

GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT IN DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK

Führer zu den Exkursionen

anlässlich der 11. Jahrestagung

vom 24. bis 30. Mai 1964

in Leipzig



Im Auftrage des Vorstandes der Geologischen

Gesellschaft in der DDR herausgegeben von

Dr. rer. nat. KARL-BERNHARD JUBITZ, Berlin

Berlin 1964

Berlin 1964

Sächsische
Landesbibliothek
13 FEB. 1965
Dresden

6

Exkursionsführer herausgegeben von der
Geologischen Gesellschaft in der
Deutschen Demokratischen Republik
Berlin N 4, Invalidenstraße 44

Redaktion: Dipl.-Geoln. E. STANKE

Drucktechnische Gesamtherstellung:
VOB Nationales Druckhaus, Berlin C 2

Druckgenehmigung Nr.: AG 145/82/64 DDR

Berlin 1964

I N H A L T

	Seite
Geleitwort	5
<u>Exkursion 1:</u> Altmark-Senke und Flechtinger Höhenzug, von F. EBERHARDT u. a.	7
<u>Exkursion 2:</u> Flechtinger Höhenzug und östliches Sub- herzyn, von K.-B. JUBITZ u. a.	23
<u>Exkursion 3:</u> Zur Tektonik des Unterharzes, von M. REICHSTEIN u. a.	57
<u>Exkursion 4:</u> Einführung in die Tektonik des östlichen Thüringer Beckens, von G. SEIDEL u. a.	77
<u>Exkursion 5:</u> Grundgebirge von Ruhla-Brotterode, von W. NEUMANN u. a.	101
<u>Exkursion 6:</u> Südwestthüringen, von E. GRUMBT u. a.	131
<u>Exkursion 7:</u> Thüringisch - Vogtländisches Schiefer- gebirge, von E. SCHROEDER u. a.	161
<u>Exkursion 8:</u> Kristallin westliches Erzgebirge, von A. WATZNAUER u. a.	183
<u>Exkursion 9:</u> Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge, von G. MÖBUS u. a.	187
<u>Exkursion 10:</u> Elbtalzone, von W. GOTTE u. a.	205
<u>Exkursion 12:</u> Salinar Staßfurt, von A. SCHWANDT u. a.	225
<u>Exkursion 13:</u> Salinar Bernburg, von M. HEMMANN u. a.	233

Seite

1. Einleitung 1

2. Die Bedeutung der Pflanzenwelt 1

3. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

4. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

5. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

6. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

7. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

8. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

9. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

10. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

11. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

12. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

13. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

14. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

15. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

16. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

17. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

18. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

19. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1

20. Die Pflanzenwelt als Lebensgrundlage 1



M
w
F
s
F
d
P
E
d
t
r
f
D
e
b
u
b
b
w
b
z
t
W
a
r
d
e
e
G

G e l e i t w o r t

Mit der 11. Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR werden unter dem Thema

"Strukturbaue im außeralpinen Mitteleuropa"

Fragen der Strukturgeologie im weitesten Sinne zur Diskussion gestellt, deren Lösung nach den Gesichtspunkten moderner tektonischer Forschung nur in der Klärung des komplexen Zusammenwirkens verschiedener geologischer Teildisziplinen - unter anderem Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik - gesehen werden kann.

Entsprechend wurde an das Exkursionsprogramm dieser Tagung die besondere Anforderung gestellt, die bisherige Betrachtung des geologischen Einzelaufschlusses zugunsten eines weiträumigen Überblickes von Aufschlußgruppen und Aufschlußprofilen verformter Gesteine zu ersetzen.

Das somit gebietsmäßig weitläufige Exkursionsprogramm ist nach einem einheitlichen wissenschaftlichen Plan zusammengestellt worden und baut sich auf einem großzügigen Nord-Süd-Profil (zwischen Altmarksenke und Erzgebirge) sowie Ost-West-Profil (vom Görlitzer Schiefergebirge bis zum Werra-Kalirevier) auf. Die nördlichen Routen des Programmes besuchen im wesentlichen Strukturen des Deckgebirges (Postvariszikum), während die südlichen schwerpunktmäßig den Bauformen des Schiefergebirges und Kristallins bzw. Metamorphikums (Variszikum und Prävariszikum) gewidmet sind, so daß sämtliche für den Stockwerkbau von Mitteleuropa typischen Bauelemente zur Darstellung gelangen.

Weiter fand die steigende Tendenz strukturgeologischer Forschung, die angewandte Geophysik zur direkten sowie indirekten Klärung der Bauformen im tieferen Untergrund heranzuziehen, dadurch auf den Exkursionen Berücksichtigung, daß nahezu allen Exkursionsleitungen erfahrene Geophysiker beigegeben wurden. Gerade von einem direkten Gespräch zwischen Strukturgeologen und Geophysikern versprechen wir

uns eine weitere Vertiefung der wissenschaftlichen Wechselbeziehungen, nicht zuletzt für eine reale Einschätzung des Einsatzes spezifischer Forschungsmethoden im Sinne komplexer strukturgeologischer Zielsetzung.

Trotz der Vielfalt und des Umfanges des Exkursionsvorhabens sind alle Exkursionen nicht auf die Bedürfnisse von Spezialisten zugeschnitten, sondern in bezug auf Inhalt und Darstellung danach ausgerichtet, auf dem tektonischen Grundwissen eines jeden Teilnehmers aufzubauen und dieses in methodischer sowie regionaler Hinsicht nach dem derzeitigen Stand der wissenschaftlichen Erkenntnis zu erweitern.

In diesem Sinne wünscht die Tagungsleitung allen Teilnehmern nicht nur einen guten Exkursionsverlauf, sondern verspricht sich auch eine allgemeine Vertiefung des Wissens um das Werden unserer Erdkruste, der **G e o t e k t o n i k**. Darüber hinaus mögen sich auch die wissenschaftlichen Anregungen fruchtbringend auf die tägliche Arbeit unserer Tagungsteilnehmer in den VE-Betrieben und Geo-Instituten zur Lösung der uns von der Volkswirtschaft der Deutschen Demokratischen Republik gestellten Aufgaben auswirken!

Mit Glückauf!

Dr. rer.nat. KARL-BERNHARD JUBITZ
Tagungsleiter

Berlin, im April 1964

Exkursion 1

Altmark-Senke und Flechtinger Höhenzug

- Paläogeographie, Strukturen, Halokinese und geophysikalischer Tiefenbau -

Gesamtleitung: F. EBERHARDT, Stendal

Teilleitungen: D. BENOX, Stendal, F. REUTER, Berlin, D. SCHMIDT, Leipzig, G. SCHULZE, Halle (Saale), H. WITTMANN, Stendal

Exkursionsroute:

1. Tag: Magdeburg - Stendal - Arendsee - Salzwedel - Altmersleben - Haldensleben - Magdeburg
2. Tag: Magdeburg - Hundisburg - Süplingen - Flechtingen - Gebiet Emden und Beberstedt - Magdeburg - Pretzien - Leipzig

Geophysikalische Erkundung der Altmark

Noch vor 30 Jahren war der tiefere Untergrund der Altmark nördlich des Flechtinger Walls geologisch weitgehend unbekannt, abgesehen von wenigen lokalen Aufschlüssen (Altmersleben, Bhg. Landesvater, Kalibohrungen bei Haldensleben - Wolmirstedt).

Den ersten großräumigen Überblick brachten die magnetischen, gravimetrischen und refraktionsseismischen Regionalmessungen der Geophysikalischen Reichsaufnahme 1937 - 1942. Während die magnetischen Messungen kaum neue Erkenntnisse brachten, da die ganze Altmark einschließlich des Flechtinger Walls keine nennenswerten geomagnetischen Anomalien aufweist, lieferten die Schweremessungen im Zentrum des sogenannten Magdeburger Hochs südwestlich Haldensleben die höchsten Schwerestörwerte im Bereich der DDR (+ 60 mGal). Der Schwereabfall von hier nach NE zeigt in zwei herzyn streichenden Zonen, den "Abbrüchen" von Haldensleben und Gardelegen - beides Teile der "Mittel-

deutschen Hauptlinie" - besonders dichte Isogammenscharung. Das etwa 20 km breite Gebiet zwischen ihnen wurde später als "Scholle von Calvörde", der nördlich anschließende Teil des norddeutschen Sedimentbeckens als "Altmarksenke" bezeichnet. Drehwaage-Spezialmessungen lokalisierten drei als Salzstrukturen gedeutete Schwereminima auf der Scholle von Calvörde (Dannefeld, Zobbenitz, Colbitz).

Die refraktionsseismischen Streuer- und Linienmessungen erfaßten zunächst nur den NW-Teil der Altmark. Sie wurden 1956/57 vom VEB Geophysik nach der gleichen Methodik im Südosten ergänzt und ergaben vor allem im Bereich der Altmarksenke ein detailliertes Abbild der durch zahlreiche Salzstöcke bzw. -antiklinalen (Kurzzeitgebiete) geprägten Tektonik. Es zeigte sich ein regionaler Unterschied im strukturellen Bau: in der nordöstlichen Altmark ein Gebiet rundlicher, unregelmäßig verteilter Salzstrukturen und südwestlich davon langgestreckte Strukturen mit deutlicher Einregelung in die rheinische Richtung des Gifhorner Troges, vorwiegend aber in die herzyne der Mitteldeutschen Hauptlinie. An der Nordwestecke der Scholle von Calvörde vergittern sich beide Richtungen.

