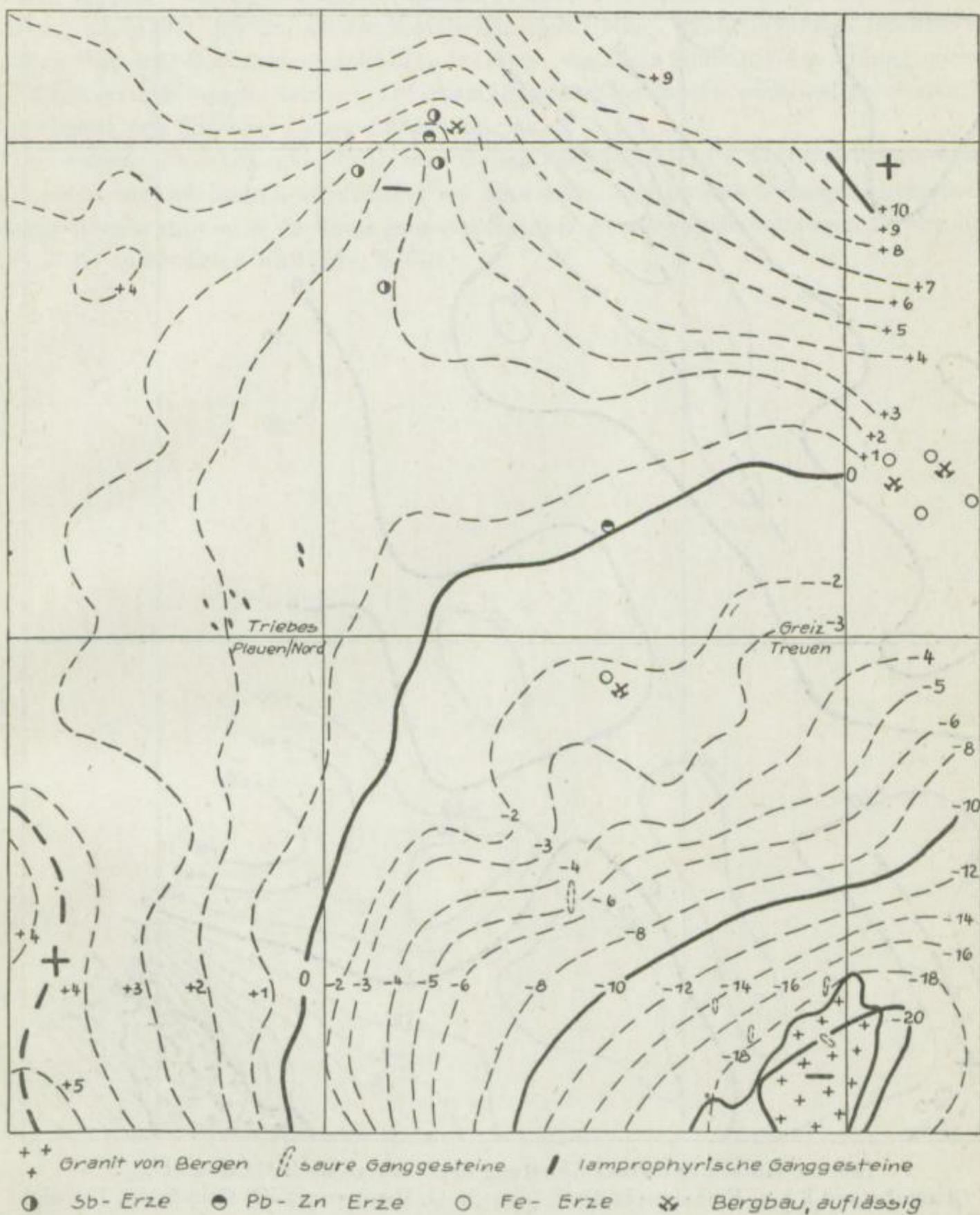


Bild 27. Gravimetermessungen.

BOUGER-Schwerestörungen, mittelgeländeverbessert (n. G. HERTWIG, VEB Geophysik Leipzig)

ragende Granitkörper zu vermuten, wobei die oben angeführte Ausstülpung direkt zum Minimum von Greiz gehören kann, aber auch durch die Hebung des Netzschkauer Halbhorstes, also bruchtektonisch, verursacht worden sein kann.

Direkte Hinweise auf einen granitischen Körper im Untergrund sind kaum vorhanden. Herr E. VOIGT, Mylau, teilte mit, daß vor etwa 30 Jahren im Gelände der heutigen

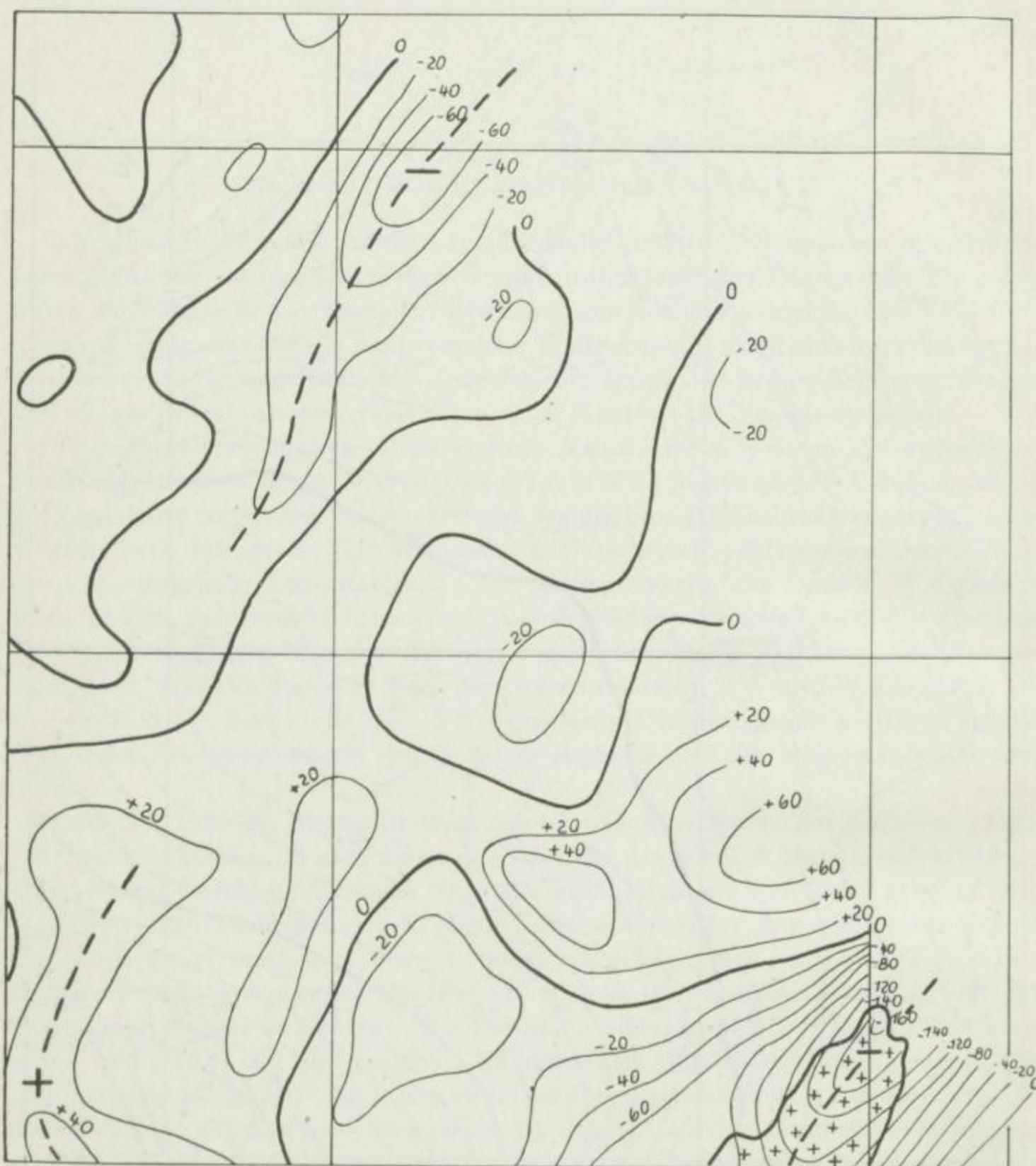


Bild 28. Karte der dritten Ableitung der Schwere nach HAALCK (U_{zzz}).
Gitterabstand 3 km, Einheiten in 10^{-15} (cgs) (n. G. HERTWIG, VEB Geophysik, Leipzig)

Maschinen-Traktoren-Station in Mylau beim Brunnenbau ein Gang in einem Diabas angetroffen wurde, der neben Quarz und Calcit auch Bleiglanz, Zinkblende (?) und dunkles Rotgültigerz führte. Genauere Angaben konnten jedoch nicht gemacht werden.