Die reflexionsseismische Erkundung begann 1951 lokal an Salzstöcken im Westen und Nordosten der Altmark. Etwa seit 1957 lief eine systematische Übersichtsaufnahme, die 1963 nördlich des Gardelegener Abbruchs zu einem vorläufigen Abschluß gebracht wurde. Sie gestattet eine ungefähre kartenmäßige Darstellung der wichtigsten Transgressionsflächen und Leithorizonte oberhalb der in etwa 3000 4000 m Tiefe liegenden Zechsteinbasis, aus denen die strukturelle Entwicklung des postvariszischen Stockwerkes in groben Zügen abgeleitet werden kann.

Der Gardelegener Abbruch selbst wird als Versetzung des Präsalinars um rund 3000 m ausgewiesen, doch fehlen auf durchschnittlich 2 km Breite Reflexionen aus diesem stratigraphischen Niveau, so daß die tektonische Natur dafür noch unklar ist. Die Schichten des Mesozoikums sind durchweg mit 25 ... 60° Einfallen flexurartig aufgebogen und werden von der Tertiärtransgression gekappt.

Über die Scholle von Calvörde führen bisher erst zwei Reflexionsprofile. Weitere Messungen sind im Gange.

A
u
b

K
D
E
D
G

D
s
A
o
s
c
i
F
G
F
a
b

D
s
b
B
t
ü
C

D
e
r
M
L
d
d

Als Beispiel für die Aussagekraft der Reflexionsmessungen und die unterschiedliche Tektonik der einzelnen Zonen der Altmark soll der Profilschnitt von der nordöstlichen Altmark bis zum Flechtinger Wall bei Haldensleben dienen.

Kurzer geologischer Abriss der Altmark

Der geologische Bauplan wird von zwei unterschiedlichen geologischen Einheiten bestimmt:

Der Scholle von Calvörde im Süden und dem nördlich anschließenden Gebiet, das zum Norddeutsch-Polnischen Sedimentationsraum gehört.

Die Scholle von Calvörde stellt eine herzynisch streichende Pultscholle dar, die sich nach NE heraushebt. Sie wird im SW durch den Abbruch von Haldensleben begrenzt, der präpermisches Paläozoikum oder Rotliegendes des Flechtinger Höhenzuges gegen triassische Gesteine der Scholle von Calvörde versetzt. Die Sprunghöhe beträgt ca. 1000 - 1500 m. Der westliche Abschluß gegen die Nettgauer Platte ist gegeben durch die Salzschwelle Jahrstedt - Ristedt, an deren Flanke Abschiebungen vorhanden sind. Der NE-Rand wird gebildet vom Gardelegener Abbruch, einer großen, durch Verwerfungen gestaffelten Flexur, an der die präkämzoische Schichtenfolge zur Altmarksenke abfällt. Der stratigraphische Niveauunterschied liegt bei ca. 1500 bis über 3000 m.

Der prätertiäre Untergrund der Scholle von Calvörde besteht hauptsächlich aus triassischen Sedimenten. In geringerem Maße treten gebietsweise auch noch Zechstein, Jura und Oberkreide auf. Die wichtigsten Bauelemente sind: Die Bülstringen - Fahrlebener Mulde im SW, der Sattel von Wannefeld im NE und das Miesterhorster Rötplateau im W. Die überwiegend ruhigen Lagerungsverhältnisse werden durch die Salzstöcke Colbitz, Zobbenitz und Dannefeld modifiziert.

Das Gebiet nördlich des Gardelegener Abbruchs ist gekennzeichnet durch eine \pm vollständige Jura- und Kreideabfolge, die nur im engeren Bereich der Strukturen abgetragen wurde. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die Vielzahl von Strukturen, die ihre Entstehung in erster Linie Salzbewegungen zu verdanken haben. Unterschiedlich ist der Bau der Strukturen unmittelbar nordöstlich des Gardelegener Abbruchs und dem daran anschließenden Gebiet. Nordöstlich des Abbruchs sind herzyn

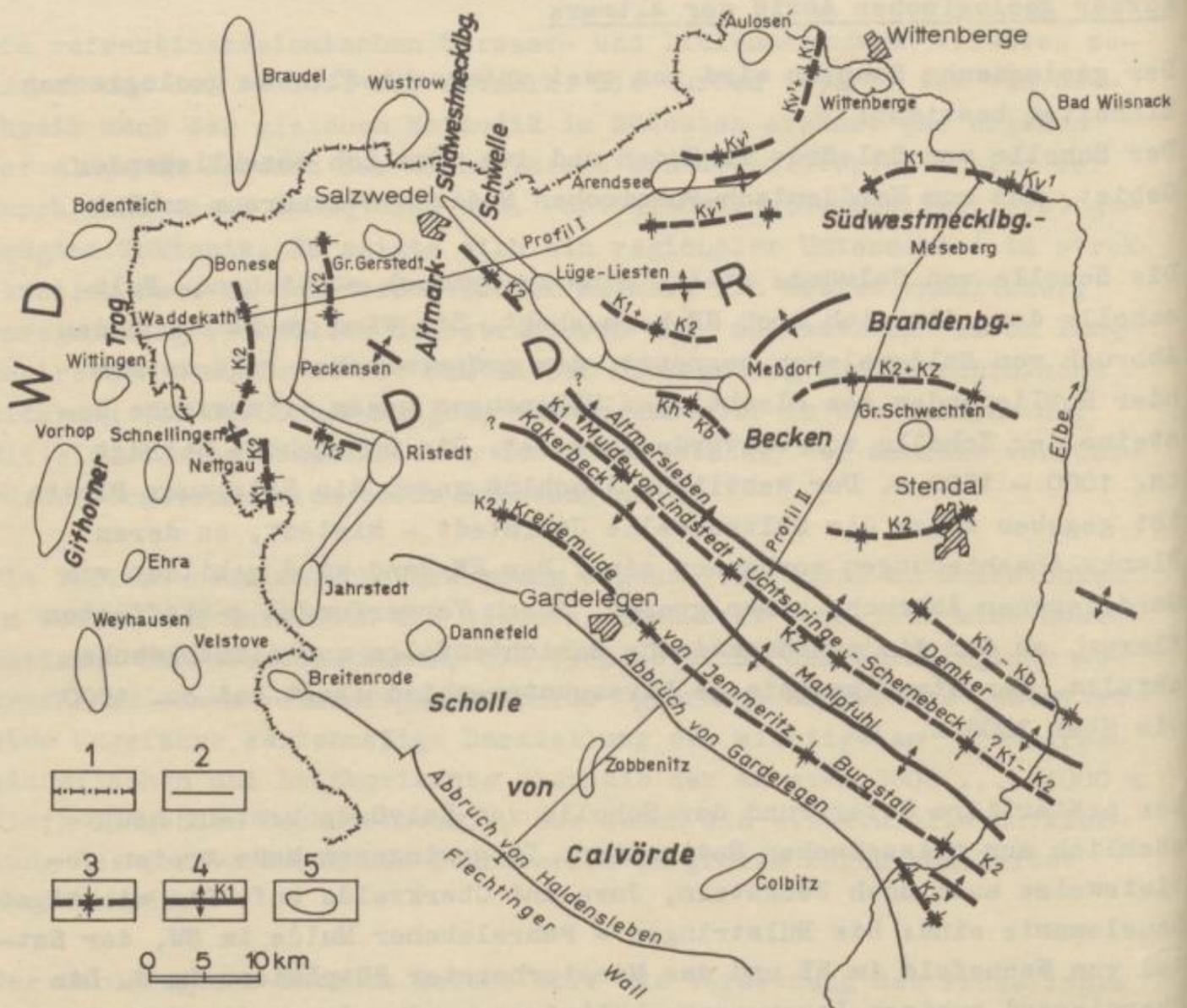


Abb. 1. Strukturkarte der Altmark

1 - Staatsgrenze; 2 - Störung; 3 - Mulde mit vorherrschender Füllung; 4 - Antiklinale; 5 - Salzstock

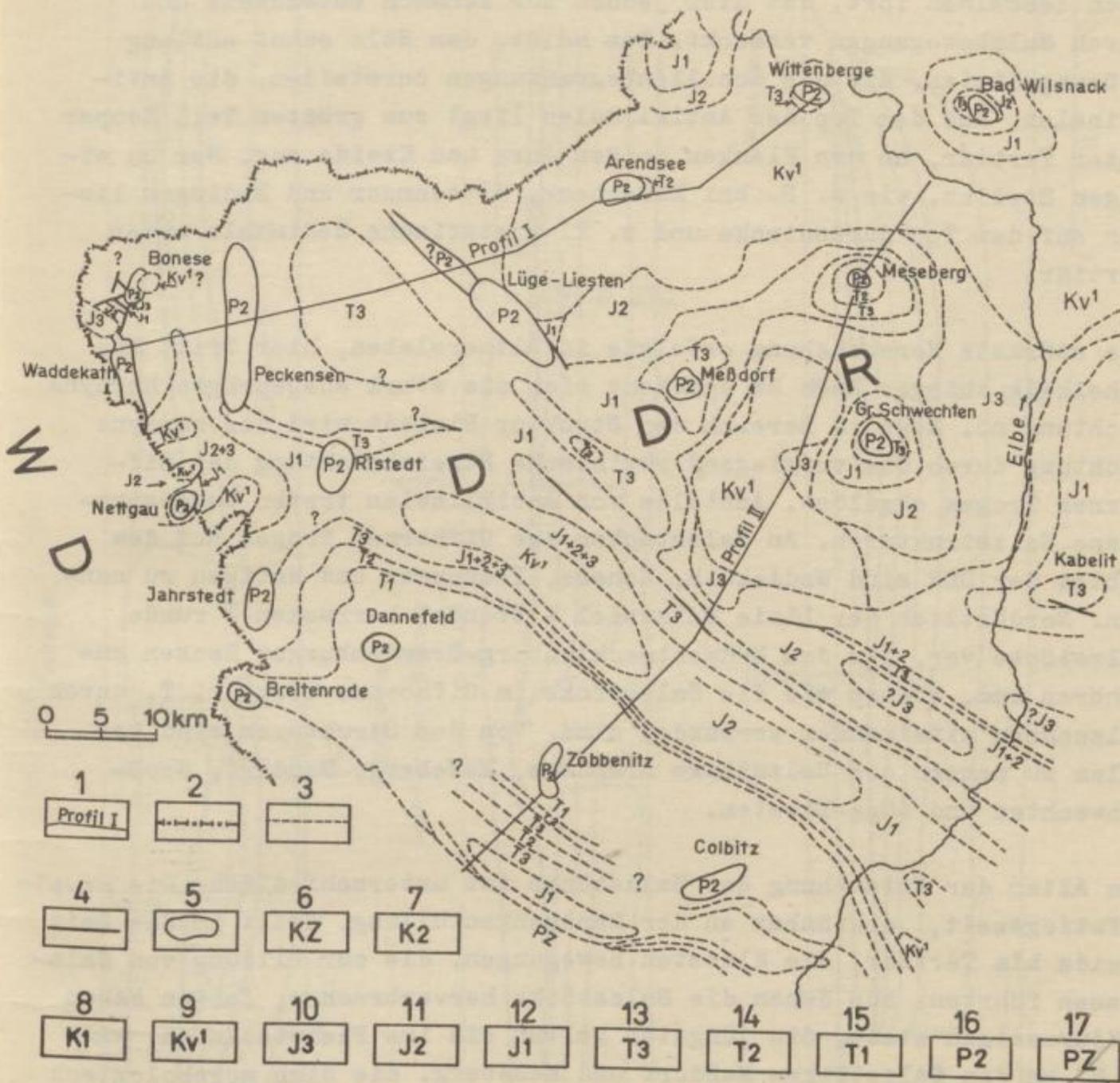


Abb. 2. Karte des präkretazischen Untergrundes der Altmark (einschließlich Wealden)

- 1 - Lage des Profils; 2 - Staatsgrenze; 3 - stratigraphische Grenze; 4 - Störung; 5 - Salzstock; 6 - Känozoikum; 7 - Oberkreide; 8 - Unterkreide; 9 - Unterkreide Wealden; 10 - Malm; 11 - Dogger; 12 - Lias; 13 - Keuper; 14 - Muschelkalk; 15 - Buntsandstein; 16 - Zechstein; 17 - Paläozoikum

streichende langgestreckte Antiklinalen gelegen, die einen tektonischen Zusammenhang mit dem Abbruch erkennen lassen. Vermutlich setzt sich der südwestlich des Abbruchs erkennbare Schollenbau nordöstlich desselben fort, ist hier jedoch nur schwach entwickelt und durch Salzbewegungen verdeckt. Das heißt, das Salz schuf entlang Störungslinien, die die Schollenbegrenzungen darstellen, die Antiklinalen. Auf dem Top der Antiklinalen liegt zum größten Teil Keuper unter Tertiär, an den Flanken beißen Jura und Kreide aus. Nur an einigen Stellen, wie z. B. bei Kakerbeck, Wittenmoor und Badingen liegen auf dem Top jurassische und z. T. kretazische Sedimente unter Tertiär.

Die stärkste Heraushebung erfolgte in Altmersleben, hier tritt Muschelkalk zutage. Nach NW schwächt sich die stark ausgeprägte herzyne Richtung ab. Etwa im Bereich der Struktur Ristedt wird die herzyne Richtung durch die vorwiegend rheinische Streichrichtung des Gifhorner Troges abgelöst. Anstelle von Antiklinalen treten ausgesprochene Salzstrukturen. An Salzstöcken des Gifhorner Troges auf dem Gebiet der DDR sind Waddekath, Bonese, Peckensen und Nettgau zu nennen. Nordöstlich der Linie Salzwedel - Stendal herrschen \pm runde Salzstöcke vor, die dem Südwestmecklenburg-Brandenburger Becken angehören und, ebenso wie die Salzstöcke im Gifhorner Trog, z. T. durch Salzachsen miteinander verbunden sind. Von den Strukturen sind vor allem zu nennen die Salzstöcke Arendsee, Meseberg, Meßdorf, Groß-Schwechten und Lüge-Liesten.

Das Alter der Entstehung der Salzstöcke ist unterschiedlich. Die Hauptaufstiegszeit, erkennbar an der Randsenkenfüllung, fällt in die Zeit Kreide bis Tertiär; die ältesten Bewegungen, die zur Bildung von Salzkissen führten, aus denen die Salzstöcke hervorbrachen, fanden schon präjurassisch statt, die jüngsten halten bis ins Pleistozän an, wie z. B. an den Salzstöcken Meßdorf und Meseberg, die sich morphologisch hervorheben.

Am verbreitetsten von den jurassischen Sedimenten ist der Lias, der nur im präkretazischen bzw. prätertiären Abtragungsbereich der Strukturen und auf der Altmark-Südwestmecklenburger Schwelle, die zwischen Gifhorner Trog und Südwestmecklenburg-Brandenburger Becken liegt, fehlt. Die Liasbasis liegt etwa zwischen 1500 und 2000 m. Die Verbreitung des Dogger ist weitaus geringer. Er fehlt an den Strukturen