Westlich der Büнау-Mühle im oberen Göltzschtal südlich Mühlwand liegt ein altes Pingen- und Haldengebiet. Nach dem Haldenmaterial zu urteilen, wurden oxydische

Eisenerze, dichtes Brauneisenerz und brauner Glaskopf im Tagebau und im Tiefbau gewonnen.

Brekzien, aus Nebengesteinsbruchstücken (Phycodenschichten und Kieselschiefer des Gotlandiums) und derbem Quarz bestehend, sind häufig. Wahrscheinlich handelt es sich um Rot- und Brauneisenerze führende Gänge, wie sie in ähnlicher Ausbildung, meist auf Blattverschiebungen sitzend, auf Blatt Planitz-Ebersbrunn nicht selten sind und dem Granit von Kirchberg zuzuordnen sind.

Die vereinzelt vorkommenden Kersantite bei Elsterberg und Klein-Walthersdorf gehören den im thüringisch-vogtländischen Raum weit verbreiteten lamprophyrischen Ganggesteinen an, von denen keine genauen Angaben über lokale Erhebungen der Granitoberfläche zu erwarten sind [51a, S. 704].

ZUSAMMENFASSUNG

Der Halbhorst von Netzschkau ist als Teil einer Südost-Nordwest verlaufenden Schollenzone zu betrachten, die sich vom Nordwestrand des Bergener Granites bis in den Kern des Bergaer Sattels verfolgen läßt.

Diese Schollenzone kann als räumlich und zeitlich begrenztes Glied einer langlebigen Bewegungszone aufgefaßt werden, die bereits an der Wende Mittel/Oberdevon durch dictyogenetische Bewegungen (R. SCHOENENBERG 1950), im höheren Oberkarbon durch das Aufdringen der Granite des Westerzgebirges (E. PUFFE 1930, H. KOELBEL 1954) sowie mehraktige, jüngere, zeitlich nicht genau zu fixierende bruchtektonische Bewegungen, die im Gebiet zwischen Greiz und Gera Zechstein und Muschelkalk betroffen haben, wirksam war. In der nordwestlichen Verlängerung dieser Zone liegen im Bereich des Thüringer Beckens die saxonischen Bruchstrukturen des Leuchtenburggrabens und des Weimarer Grabens.

Die innere Tektonik des Halbhorstes von Netzschkau zeigt Südwest—Nordost streichenden Faltenbau. Die Faltenachsen fallen fast ausschließlich nach Nordosten ein. Anzeichen einer Querfaltung im Sinne einer Achsenscheitelung wurden nicht festgestellt. Aus dem nordöstlichen Streichen abweichende Achsen von Kleinfalten werden nach R. BALK [2] als disharmonische Falten aufgefaßt, die größere streichende Störungen anzeigen können. Im Südostteil des Halbhorstes herrscht südostvergenter Faltenbau mit deutlich ausgeprägter Transversalschieferung (s_1 -Typ der Schieferung nach R. HOEPPENER 1956). Der Nordwestteil des Halbhorstes wird durch flache, kuppel- oder antiklinalartige Lagerung schwach epimetamorpher Phycodenschichten gekennzeichnet. Kleinfalten erlaubten eine genauere Bestimmung der Transportrichtung, die im nordwestlichen Teil nach Nordwesten, im südöstlichen Teil nach Südosten gerichtet ist. Im nordwestlichen Teil des Halbhorstes ist Schubklüftung (s_2 -Typ der Schieferung nach R. HOEPPENER 1956) vorherrschend. Transversalschieferung tritt nur untergeordnet in Gesteinen quarzitischer Zusammensetzung auf. Die flache, weitspannige Lagerung der Phycodenschichten im Nordwestteil des Halbhorstes läßt im Verein mit der beginnenden Metamorphose (Phyllitisierung) und dem Auftreten der Schubklüftung auf ein tieferes tektonisches Niveau als in der Zone der Südostvergenz schließen. Die Untersuchungen E. SCHROEDERS (1958) haben für das Gebiet des Hirschberg-Gefeller-Nebensattels zu ähnlichen Ergebnissen geführt.

Der Halbhorst von Netzschkau wird an seiner Südwest- und Nordostflanke von der „Reuther Verwerfung“ bzw. der „Göltzschtalverwerfung“ begrenzt. Beide Brüche finden im Kern des Bergaer Sattels in der Gommlauer bzw. der Zoghaus-Untergrochlitzer Störung ihre Fortsetzung. Eine einseitige Ankipfung von Südosten kann auf Grund der Kontur dieser „Netzschkau-Gommlauer Hebungzone“, deren südöstlicher Teil der Halbhorst von Netzschkau darstellt, angenommen werden.

Das Schwerebild zeigt im Bereich des Halbhorstes von Netzschkau zwischen dem Minimum des Bergener Granites und dem Minimum von Greiz ein flaches, rückenartiges Minimum bzw. auf der Karte der dritten Ableitung der Schwere (u_{zzz}) ebenfalls ein Schwereminimum. Direkte Anzeichen granitischer Tiefenkörper haben sich jedoch nicht nachweisen lassen.