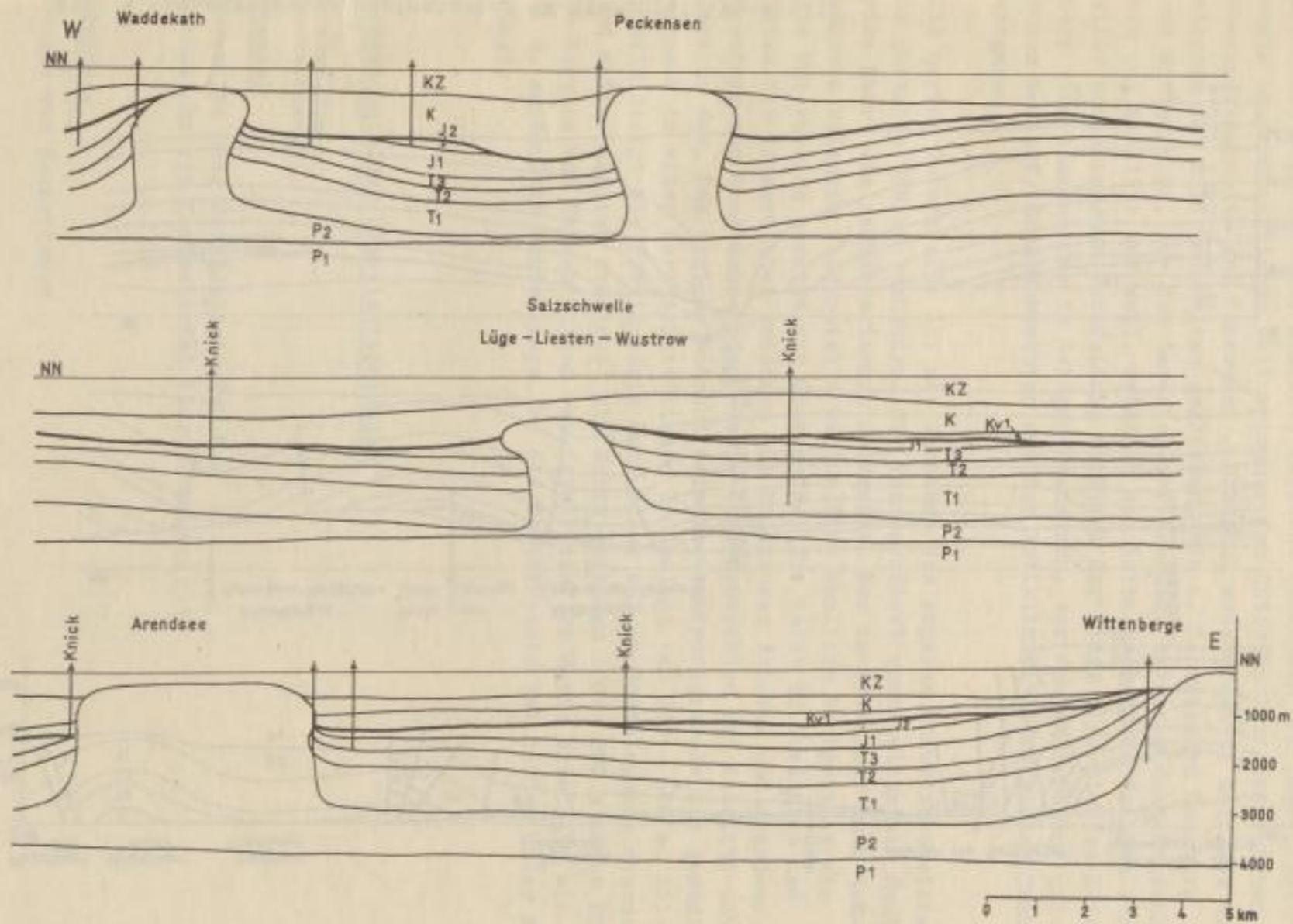


Abb. 3. Schematisches geologisches W-E-Profil, Profil I

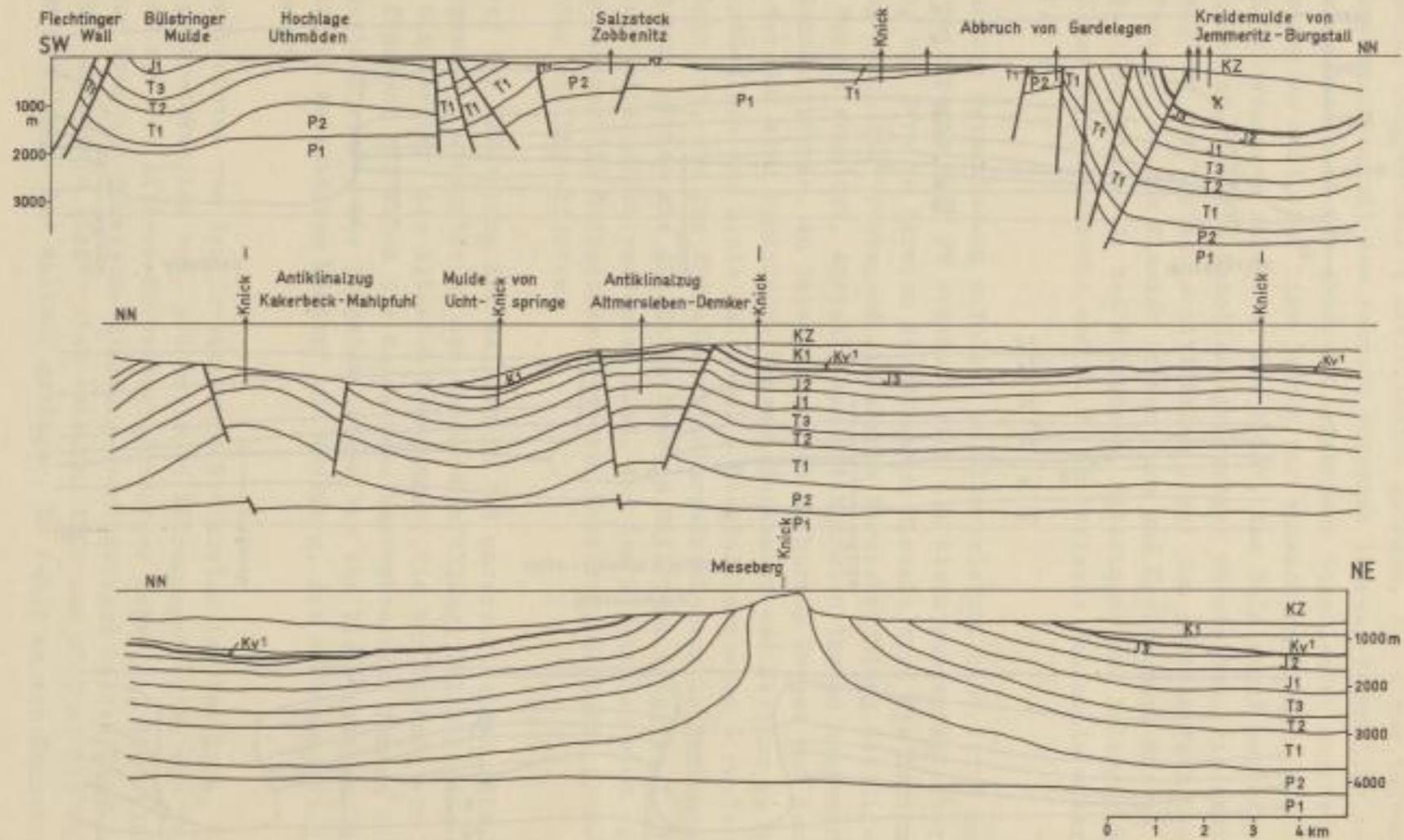


Abb. 4. Schematisches geologisches SW-NE-Profil, Profil II

2

1

14

Arendsee, Lüge-Liesten, Meßdorf, zwischen Peckensen und Lüge-Liesten, sowie im nordwestlichen Teil zwischen den Antiklinalen Altmersleben - Demker einerseits und Kakerbeck - Mahlphul andererseits. Malm ist vorwiegend in Mulden erhalten geblieben, wie z. B. zwischen Meseberg und Wittenberge, vor dem Gardelegener Abbruch, zwischen Groß-Schwechten und Kabelitz und evtl. zwischen den Antiklinalen. Im Wealden steht einer geschlossenen Verbreitung nördlich der Linie Lüge-Liesten-Meseberg eine lückenhafte in Nettgau-Waddekath, vor dem Abbruch und zwischen Meßdorf, Groß-Schwechten und der Antiklinale Altmersleben-Demker entgegen.

Die marine Unterkreide ist mit Ausnahme des engeren Strukturbereiches im gesamten Gebiet vorhanden. Sie transgrediert vornehmlich mit Haute-
rive über die präkretazischen Sedimente. Nur im Nettgauer Raum konnte höheres Valendis festgestellt werden. Eine ähnliche Verbreitung wie die Unterkreide besitzt die Oberkreide. Sie beißt im Nordosten und Osten der Altmark etwa zwischen den Strukturen Aulosen und Arendsee, Meseberg und Groß-Schwechten, sowie Groß-Schwechten und Kabelitz unter Tertiär aus. Das Tertiär bedeckt seinerseits transgressiv die gesamte Altmark in einer durchschnittlichen Teufenlage von 500 - 600 m. Allgemein steigt die Tertiärbasis nach Süden an. Am Gardelegener Abbruch und weiter südlich erreicht sie Werte zwischen 100 - 200 m unter NN. Im Bereich von Senken werden vereinzelt tiefere Werte erreicht, wie z. B. südöstlich Uchtspringe, wo die Tertiärbasis bei 1400 m unter NN liegt.

Verzeichnis der Einzelaufschlüsse

Erster Tag
=====

①

Stendal

Überblick über den geologischen Bau
Durchsicht von Kernmaterial (Jura - Kreide)

②

Arendsee

Genese von Salzstöcken

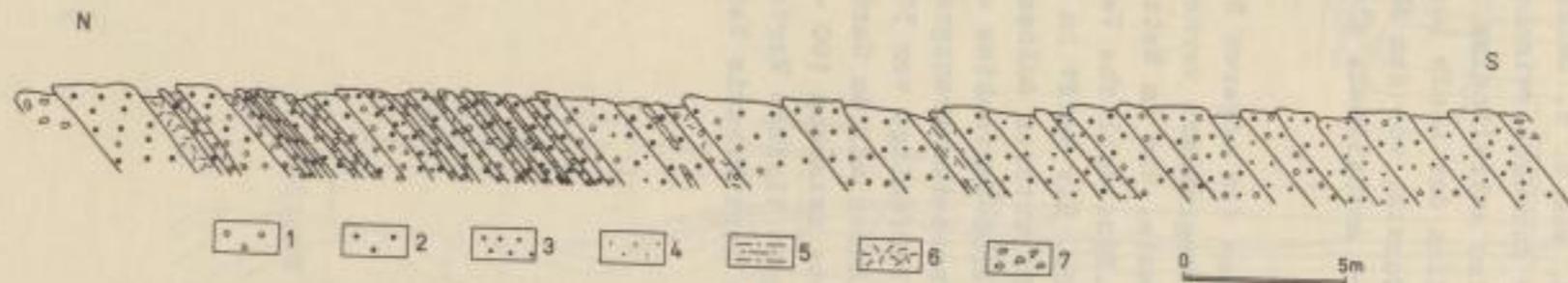


Abb. 5. Profil der Grauwacke in der "Alten Elbe" bei Magdeburg (nach P. REUTER 1964)

- 1 - Grauwackenkonglomerat; 2 - Grauwacke, grobkörnig; 3 - Grauwacke, mittelkörnig;
- 4 - Grauwacke, feinkörnig; 5 - Grauwackenschiefer; 6 - Grauwacke, aufgelockert;
- 7 - Elbeschotter

(11) (10) (9) (8) (7) (6) (5) (4) (3)

- ③ Basisbohrung Salzwedel
Durchführung einer Bohrlochmessung
- ④ Altmersleben
Muschelkalk zutage anstehend
- ⑤ Haldensleben
Durchsicht von Kernmaterial (Trias, evtl. Tertiär)
- Zweiter Tag

- ⑥ Hundisburg
Faltenbau Kulm, Gravimetrie
- ⑦ Süplingen
Auflager Porphyredecke auf Kulm
- ⑧ Flechtingen
Quarzporphyr
- ⑨ Gebiet Emden und Beberstedt
präsalinares Deckgebirge
- ⑩ Magdeburg
Kulm der Alten Elbe
- ⑪ Pretzien bei Gommern
Verformung Gommernquarzit

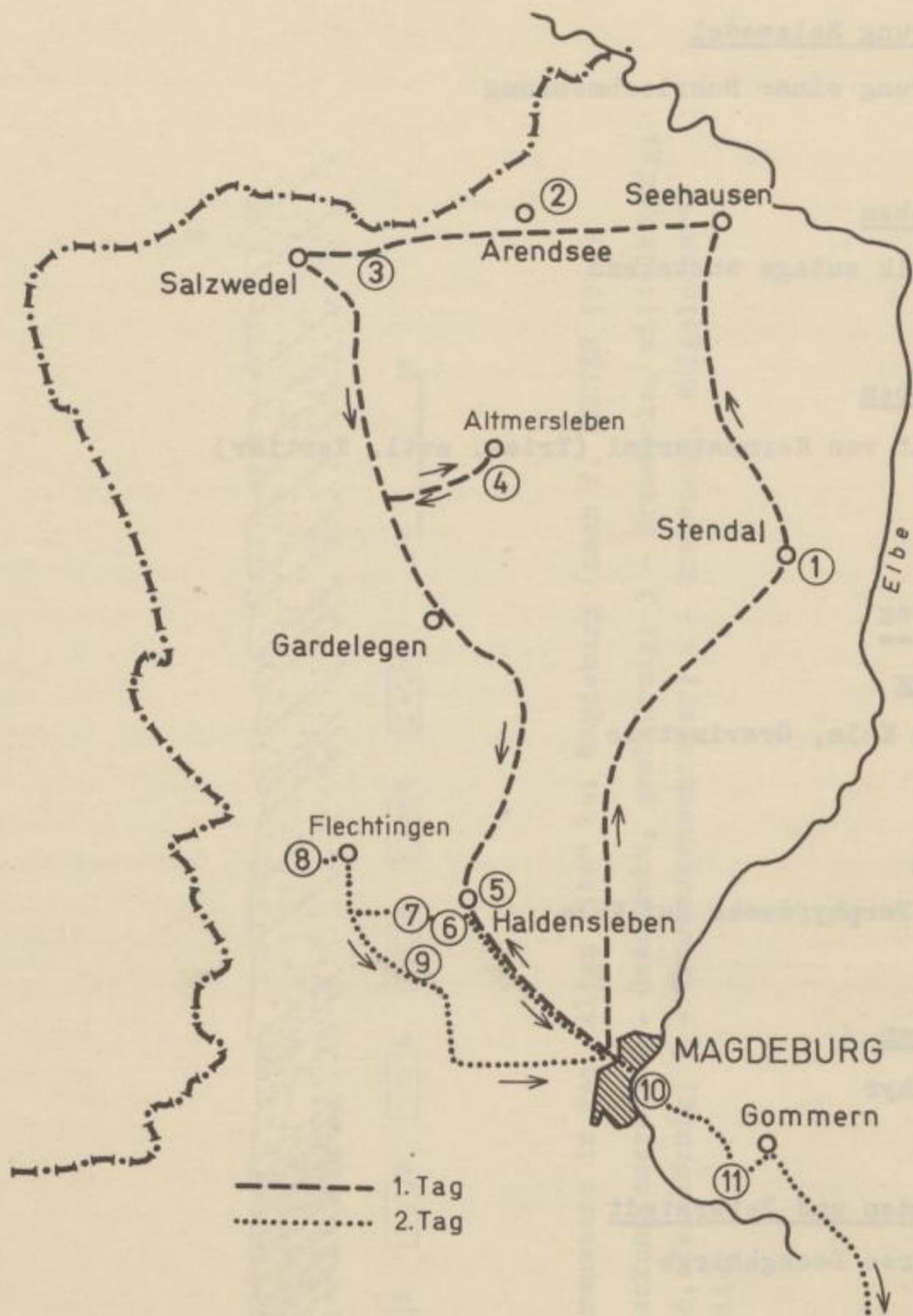


Abb. 6. Route der Exkursion 1

	Mächtigkeiten		Petrographie	Farbe
	min. - max.	Durchschnittliche		
<u>Quartär</u>				
Holozän	0- 12	1- 2	Schlick	braungrau
Pleistozän	0- 350	30- 60	Sand Schluff Geschiebemergel	grau bis braun grau grau
<u>Neogen</u>				
Pliozän	0	0		
Miozän	0- 120	20- 60	Sand Ton Braunkohle	braun u. grau braun u. schwarz schwarzbraun u. braun
<u>Paläogen</u>				
Chatt	0- 50	20- 30	Sand Schluff	grau, graugrün graugrün, grau
Rupel	0- 310	80-120	Ton	graugrün, grün
Obereozän	0- 250	60-100	Schluff Sand	graugrün, grün, grau graugrün, grau, grün
Untereozän	0- 350	100-150	Ton Schluff	dunkelgrau, schwarz, grün grau, graugrün
Paleozän	0- 60	15- 30	Schluff Sand	grau u. graugrün grau u. graugrün
<u>Kreide</u>				
<u>Oberkreide</u>				
Campan	0-1020		Mergelstein	weißlich-grau
Santon			Mergelstein	grauweiß-graugrün x)
Coniac			Mergelstein	hellgrau-grau
Turon	0- 275		Kalkstein	weißgrau, an der Basis hellrotbraun
Cenoman	0- 150		Kalkstein Mergelstein	weißgrau, im Liegenden in graugrün übergehend
<u>Unterkreide</u>				
Alb	0- 200		Tonmergelstein	grünlich-graugrün
Apt	0- 45		Tonmergelstein	schwarzgrau
Bärreme	0- 400		Tonstein Sandstein	dunkelgrau-braunschwarz hellgrau-graugrün
Hauterive	0- 300		Tonmergelstein Sandstein	schwarzgrau grau und graugrün xx)
Wealden	0- 500		Tonstein Feinsandstein	dunkelgrau hellgrau xxx)
<u>Jura</u>				
<u>Malm</u>				
Portland	0- 200	meist abgetr.	Tonstein-Ton- mergelstein	bunt
Kimmeridge	0- 70	40- 50	Kalkstein Kalkschluffst.- Kalksandstein	grau grau
Oxford	0- 30	20- 30	Kalkstein Kalkschluffst. Kalksandstein Schluffstein	grau-graubraun } grau } dunkelgrau } xx)

	Mächtigkeiten		Petrographie	Farbe
	min. - max.	Durchschnittliche		
<u>Dogger</u>				
Callov	0- 40	20- 30	Tonstein	dunkelgrau
Bath	0- 130	50- 80	(Kalk)Sandstein Schluffstein	dunkelgrau xx)
Bajoce	0- 70	50- 60	Tonstein	graubraun
Aalen	0- 185	120-130	Tonstein Schluffstein Sandstein Tonstein	dunkelgrau dunkelgrau hellgrau grauschwarz xxxx)

<u>Lias</u>				
Toarce	0- 85	60- 70	Tonstein Mergelstein- Tonmergelstein	dunkelgrau und graugrün
Pliensbach	0- 140	100-130	Tonstein Sandstein	dunkelbraun grau-dunkelgrau grau xxxx)
Sinemur	0- 50	30- 40	Tonstein	grauschwarz-schwarz, rotbraun
Hettange	0- 140	100-120	Sandstein Tonstein	hellgrau-grau grauschwarz

Ob. Keuper (Rät)	0- 115	100	Sandstein- Schluffstein Tonstein	grau-grün grauschwarz-bunt
Mittl. Keuper	0- 430	wenig durch- bohrt	Dolomitmergelst. Anhydrit Sandstein	bunt graubraun graubraun
Unt. Keuper	0- 60	50	Ton- bis Schluffstein Sandstein	grauschwarz-dunkelbraun grau-graugrün

Ob. Muschelk.	0- 72	60- 70	Kalkstein, Tonstein u. Ton- mergelstein	grau, dunkelgrau
Mittl. Muschelkalk	0- 110	70-100	Dolomitmergel- stein u. Dolomit Anhydrit Steinsalz	graubraun u. dunkelgrau grau und graubraun grau - graubraun
Unterer Muschelkalk	0- 110	100-110	Kalkstein, knau- erig, plattig, flaserig Tonmergelstein- Kalkmergelstein	grau dunkelgrau-mittelgrau

	Mächtigkeiten		Petrographie	Farbe
	min. - max.	Durchschnittliche		
Oberer Buntsandstein	0- 240	200-230	Tonstein und Schluffstein Anhydrit Steinsalz	bunt grau weiß-graubraun
Mittlerer Buntsandstein	0- 215	120-180	Sandstein Schluffstein Tonstein	rotbraun, grau rotbraun, grau u. grün rotbraun und grün
Unterer Buntsandstein	0- 350	300	Tonstein) Schluffstein)	rotbraun, violett, grün, grau

- x) am Abbruch eisenerzführend
- xx) örtlich eisenerzführend
- xxx) mit Pflanzenhäcksel und kohligen Lagen
- xxxx) bindemittelarm

L i t e r a t u r

- KNAPE, H.: Tektonischer Bau und Strukturgeneese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges. - Geologie 12, 509 - 536, 637 - 673, Berlin 1963 (hier weitere Literatur).
- REICHENBACH, W.: Zechstein der Scholle von Calvörde. - Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung 1963 der Geol. Ges. DDR, S. 5 - 12, Berlin 1963.

K a r t e n

Geol. Übersichtskarte von Deutschland i. M. 1 : 200 000, Bl. Salzwedel.

Anmerkung zum Abbildungsmaterial:

Da Exkursion 1 und Exkursion 2 im Gebiet des Flechtinger Höhenzuges gleiche Aufschlüsse besuchen, sind diese Aufschlüsse in den Exkursionsunterlagen von Exkursion 2 gemeinsam dargestellt (siehe dort).

Ob. Kasper (1891)	0-115 100	Sandstein-Schicht	
Mittl. Kasper	0-115 100	Sandstein-Schicht	
Unt. Kasper	0-115 100	Sandstein-Schicht	
...

Exkursion 2

Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn
=====

- Strukturen, Stockwerke und geophysikalischer Tiefenbau zwischen
Flechtinger Scholle und nördlichem Harzrand -

Gesamtleitung: K.-B. JUBITZ, Berlin

Teilleitungen: S. ALBIN, Leipzig, E. BEIN, Leipzig, G. SCHWAB,
Berlin, O. WAGENBRETH, Weimar

Exkursionsroute:

1. Tag: Magdeburg - Flechtinger Scholle - Allertalzone - Staßfurt-
Oscherslebener Sattel - Pretzien bei Gommern - Magdeburg
2. Tag: Magdeburg - Hakel - Huywald - westlicher Quedlinburger
Sattel - östlicher Quedlinburger Sattel - Ascherslebener
Sattel - Harzrandaufrichtungszone - Besenlaublingen - Leipzig

Die Exkursion soll in Form eines großzügigen Überblickes eine Gesamt-
schau über den gegenwärtigen Stand der tektonischen Forschung im Sub-
herzyn vermitteln. Räumlich schließt sie an die im Rahmen der 4. Jahres-
tagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR (Wernigerode/Harz) be-
fahrenen Gebiete des westlichen Subherzynes in östlicher Richtung an.