Literatur

- [1] BACHMANN, M.: Das Ordovizium in der Gegend von Schleiz. N. Jhb. f. Geol. Min. u. Pal. 1954, H. 6.
- [2] BALK, R.: Faltenachsen in Überschiebungszonen. Geol. Rdsch. 41 (1952) S. 90–103.
- [3] BILLINGS, E.: Structural Geology. Prentice-Hall, Inc. New-York 1954.
- [4] BRINKMANN, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. Geol. Rdsch. 35 (1948) S. 56–64.
- [5] CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
- [6] DEUBEL u. a.: Die Erze des Thüringer Untersilurs. Arch. f. Lagerstättenföschg. 1942, H. 75.
- [7] DEUBEL, F.: Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens. Beitr. z. Geol. v. Thür. H. 1, 1925, S. 16–48.
- [8] EIGENFELD, R.: Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. Abh. d. Sächs. Ak. d. Wiss. 1938, 42/7.
- [9] EISMANN: Stratigraphische Untersuchung des Gotlandiums nordwestlich des Kirchberger Granitmassives Greifswald 1956, Diplomarbeit.
- [10] ENGELS, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers im Thüringer Wald. Beiheft zur Zschr. Geologie 1 (1952).
- [11] FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil I. Frankfurt 1956.
- [12] V. FREYBERG, B.: Die Fauna und Gliederung des deutschen Untersilurs. Zschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 74 (1922).
- [13] V. FREYBERG, B.: Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges. Jhb. d. Hall. Verb. 4, Lief. I (1923).
- [14] FREYER, G.: Neue Untersuchungen im Oberdevon des Vogtlandes. Freib. Forschungs.-H. C 27 (1951).
- [15] V. GAERTNER, H. R.: Über den Magnetitquarzit im Tremadoc des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes. Jhb. d. Pt. Geol. L. A. f. 1935, 56, 1936.
- [16] V. GAERTNER, H. R.: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und N-Bayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. Jhb. d. R. A. f. Bodenschg. f. 1941, Bd. 62, S. 54–80.
- [17] V. GAERTNER, H. R.: Probleme des Saxothuringikums. Geol. Jhb. 1949, Bd. 65, S. 409–450, Hannover 1951.
- [18] GRAUPNER, A.: Das phyllitische Kerngebiet des Ostthüringer Hauptsattels. Beitr. z. Geol. v. Thür. H. 2 (1928) S. 82–105 und H. 3, S. 113–114.
- [19] HARTMANN, L.: Gefügekundliche Untersuchungen im Gebiet des Frankenwälder Quersattels bei Leutenberg-Probstzella. Diplomarbeit 1956, unveröff. Geol. Institut der Bergakademie Freiberg.
- [20] HOFMANN, J.: Geologisch-tektonische Beobachtungen im Gebiet von Mylau-Reichenbach. Geologische Meldearbeit 1955, Geol. Institut der Bergakademie.
- [21] HOFMANN, R.: Zur Tektonik des Frankenwaldes. Geologica Bavarica, Nr. 27, S. 67–130.
- [22] HOHL, R.: Das Klippengebiet von Reuth-Gefell im nordwestlichen Vogtland. Beitr. z. Geol. v. Thür. H. 3 (1932) S. 143–197.
- [23] HOEPPENER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. Geol. Rdsch. Bd. 44 (1955) S. 26–58.
- [24] HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geol. Rdsch. Bd. 45/2 (1956) S. 247 bis 283.
- [25] V. HORSTIG, G.: Die Tektonik der Frankenwälder Querzone bei Berg nordwestlich Hof. Geologica Bavarica, Nr. 27, S. 94–130.
- [26] JAEGER, H.: Über die Silur-Devongrenze in Thüringen. Zschr. Geologie, H. 7 (1955) S. 416–432.
- [27] JAEGER, W.: Der geologische Bau des vogtländischen Phyllitgebietes. Abh. d. Sächs. Geol. L. A. H. 6, 1927.
- [28] JANKOWSKY, W.: Schichtenfolge, Sedimentation und Tektonik im Unterdevon des Rheintales in der Gegend von Unkel-Remagen. Geol. Rdsch. Bd. 44 (1955) S. 59–86.
- [29] KIENOW, S.: Beiträge zur Geomechanik über Faltungsschieferung. N. Jhb. f. Min. Abt. Bd. 90 (1949) S. 345 bis 378.
- [30] KIENOW, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. Geol. Rdsch. 41 (1952) S. 110–128.
- [31] KOELBEL, H.: Horizontalflexuren im mitteldeutschen Grundgebirge und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. Zschr. Geologie, H. 4 (1954) S. 445–450.
- [32] KORN, H.: Schichtung und absolute Zeit. N. Jhb. f. Min. 1938, Beil. Bd. 74, Abt. Ab, S. 50–188.
- [33] LORENZ, W.: Die Schwereanomalie von Auma. Tektonisch-gefügekundliche Untersuchungen im ostthüringischen Schiefergebirge. Freib. Forsch.-H. C 39 (1957).
- [34] MEHNER, W.: Die Südostflanke des Ostthüringer Hauptsattels von Unterkoskau bis Erbengrün. Diss. Leipzig 1930.
- [35] PHILLIPS, F. C.: The Use of Stereographic Projection in Structural Geology. Edward Arnold, London 1954.
- [36] PIETZSCH, K.: Kritische Betrachtungen der Anschauungen über die Gebirgsbildungsphasen im sächsischen Grundgebirge. Stille-Symposium, 1956, S. 107–119.
- [37] PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. Volk und Wissen, Berlin 1951.
- [38] POMPER, H.: Der Blintendorfer Kuhl und sein Verhältnis zum Hirschberger Sattel. Diss. Leipzig 1930.

- [39a] PUFFE, E.: Die südwestvogtländischen Minerallagerstätten, ein Beitrag zur Kenntnis von Übergangslagerstätten. Diss. Freiberg 1930.
- [39b] PUFFE, E.: Die Minerallagerstätten des südwestlichen Vogtlandes. N. Jhb. f. Min. Beih. Bd. 74, Abt. A, 1938.
- [40] RICHTER, R. & E.: Phyllitische Schiefer im Ostthüringer Hauptsattel als Vertreter der Griffelschiefer des Schwarzbürger Sattels. *Senckenbergiana* 17 (1935) S. 291–296.
- [41] RÜGER, L.: Schieferung und tektonisches Streichen. *Beitr. z. Geol. v. Thür.* IV (1937) S. 198–206.
- [42] SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil I und II, Springer-Verlag, Wien 1948.
- [43] SCHMIDT, W.: Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
- [44] SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. III. Auflage, Jena 1955.
- [45] SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild. *Fortschr. d. Geol. und Pal.* 8, H. 25, S. 1930.
- [46] SCHÖNENBERG, R.: Stratigraphie, Tektonik und geosynklinaler Magmatismus der ältesten Oberdevonzeit am Bergaer Sattel. *Geol. Jhb. f.* 1950, Bd. 66, S. 15–64.
- [47] SCHÖNENBERG, R.: Zur Tektonik des vogtländischen Varistikums bei Elsterberg. *Geologica*, H. 11 (1952) S. 81–86.
- [48] SCHROEDER, E.: Zur Stellung des Hirschberger Gneises. *Geologica Bavarica*, Nr. 27, S. 131–142.
- [49] SCHWAN, W.: Über die Abtragung des varistischen Gebirges in Sachsen. *Abh. d. Pr. Geol. L.-A.*, N. F. H. 212.
- [50] SPENGLER, E.: Die Frankenwälder Querzone. *Abhdlg. d. Dtsch. Ak. d. Wiss. Abhdlg. z. Geotekt.* Nr. 9.
- [51a] WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Zschr. Geologie*, H. 6/7 (1954) S. 688–708.
- [51b] WATZNAUER, A.: Saxothuringikum-Lugikum, ein regional-tektonischer Vergleich. *Freib. Forsch.-H.* C 17 (1955) S. 30–53.
- [52] WEINGART, W.: Schichtenfolge und Tektonik des Unterdevon im Rheinprofil zwischen Rheinbrohl und Leutesdorf (Kreis Neuwied). *Geol. Rdsch.* Bd. 44 (1955) S. 173–192.
- [53] ZIMMERMANN, E.: Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogtl.-ostthür. Schiefergebirges. *Zschr. d. dtsh. Geol. Ges.* 54 (1902) S. 336–410.
- [54] ZIMMERMANN, H.: Neubegabung von Blatt Greiz. *Jhb. d. Preuß. Geol. L.-A. f. d. J.* 1921, Bd. XLII, S. XXVI bis XXIX.
- [55] ZÖLLICH, M.: Zur Deckenfrage im Mittelharz. *Abh. d. Pr. Geol. L.-A.* 1939.
Erläuterungen zu den Kartenblättern Greiz [56] und Treuen [57]. Unterlagen des VEB Geophysik [58].