A. Geologische Übersicht (K.-B. JUBITZ)

1. Stratigraphie und Paläogeographie

Bezüglich der Deckgebirgsentwicklung liegt der Raum des Subherzynes
Beckens paläogeographisch am Südrand der Norddeutschen Senke, ab Rhät/
Jura auch im weiteren östlichen Einflußbereich der NNE-SSW gerichteten
Hessischen Straße bzw. des Broistedter-Juratroges. Gemeinsam ist der
gesamten lithologischen Entwicklung des Deckgebirges (ab Zechstein)
eine in generell südlicher Richtung zunehmende Festlandnähe, die sich
besonders deutlich seit der Unterkreide durch die Ausbildung klastischer

Sedimente mit litoraler und lagunärer Fazies bemerkbar macht (Mitteldeutsches Festland). Für die Oberkreide ist das Oszillieren von küstennaher-sandiger Entwicklung (u. a. Coniac, höheres Santon/Unteres Campan) sowie küstenferner-tonig/karbonatischer Ausbildung (Cenoman/Turon, tieferes Santon) charakteristisch. Auch während der marinen Transgressionen des Tertiärs (u. a. Obereozän, Mitteloligozän) blieb dieses allgemeine Bild eines nach Süden begrenzten Beckens charakteristisch, wenngleich auch für die Gesamtheit der Deckgebirgssedimentation der Terminus "Becken" - als in sich geschlossene paläogeographische Sedimentationseinheit - im Gebiet des Subherzyns nicht zu recht besteht.

Entsprechend schließt sich die stratigraphische Entwicklung einerseits eng an die Ausbildung der Thüringer Mulde an (u. a. NE-Fortbau der Eichsfeld-Schwelle bis Salzwedel: Zechstein mit Anhydritwällen, Buntsandstein mit Mächtigkeitsreduktion, Muschelkalk mit Ooidkalkzonen), während andererseits enge lithologische Beziehungen zur Altmark sowie nach Südbrandenburg bestehen (u. a. Keuper, Jura, Oberkreide, Tertiär). Stratigraphische Tabellen siehe: v. BUBNOFF, JUBITZ & SCHWAN 1957, I/1 a und I/1 b; ferner: dieser Exkursionsführer, Exkursion 1/stratigraphische Tabelle (S. 19 - 21).

Die erste Anlage des südlichen Teils des Subherzyns dürfte - ähnlich wie die Initialausbildung des Flechtinger Walles - im Rhät erfolgt sein; ab Unterkreide sind herzynisch gerichtete Fazieselemente nachweisbar. Starke Mächtigkeitsanschwellungen (Coniac/Santon/Unteres Campan nachweislich bis 2000 m) erfolgten im Bereich der heutigen "Subherzynen Kreidemulde" zwischen Blankenburg und Goslar, offensichtlich als Folge synsedimentärer tektonischer Vorgänge im nördlichen Vorland der späteren Harzscholle. Die Nordbegrenzung dieses (nur wenig nach Süden zunehmenden) Mächtigkeitsanstieges - regional nördlich des Fallsteins/Huywaldes vermutet - ist heute erodiert.

2. Tektonik

Die räumliche Begrenzung des "Subherzynen Beckens" erfolgt längs jung bewegter Bruchlinien (der höheren Oberkreide), die bei generellem NW-SE-Streichen maximale Sprunghöhen bis nahezu 3000 m erreichen: Flechtingen-Roßlauer Scholle (REUTER 1964) im NE sowie nördliche Harz-

randstörung im Süden. Nach Westen besteht keine vergleichbare Bruchstörung, der Übergang des Beckens in die Strukturen des Broistedter-Juratrogos vollzieht sich allmählich.

Im Vertikalschnitt besteht für das Subherzyn die typische Stockwerkgliederung von Mitteleuropa, sowohl nach disharmonischen als auch nach historischen Einheiten (vgl. Tabelle).

Die Hauptfaltungen des Postvariszikums erfolgten zeitlich im Grenzbereich Santon / Unteres Campan (am Harzrand: intra Quadratensenon = intra Blankenburgschichten). Zum Teil richtungsdiskordant zur Hauptfaltung verhalten sich u. a. die kimmerischen Bewegungen (Transgression der Unterkreide über flachwelligem Faltenbau) und die des Postobereozäns (u. a. halokinetische Bewegungen und posthume Bruchtektonik, bis ca. 400 m Vertikalunterschied).

Der variszische Unterbau des Subherzyns - ein SW-NE verlaufender Fortbau des Harzes, der im Norden an Faltungsintensität verliert und in die E-W-Richtung eindreht - läßt zunächst nur Beziehungen im Sinne posthumer Sedimentation zum tieferen Deckgebirge (? Oberkarbon / Perm mit Eruptiv- und Sedimentärserien bis höhere Trias) erkennen. Im Süden des Subherzyns liegt das Variszikum nach neuen Bohrergebnissen und Reflexionsseismik bei ca. 3 - 4000 m (Zechsteinbasis bei 3200 m) und steigt nach Norden, unterbrochen durch subsalinare Störungselemente, bis zum Ausstrich im Bereich des Flechtinger Höhenzuges an. Dieser Bauplan ist Teil der großen, antithetisch (nach SW unten) eingekippten NW-SE - Leistenschollen, die die Mitteldeutsche Hauptlinie (Ohre-Bober-Katzbach-Abbruch STILLES) im Süden begleiten (u. a. Scholle von Calvörde, Flechtinger Scholle, Harzscholle usw. mit jeweils nach Norden vorgelagerten Becken / Mulden: Altmarksenke, Subherzynes Becken, Thüringer Mulde, deren Achsenlinien in Richtung auf die gehobenen Schollen asymmetrisch verschoben sind).

Das Deckgebirge zwischen den Grundgebirgsschollen ("Rahmen") wird regional von einem NW-SE verlaufenden Schollen- und Faltenbau beherrscht, dessen Verformungsintensität im östlichen Teil des Subherzyns von Norden nach Süden in Annäherung an den Harz im allgemeinen zunimmt:

Weferlingen-Schönebecker-Triasplatte,
Allertalzone,
Lappwald-Scholle,
Oschersleben-Staßfurter Sattel,

DECKGEBIRGE

	disharmonischer Stockwerkbau		historischer Stockwerkbau	
	geomechanische Einheiten	stratigraphischer Bereich	spezielles Faltungsalter	Faltungsalter (nach Phasengruppen)
DECKGEBIRGE (Postvariszikum)	Postsalinar (bis 2500 m)	Quartär bis Unterer Bunt- sandstein	postobereozän laramisch/pyrenäisch subherzynisch	post- albisches
	Salinar (Ø 500-600 m, maximal: bis 1500 m)	Zechstein 4 bis Zechstein 2	kimmerisch (+ austrisch)	prä- albisches
	Subsalinar (Präsalinar) (bis ca. 2000 m)	Zechstein 1 bis Perm/? Oberkarbon		

SCHIEFERGEBIRGE
(Variszikum)

Pabstorfer Mulde,
Fallstein-Huywald-Hakel-Zone,
Halberstädter Mulde,
Quedlinburger Sattel,
Blankenburger Mulde,
Harzrandaufrichtungszone.

Zwischen benachbarten Zonen ist dabei oft ein Alternieren der Verformungsintensität zu beobachten (u. a. Wechsel von "Breit" - und "Schmalsätteln" im Sinne von WOLDSTEDT).

Im Südteil des Subherzyns herrscht starke Süd-Vergenz ("Antivergenz") vor, z. B. im Quedlinburger Sattel. Umgekehrt sind die halokinetischen Verformungen besonders im nördlichen Teil des Subherzyns zu finden, hier nicht nur an Antiklinalen (z. B. Oschersleben-Staßfurter Sattel), sondern auch grabenförmige Dehnungszonen herzynischer Erstreckung gebunden (Allertalzone). An den Flanken dieser Zonen treten oft streichende Tertiärsenken (mit Füllungen bis 500 m Lockersediment) auf. Die Salzanstauungen erreichen im Bereich von Antiklinalen, deren Post-salinar gestört ist, z. T. bis 1500 m Mächtigkeit (z. B. Huywaldstruktur); der Hangenteil der Salinarfolge ist hier ausgedünnt, das Liegende - besonders Na 2 - entsprechend stark angestaut.

Aufgabe zukünftiger tektonischer Forschung im Subherzyn ist die qualitative und quantitative Klärung der Wechselbeziehungen zwischen Post- und Subsalinar (disharmonischer Stockwerkbau), nicht zuletzt für lagerstättenkundliche Problemstellungen (Kali). Für die historische Analyse - Aufgliederung des Postsalinars in Teilstockwerke verschiedenen Faltungsalters, Frage der Posthumität zum tieferliegenden Variszikum - ist nur ein Fortschritt zu erwarten, wenn das Subherzyn im Rahmen großzügiger Regionalforschungen nach Westen (Broistedter-Trog und westliches Subherzyn) sowie nach Nordosten (Altmarksenke und Scholle von Calvörde sowie Südbrandenburg) eingebunden wird. Allgemein besitzt aber das Subherzyn eine methodische Schlüsselstellung für die Tektonik im Gesamtgebiet der DDR, um den tektonischen Erfahrungsschatz aus dem Mittelgebirgsbereich auf die lagerstättenhoffigen Gebiete im Nordteil der DDR zu übertragen. Gleiche Bauformen mit staffelförmigen nach Süden abbrechenden Schollenleisten kennen wir auch vom weiteren Nordrand der Norddeutschen Senke aus dem Grenzgebiet zur Osteuropäischen Tafel (Südschweden sowie NE-Mecklenburg).

3. Geophysik

Schwerekarten (E. BEIN)

Allgemein: Es werden für das Subherzyna Becken zwei (hier vereinfachte) Schwerekarten vorgelegt: die Bouguer-Schwerestörung und die lokale Schwerestörung (auch "Restfeld" genannt). Die Bouguer-Karte, die mit einer Einheitsdichte von $\sigma = 2,5 \text{ g/cm}^3$ bis auf NN reduziert wurde, stellt die für eine geologische Interpretation am besten geeignete Grundkarte dar. Sie unterliegt Einflüssen regionaler und lokaler Natur. Da gebietsweise die eine oder die andere Komponente überwiegen kann, ist es zweckmäßig, diese beiden voneinander getrennt darzustellen. Durch Abzug des rechnerisch ermittelten Regionalfeldes von den Bouguerwerten wird das Restfeld berechnet, das besonders anschaulich die durch die Wirkung der saxonischen Tektonik geprägten Strukturen und Dislokationen im Deckgebirge (Postvariszikum) darstellt. Auch die Wirkung von Tertiärsenken sowie Einflüsse aus dem subsalinaren Bereich können in der Restfeldkarte noch enthalten sein.

Die Karte der Bouguer-Schwerestörung (Abb. 3) veranschaulicht sehr deutlich die regionale Situation des Subherzyns. Die Isogammen sind streng herzynisch ausgerichtet, die Schwerewerte steigen von der Minusachse nördlich Wernigerode nach NE bis zur Plusachse des Schwerehochs von Magdeburg um etwa 70 mGal an. Da diese große Schweredifferenz nicht allein durch die sedimentäre Ausfüllung des Beckens (Postvariszikum) erzeugt sein kann, muß ein starker Anteil aus großen Tiefen mit entsprechend großer Dichtedifferenz kommen (Conrad-Diskontinuität?). Auch der starke Schwereanstieg nördlich der Linie Oschersleben - Egel - Staßfurt dürfte nicht allein aus der jungen Bruchtektonik des Deckgebirges zu erklären sein. Bei Magdeburg zeigen die umlaufenden Isogammen deutlich den östlichen Abschluß des Schwerehochs von Magdeburg (Flechtinger Massiv) an.

Deutlicher als die Bouguerkarte zeigt die Restfelddarstellung (Abb. 4) die lokalen Schwereanomalien. Im Südwesten liegen als drei getrennte Minima in etwa herzynischer Anordnung die Anomalien des Fallsteins, des Huywaldes und des Hakels vor, wobei der Huywald vermutlich infolge der größten Salzmächtigkeit die größten Störwerte aufweist. Auffallend ist das Herausdrehen der Huy-Achse in die W-E-Richtung. Außerordentlich kräftig tritt der Oscherslebener - Egel - Staßfurter Salzsattel als

1
6)

zusammenhängende Minusachse mit einzelnen Kulminationszentren in Erscheinung. Die nordwestliche Fortsetzung zum Dorm-Sattel ist noch angedeutet; die östlichen Ausläufer des Asse-Sattels machen sich ebenfalls durch ein schwaches Minimum bemerkbar.

Nördlich der Staßfurt-Egelner Achse verläuft ein zweiter Zug negativer Anomalien, dessen nordwestlicher Teil ohne Zweifel den Salzmassen der Allertalzone zuzuordnen ist. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß die südöstliche Verlängerung dieser Minusachse, die bis in die Gegend südwestlich Schönebeck zu verfolgen ist, nicht auch auf Salzwirkungen zurückzuführen wäre.

Es sei noch kurz das Minimum von Schönebeck erwähnt, dessen Ursache in der dortigen Salzakkumulation zu suchen ist. Auch das über dem Calber Sattel gemessene Minimum dürfte durch einen Salzkern dieser Antiklinale hervorgerufen sein.

In Abb. 5 sind die Bouguer- und die Restfeldwerte profilmäßig entlang der auf Abb. 3 bzw. 4 eingezeichneten Linie dargestellt. Beide Kurven zeigen deutlich die schon oben genannten Anomalien. Das Bouguerprofil wurde nach Südwesten zum Harz verlängert und zeigt sehr anschaulich den steilen Schwereanstieg an der Harzrandstörung zum Schweremaximum des Harzes, ebenso in der Verlängerung nach NE den Anstieg zum Schwerehoch von Magdeburg (Flechtinger Höhenzug) und den sehr steilen Abfall am Abbruch von Haldensleben.

Auf Grund eines am Westrande des Mtbl. Wolmirstedt gemessenen Drehwaageprofils, das für den Abbruch von Haldensleben als besonders repräsentativ ausgewählt worden ist, wurde die Berechnung eines geologischen Profils vorgenommen (Abb. 6). Es sei indessen ausdrücklich auf die Unsicherheiten hingewiesen, die Profilberechnungen aus gravimetrischen Ergebnissen anhaften.

B. Aufschlußbeschreibungen

Erster Tag
=====

- ①
6) Flechtinger Scholle / variszisch verfaltetes Grundgebirge (Kulmgrauwacken bei Hundisburg südlich Haldensleben), Gravimetrie des Magdeburger Hochs.

- (2) Flechtinger Scholle / Auflager von präsalinarem Deckgebirge auf Grundgebirge (Älterer Augitporphyr des Unterrotliegenden auf Kulmgrauwacke südlich Bahnhof Süplingen). (7)
- (3) Flechtinger Scholle / Präsalinares Deckgebirge (Quarzporphyr des tieferen Unterrotliegenden im Mühlthal westlich Flechtingen). (8)
- (4) Flechtinger Scholle / Präsalinares Deckgebirge an der Südflanke der Scholle (Hornburger und Eislebener Schichten des Unter/Oberrotliegenden unter Zechstein südlich Beberstedt). (9)
- (5) Allertalzone / Randstaffeln am südlichen Grabenufer (Rhätsandstein bei Wormsdorf südlich Eisleben; Frage der Primäranlage des Flechtinger Walles). (12)
- (6) Oschersleben - Staßfurter Sattel / Salinar- und Postsalinarverformung im Sattelkern (Zechstein - Caprocks, Unterer Buntsandstein bei Ziegelei Westeregeln). (13)
- (7) Oschersleben - Staßfurter Sattel / halokinetische Randsenkenbildungen im höheren Postsalinar (Tertiär von Egelu) und Subrosion (Dolineneinbruch südlich Westeregeln). (14a)
- (8) Flechtinger - Roßlauer - Scholle / variszisch verfaltetes Grundgebirge (11) (Gommern - Quarzit - Acker - Bruchberg - Quarzit bei Pretzien südlich Gommern). (14b)
- (8a) Flechtinger - Roßlauer - Scholle / steilgestelltes variszisches Grundgebirge (10) (geröllführende Grauwackenschiefer von Kulmgrauwacke im Flußbett der Alten Elbe bei Magdeburg). (15)

Zweiter Tag

- ⑨ Hakel / Aufdomung eines "Breitsattels" im Post- und Subsalinar (Unterer Muschelkalk südlich Kroppenstedt), seismische Erkundung des Postsalinars, Salinars und Subsalinars.
- ⑩ Huywaldstruktur / Bruchtektonik des Postsalinars im östlichen Scheitelschollenfeld und postobereozäne Tektonik (Oberer Muschelkalk und Ober-eozän westlich Schwanebeck).
- ⑪ Quedlinburger Sattel / historischer und disharmonischer Stockwerkbau im Post- und Präsalinar eines "Schmalsattels" (Oberkreide bis Keuper bei Westerhausen, Tiefenbau der Antiklinale durch Bohraufschlüsse).
- ⑫ Quedlinburger Sattel / Scheiteldiapirismus im Postsalinar (Oberer und Mittlerer Muschelkalk der Seweckenberge östlich Quedlinburg).
- ⑬ Ascherslebener Sattel / höheres Postsalinar (Tertiär im Gebiet von Nachterstedt).
- ⑭a Harzrandaufrichtungszone / steilgestelltes Postsalinar (Unterer Muschelkalk westlich Ermsleben) oder
- ⑭b Harzrandaufrichtungszone / wie 14a (Unterer Muschelkalk südwestlich Sandersleben).
- ⑮ Struktur Besenlaublingen / Tektonik im tiefsten Postsalinar (ehemaliger Gipsbruch Besenlaublingen, Hauptrogensteinzone des Unteren Buntsandsteins bei Alsleben).

() Die in Klammern aufgeführten Nummern entsprechen den Aufschlußbezeichnungen der Exkursion 1.