Nach Abschluß der Arbeit erschienen:

- [59] BARTH, D.: Tektonische Untersuchungen im Gebiet von Greiz. Diplomarbeit 1957, unveröff., Geol. Institut der Bergakademie.
- [60] BENEK, R.: Tektonische Untersuchungen aus dem Raum der Pohlener Störung südlich Gera. *Zschr. Geologie* 7 (1958) H. 3–6, S. 494–518.
- [61] HEMPEL, G.: Das metamorphe Kerngebiet (Ordovicium) des Bergaer Sattels östlich der Weißen Elster (Ostthüringen). *Zschr. Geologie* 7 (1958) H. 1, S. 44–60.
- [62] HÄNDEL, D.: Das höhere Ordovizium im sächsischen Vogtland. *Ber. d. Geol. Ges. i. d. DDR*, Bd. 4 (1959) H. 1, S. 93–111.
- [63a] SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). *Zschr. Geologie* 7 (1958) H. 3–6, S. 465–483.
- [63b] SCHROEDER, E.: Prävaristischer Magmatismus und Tektonik in den Sattelzonen Ostthüringens. *Abh. d. Dtsch. Ak. d. Wiss.*, Akademie-Verlag, Berlin 1958.
- [64] SCHWAN, W.: Zur tektonischen Stellung der sächsischen Zwischengebirge. *Ber. d. Geol. Ges. i. d. DDR*, Bd. 2 (1957) H. 2, S. 93–108.

TAFELN I—V

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Bild 1. Steinbruch am Westhang des Göltzschtals, 400 m nordwestlich der Göltzschtalbrücke.
Diabastuffite des Oberdevon (I δ) über Phycodenschichten transgredierend



Bild 2. Straßenanschnitt an der Straße Mylau – Mühlwand, 1,5 km südlich Mylau.
Phycodenschichten; Engscharige Transversalschieferung im Scheitel einer südostvergenten
Falte ($s_1 = 125^\circ/13^\circ$ NE; $B = 70^\circ/10^\circ$ NE)

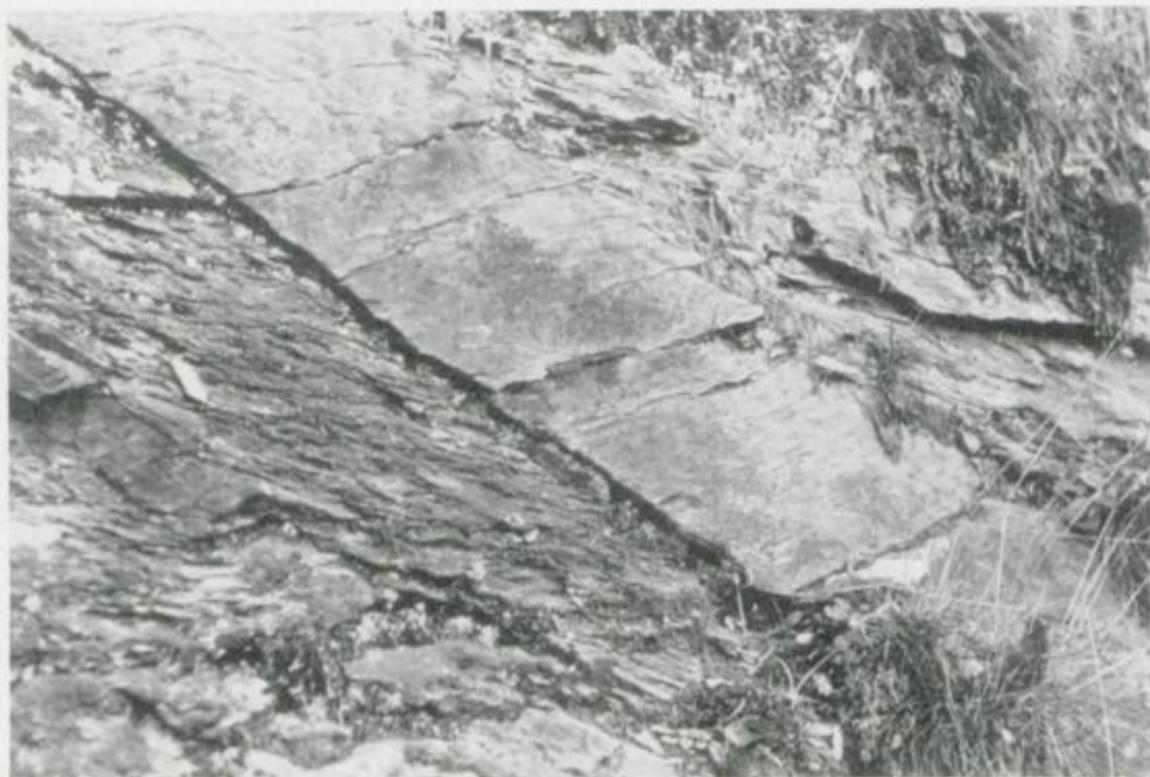


Bild 3. Klippe 400 m südwestlich des „Hohen Steines“ im unteren Göltzschtal.
Phycodenschichten; Wechsel des Einfallens der Schieferung in einer Quarzitbank
(s_s $58^\circ/36^\circ$ NW, s_1 $60^\circ/28^\circ$ NW (im Schiefer), s_1 $60^\circ/16^\circ$ SE (im Quarzit))



Bild 4. Südausgang des Eisenbahntunnels Döhlau.
Phycodenschichten; an die ac -Richtung gebundene „Knicke“ der Schieferung



Bild 5. Straßenanschnitt an der Papierfabrik Greiz im unteren Göltzschtal.
Phycodenschichten; Nordwestvergente Falte im Tonschiefer ($B = 55^\circ/10^\circ \text{ NE}$, $s_2 = 50^\circ/45^\circ \text{ SE}$)



Bild 6. Klippe 350 m südlich des „Hohen Steines“ im unteren Göltzschtal.
Phycodenschichten; Schieferung vom s_2 -Typ im Tonschiefer; Schleppungen an den s_2 -Flächen
sind im Bereich des Hangendschenkels der Falte deutlich zu erkennen
($B = 35^\circ/5^\circ \text{ NE}$, $s_2 = 35^\circ/55^\circ \text{ SE}$)

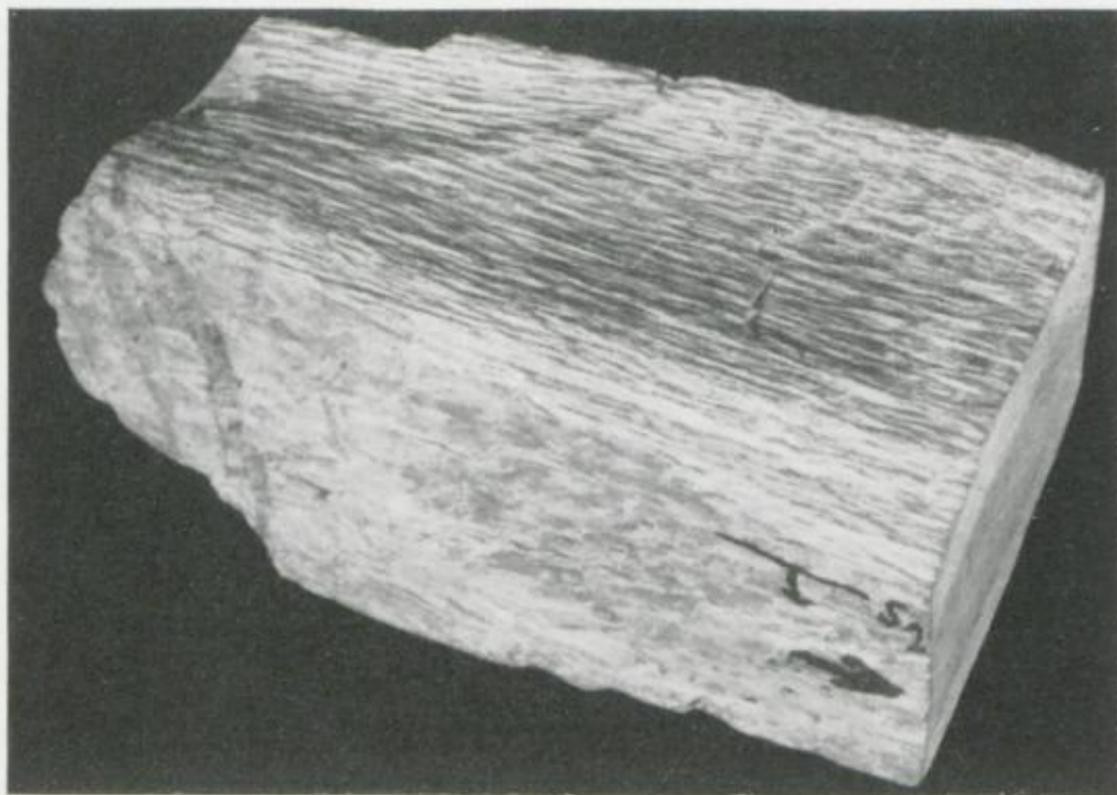


Bild 7. Südausgang des Eisenbahntunnels Greiz-Mohlsdorf (Linie Greiz—Neumark).
Kulmtonschiefer; Schubklüftung (s_2), „Runzelung“ (δ_2) und Schichtung (hell-dunkle Bänderung auf der Seitenfläche des Hand-Stückes). Die Lagebeziehung zwischen den s_2 -Flächen und der „Runzelung“ ist deutlich zu erkennen

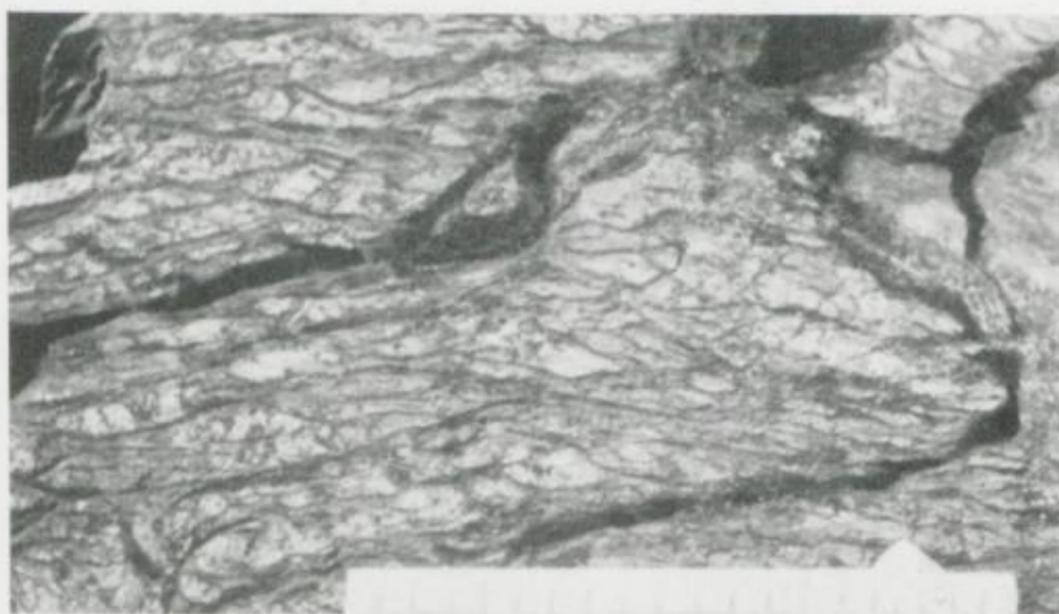


Bild 8. Käppelstein im unteren Göltzschtal.
Phycodenschichten; klingenförmig zerscherte Quarzitbänkechen bei spitzem Schnittwinkel zwischen Schichtung und Transversalschieferung



Bild 9. Elsterprallhang nördlich Rothental.

Phycodenschichten; disharmonische Falten mit sich überschneidender Achsenlage in verschiedenen Quarzitbänken ($B_1 = 175^\circ/5^\circ$ N, $B_2 = 60^\circ/10^\circ$ NE)

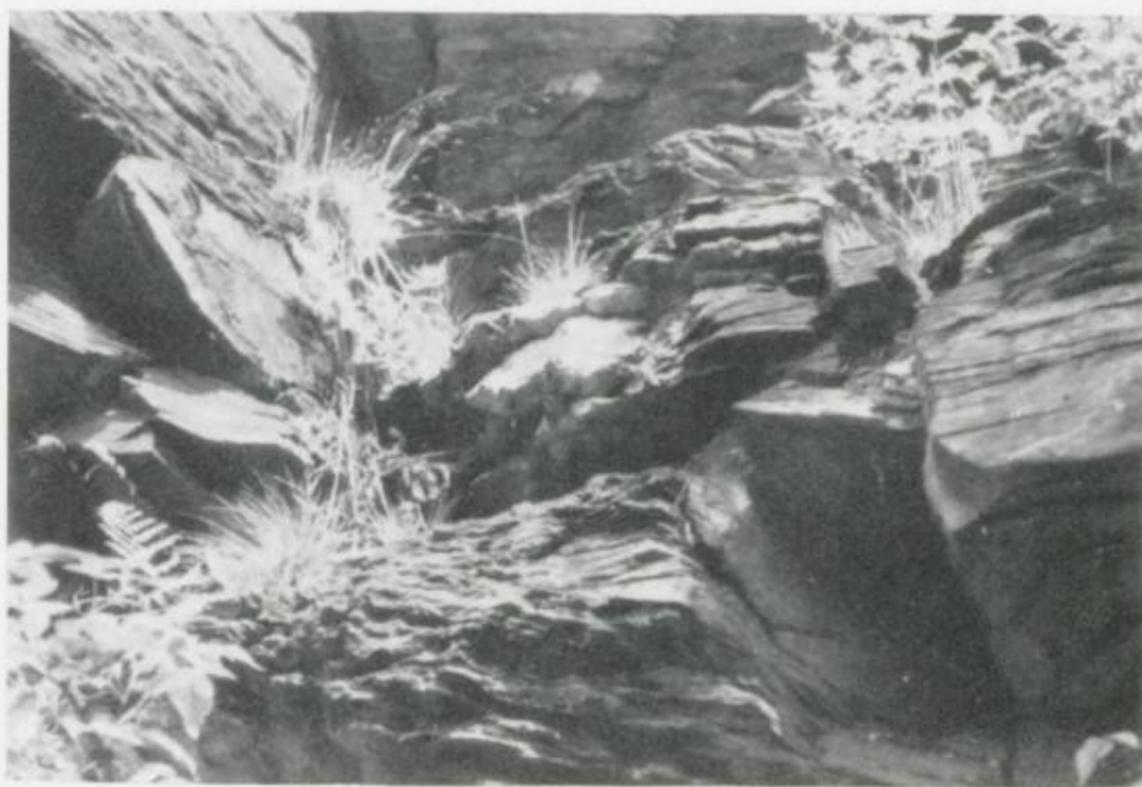
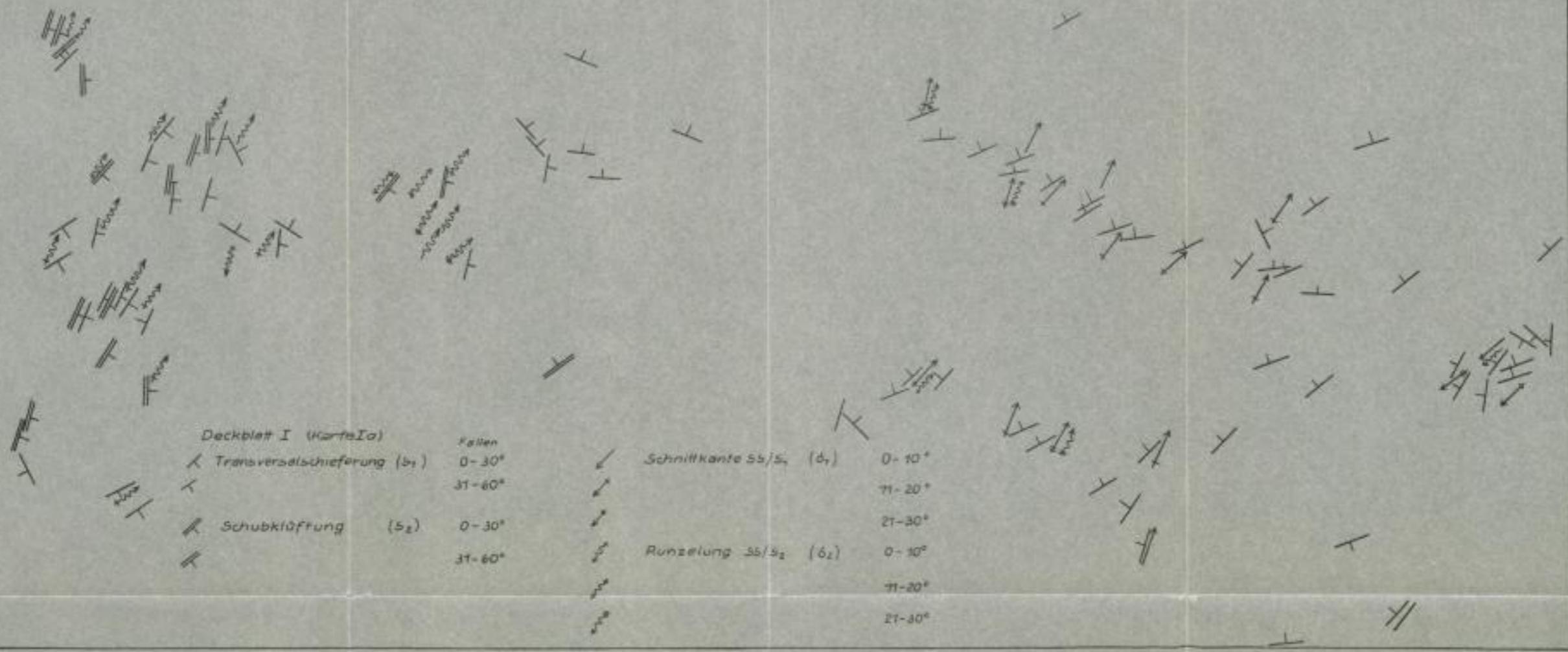


Bild 10. Klippe 450 m südlich des Käppelsteines am Osthang des Stop-Bach Tales.

Phycodenschichten; disharmonisch gefaltete, dünn-schichtige Tonschiefer-Quarzit-Wechsel-lagerung ($B_1 = 20^\circ/5^\circ$ NNE, $B_2 = 160^\circ/10^\circ$ NNW)



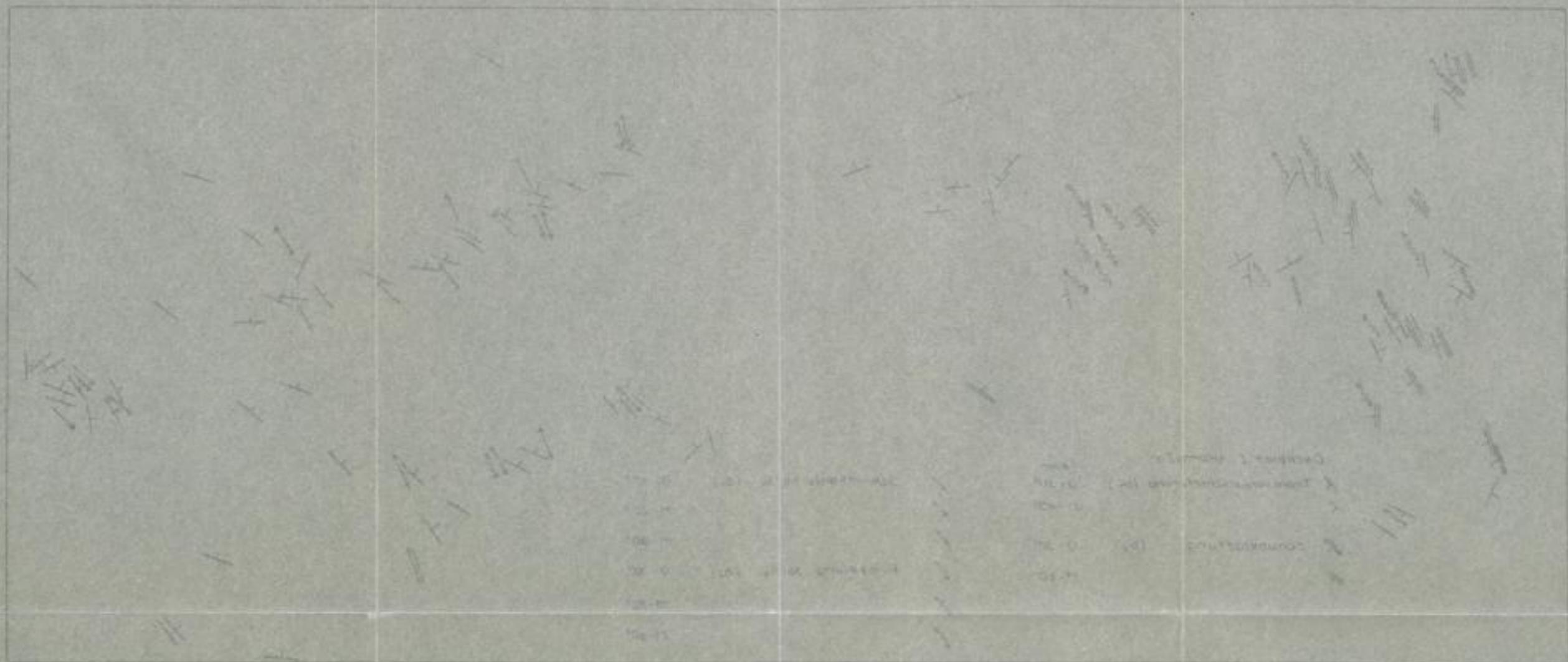
Deckblech I (Karte 1a)

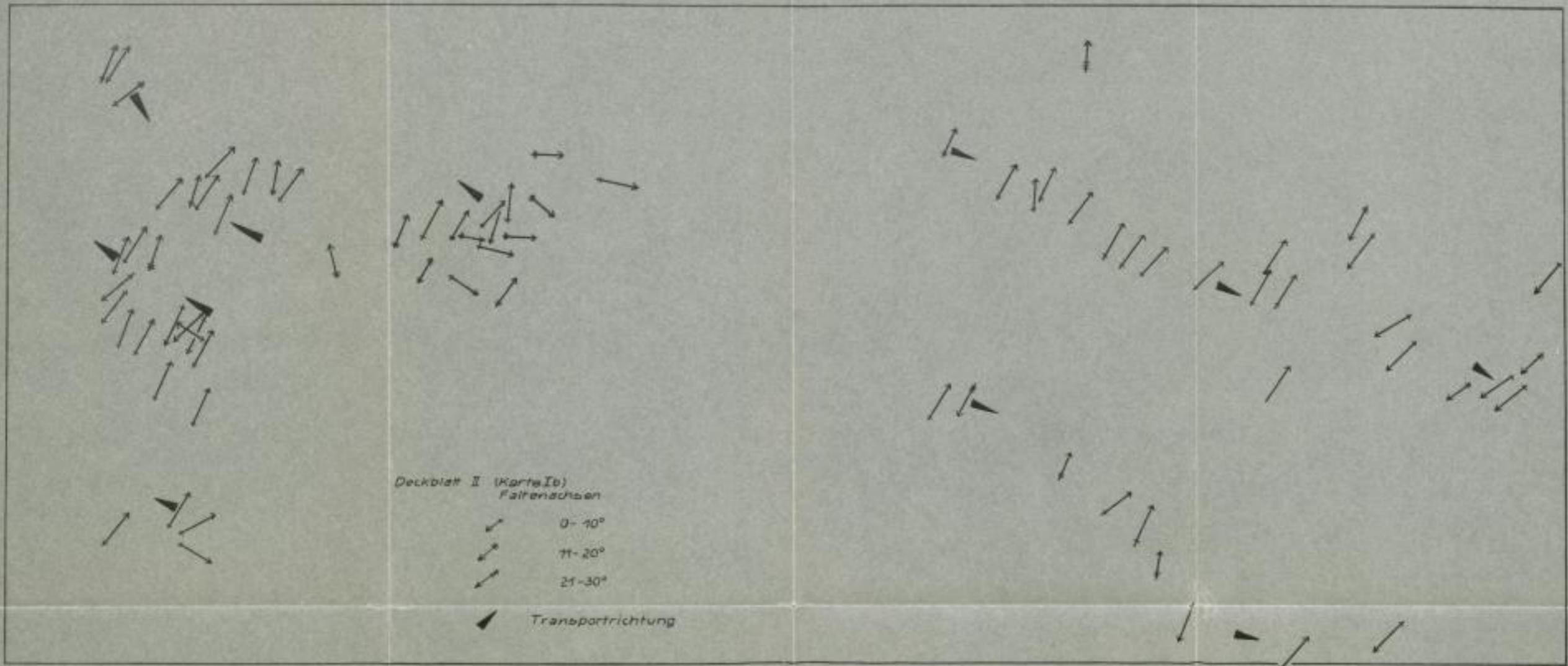
	Transversalschieferung (b ₁)	Fallen
	Schubklüftung (s ₂)	Fallen

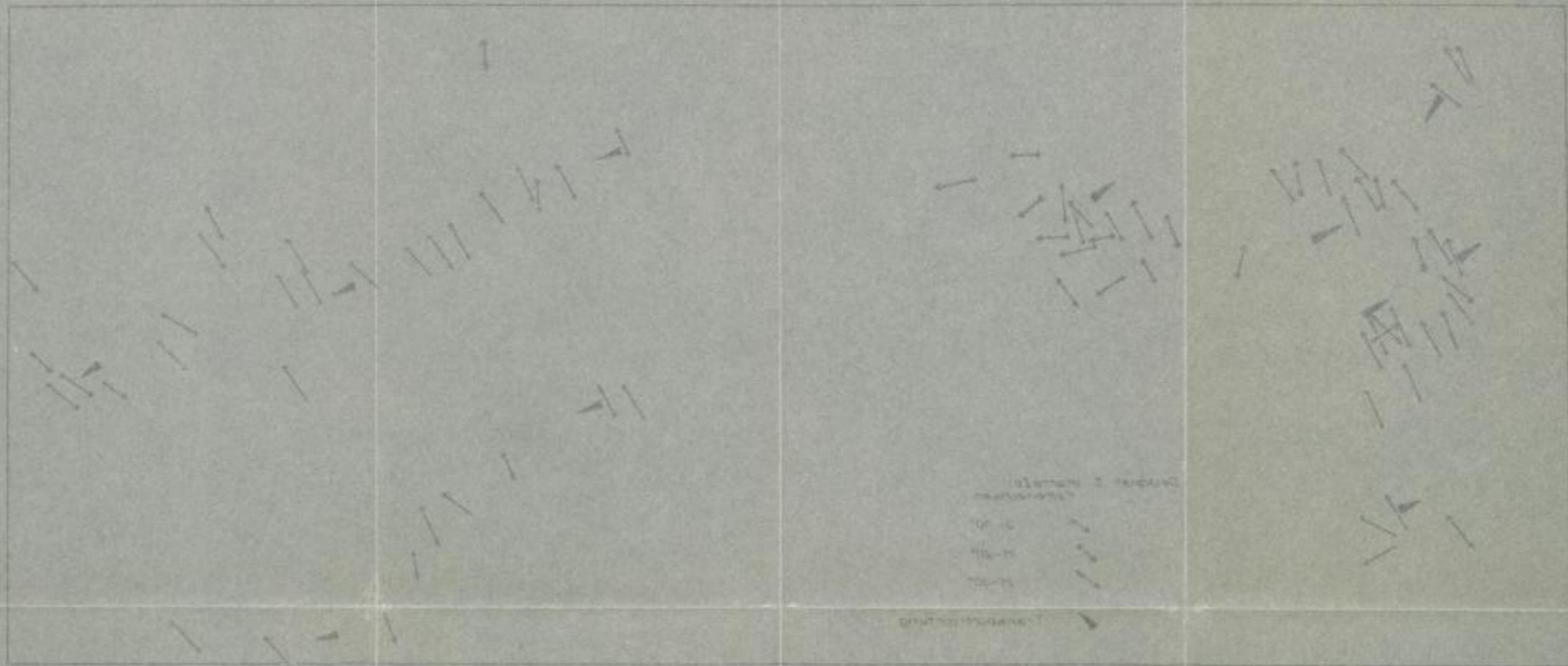
- 0-30°
- 31-60°
- 0-30°
- 31-60°

	Schnittkante S ₅ /S ₄ (d ₁)	Fallen
	Runzelung S ₅ /S ₂ (d ₂)	Fallen

- 0-10°
- 11-20°
- 21-30°
- 0-10°
- 11-20°
- 21-30°





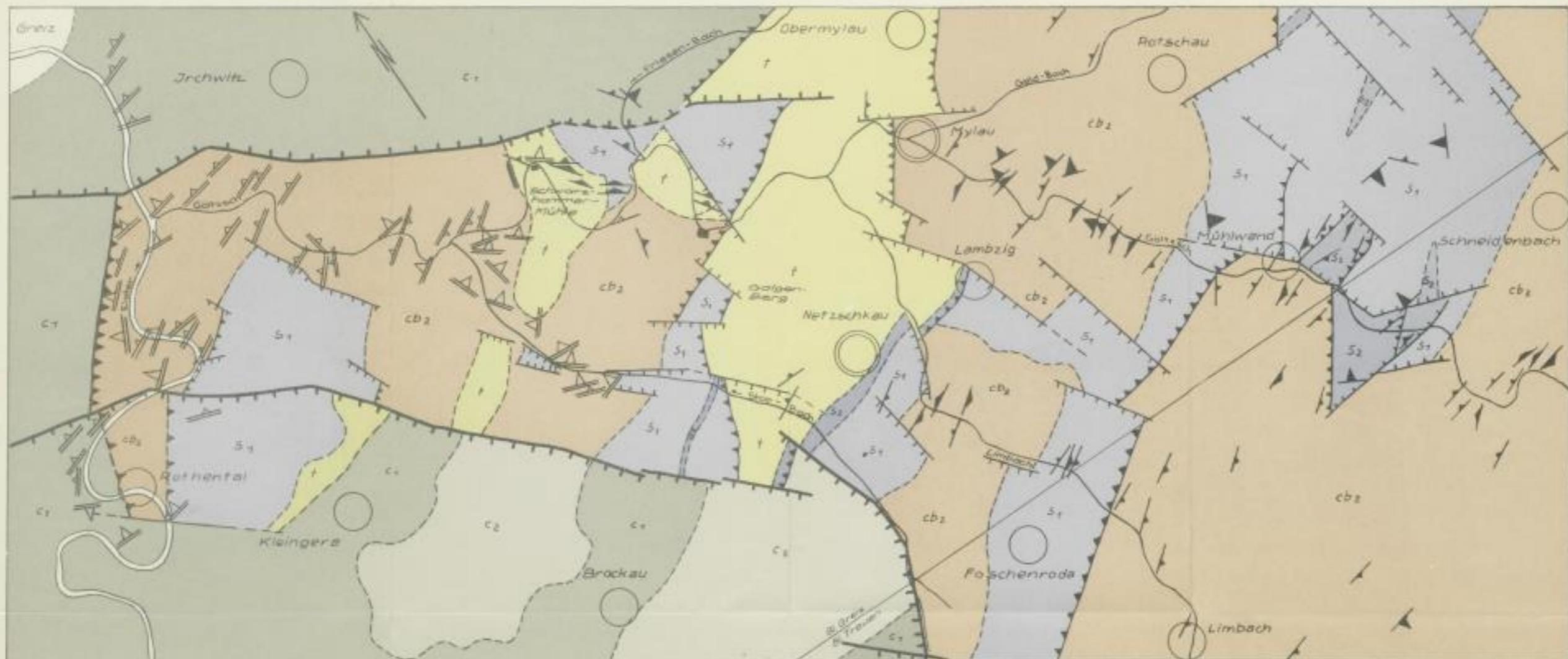


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





**Geologische Übersichtskarte des Halbhorstes
von Netzschkau**

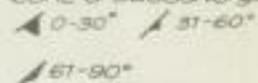
1: 20 000
(Karte I.)

Zusammengestellt nach den geologischen Karten
Greiz und Treuen 1:25 000

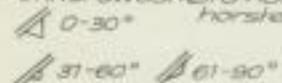
Legende:

c2 ob. Kulm	S1 Gräfenthaler Serie
c1 untk. Kulm	cb2 Phycodenschichten
t Devon	■ Prävarisk. Magmatite (d. Phycodenschichten)
S2 Gotland	

Lagerung (SS)
Zone d. Südostvergenz



Lagerung d. Halbphyllite
im Nordwestteil d. Halb-
horstes



Störungen

- streich Störung
- Brüche
(Schraffur auf d.
gesunkenen
Scholle)

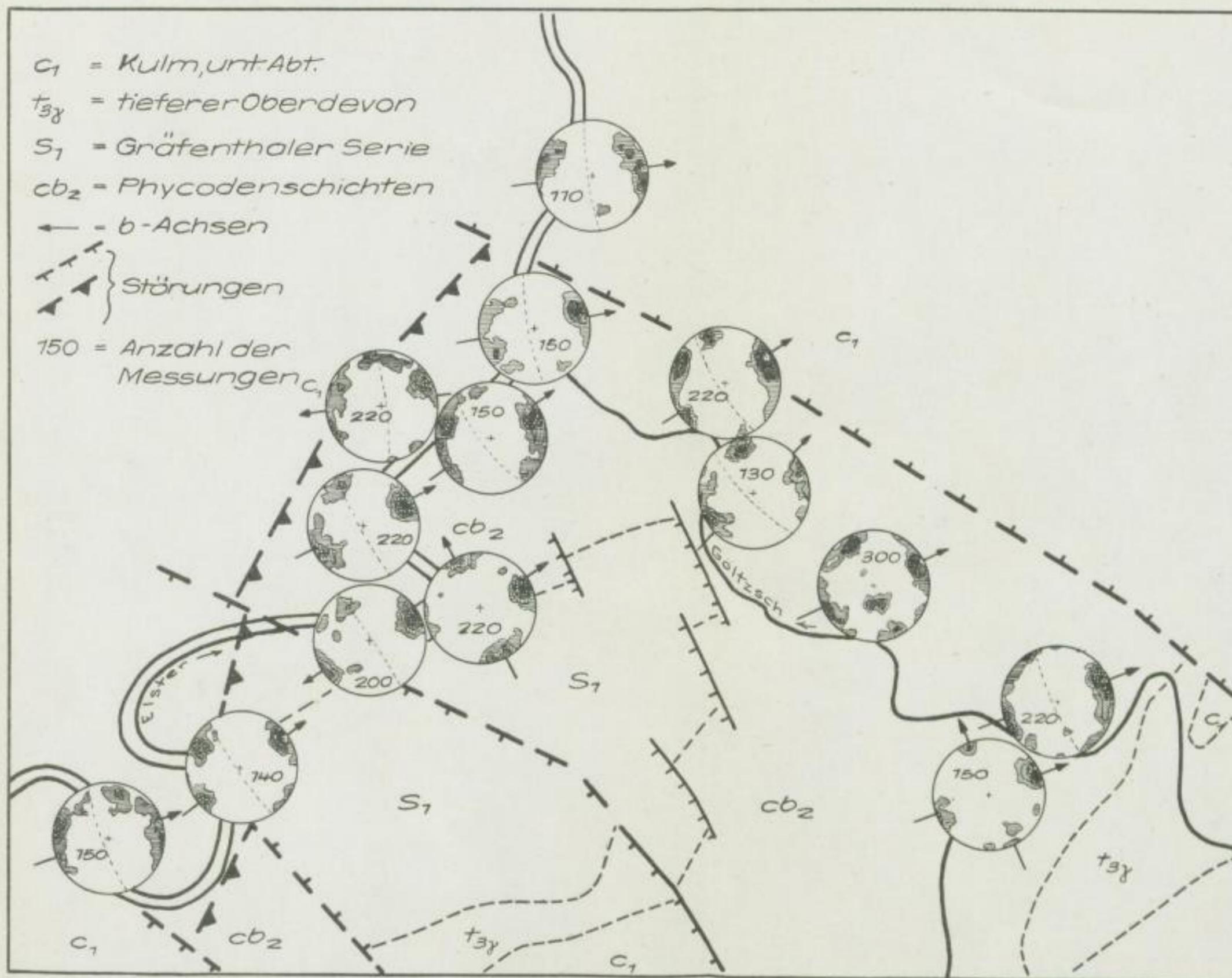


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Anlage 2. Achsenlagen und Klufftektunik im NW-Teil des Halbhorstes von Netzschkau

Maßstab: 1:50000



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



2

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

C 80

GEOLOGIE

Vorträge des XI. Berg- und Hüttenmännischen Tages, 21. bis 23. Mai 1959 in Freiberg

Format 17 × 24 cm — 192 Seiten — 137 Bilder — 18 Tabellen — DM 17,—
Erschienen Februar 1960

SCHWARZBACH: Präquartäre Tillite in Europa und Nordamerika —
VIETE: Über die Genese der glazigenen Deformationen der mitteldeutschen
Braunkohlen und die Möglichkeit ihrer Vorhersage in neuen Grubenfeldern
— WAGENBRETH: Neue quartärgeologische Beobachtungen im Tagebau
Profen bei Zeitz — KÖSTER: Zur experimentellen Darstellung glazialer
Stauchungszonen — LUDWIG: Stratigraphische Methodik an gestauchten
Pleistozänprofilen — MILDE: Ergebnisse hydrogeologischer Untersu-
chungen im Raum künftiger Braunkohlentagebaue der Lausitz und der
östlichen Mark Brandenburg — PLFUG: Versuch einer tektonischen Deu-
tung der tertiären Sedimentationsräume NW-Deutschlands — KUHLE:
Kristalltonsteine, die in Kohlenflözen als vulkanische Elemente zu be-
trachten sind, als leitführende Horizonte bei der Parallelstellung der Flöze
im oberschlesischen Kohlenbecken — TRÖGER: Die epirogenetische und
orogenetische Entwicklung im Paläozoikum (Ordovizium — Unterkarbon)
des Vogtlandes — RÖSLER/SCHMIDT: Die Lederschiefergerölle der Boh-
rung Beulwitz 4 bei Saalfeld (Thüringen) — JORDAN: Zur Taxionomie und
Biostratigraphie devonischer Ostracoden Thüringens und des Harzes —
SCHMIDT: Zum Problem variszischer Störungen der Elbtalzone.

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