L i t e r a t u r

- ALBIN, S., BREMER, H. & KÜSTERMANN, W.: Reflexionsseismische Erkundung "Subherzyn I und II" - Unveröff. Ergebnisber., Arch. VEB Geophysik, Leipzig 1963 und 1964.
- BECK, H.: Der Flechtinger Höhenzug. Sein varistischer und saxonischer Bauplan. - Schrift. Geol. Paläont. Inst. Kiel, H. 4, 1 - 67, Kiel 1935.
- BEIN, E. & GROSSE, S.: Drehwaagemessungen im Gebiet der Subherzynen Kreidemulde (südlicher Fallstein). - Unveröff. Abschlußber., Arch. VEB Geophysik, Leipzig 1956.
- BREMER, H.: Gravimetermessungen im Gebiet des Ascherslebener Sattels. - Unveröff. Abschlußber., Arch. VEB Geophysik, Leipzig 1960.
- Gravimetermessungen im Gebiet "Harz". - Unveröff. Abschlußber., Arch. VEB Geophysik, Leipzig 1961.
- BUBNOFF, S. v., JUBITZ, K.-B. u. a.: Stratigraphie und Tektonik der Harzrandaufrichtungszone und des Vorlandes. - Exkursionsführer f. d. Exkursionen I, A u. B d. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR in Wernigerode (Harz), 5 - 38, Berlin 1957.
- HINZ, K.: Geologie des Havel (Subherzynes Becken) unter besonderer Berücksichtigung der Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalkes. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Berlin 1958. (Ref. in: Geologie 8, 338 - 339, Berlin 1959).
- JUBITZ, K.-B. u. a.: Blankenburger Kreidebucht (Spezialexkursion nach Untertage-Aufschlüssen und Schürfungen). - Exkursionsführer f. d. Exkursionen I, A u. B d. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR in Wernigerode (Harz), 57 - 69, Berlin 1957.
- JUNG, W. u. a.: Buntsandstein und Zechstein zwischen der Scholle von Calvörde und dem Thüringer Schiefergebirge. - Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR in Leipzig, 5 - 46, Berlin 1963.
- KEILHACK, K.: Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nördlichen Harzvorlandes. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 41, II, 264 - 307, Berlin 1922.

- KEUNECKE, O.: Der tiefere Untergrund des Subherzynen Beckens und seines nordwestlichen Vorlandes auf Grund magnetischer Vermessungen. - Gerlands Beitr. Geophys., Erg.-H. für angew. Geophys. 2, 344 - 373, Leipzig 1932.
- KIRSTEN, E.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Eine und Hakel. (Eine Monographie der Ascherslebener-Staßfurter Schrägscholle). - Jb. hall. Verb. NF 7, 30 - 67, Halle 1928.
- KNAPE, H.: Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges. Teil I: Stratigraphischer Überblick und Lagerungsverhältnisse; Teil II: Regionale Entwicklung und struktureller Bau. - Geologie 12, 509 - 536; 637 - 673, Berlin 1963.
- KÖLBEL, H.: Tektonische und paläogeographische Geschichte des Salzgitterer Gebietes. - Abh. Reichsamt Bodenforsch. NF 207, 100 S., Berlin 1944.
- MANGER, G.: Der Zusammenhang von Salztektunik und Braunkohlenbildung bei der Entstehung der Helmstedter Braunkohlenlagerstätten. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 21, 7 - 45, Hamburg 1952.
- NIESLUCHOWSKI, P.: Feinstratigraphische Ergebnisse aus der Hauptrogensteinzone (ob. Unterer Buntsandstein) südwestlich von Bernburg. - Geologie 9, 156 - 176, Berlin 1960.
- NÖLDEKE, W. u. a.: Lithologische Ausbildung von Unter- und Oberkreide im Bereich des Quedlinburger Sattels, der Halberstädter und Blankenburger Mulde. - Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR in Leipzig, 47 - 62, Berlin 1963.
- PRIMKE, G.: Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Ascherslebener Sattels zwischen Frose und Mehringen. - Z. angew. Geol. 8, 113 - 115, Berlin 1962.
- REUTER, F.: Die regionalgeologische Stellung der Flechtingen-Roßlauer Scholle. - Beih. Geologie 40, 66 S., Berlin 1964.
- SCHREIBER, A.: Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges. - Freib. Forschungsh. C 82, 132 S., Berlin 1960.
- SCHRIEL, W.: Assyntische Granitmassive im Untergrund des Subherzyns. - Ber. geol. Ges. DDR, 3, 41 - 54, Berlin 1958.

WEIGELT, J.: Der tektonische Unterbau der Mitteldeutschen Hauptscholle. - In: Beiträge zur Landeskunde Mitteldeutschlands. Festschr. 23 deutsch. Geographentag in Magdeburg, 14 - 70, Braunschweig 1929.

Zur Tektonik der Subherzynen Kreidemulde s. Literatur bei v. BUBNOFF & JUBITZ (1957), insbesondere folgende Zitate: BORN (1937), CLOOS (1917), FOUCAR (1936), HEIMLICH (1956), RICHTER (1935), VOIGT (1954), WOLDSTEDT (1925), WUNDERLICH (1953).

K a r t e n

Geol. Übersichtskarte von Nordwestdeutschland i. M. 1 : 300 000 von H. J. MARTINI & P. WOLDSTEDT.

Geol. Übersichtskarte von Deutschland i. M. 1 : 200 000: die Blätter Magdeburg, Halberstadt, Dessau.

Geol. Übersichtskarte der Subherzynen Kreidemulde i. M. 1 : 100 000 von H. SCHROEDER.

Geol. Spezialkarten mit Erläuterungen i. M. 1 : 25 000: die Blätter Calvörde, Erxleben, Neuholdensleben, Wolmirstedt, Hötensleben, Seehausen, Magdeburg, Hamersleben, Oschersleben, Wanzleben, Schönebeck, Leitzkau, Schwanebeck, Gröningen, Egel, Atzendorf, Derenburg, Halberstadt, Wegeleben, Kochstedt, Staßfurt, Quedlinburg, Ballenstedt, Aschersleben, Bernburg, Könnern.

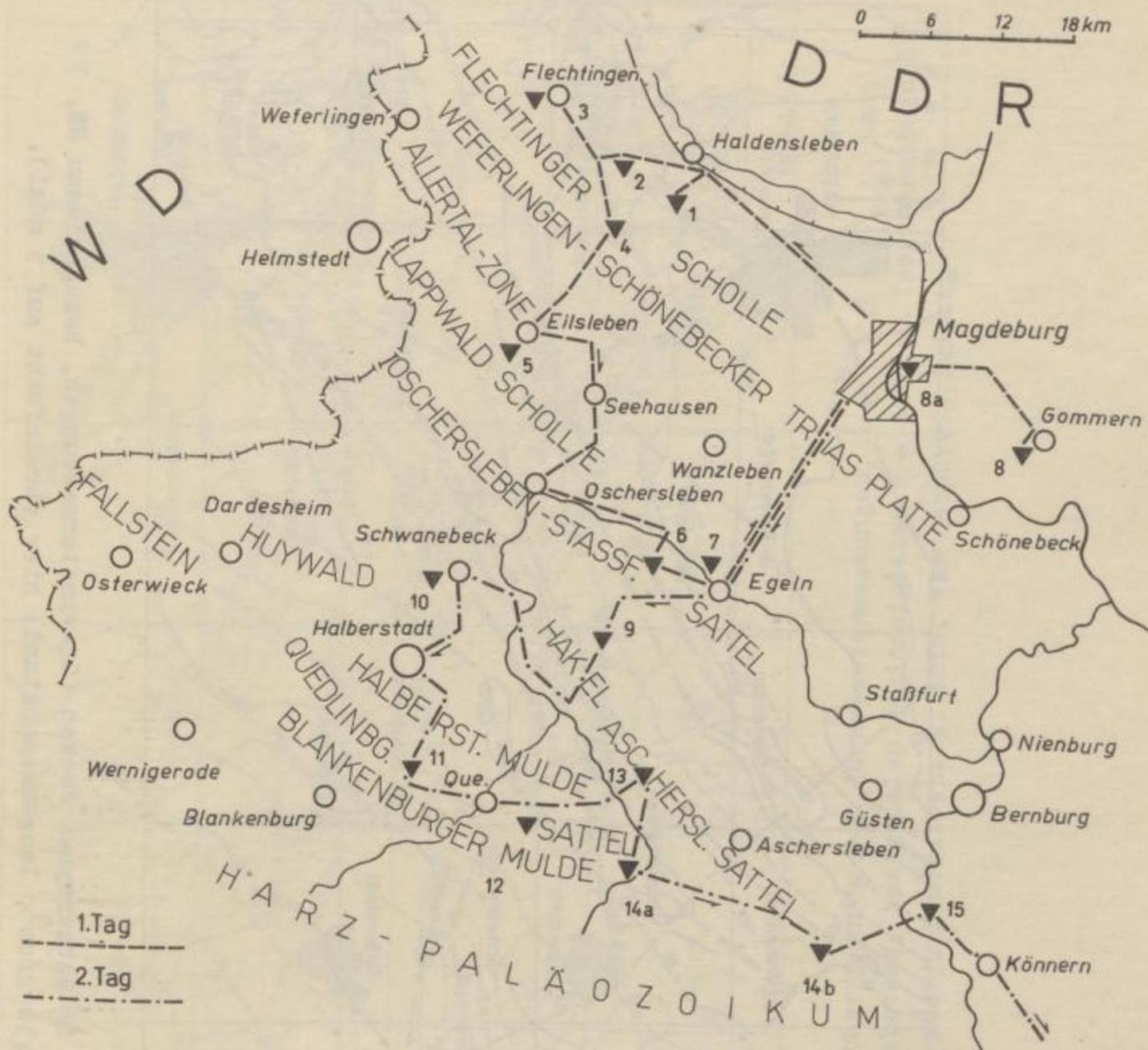


Abb. 1. Fahrtroute und Aufschlüsse bzw. Aufschlußgruppen (Dreiecke) der Exkursion 2

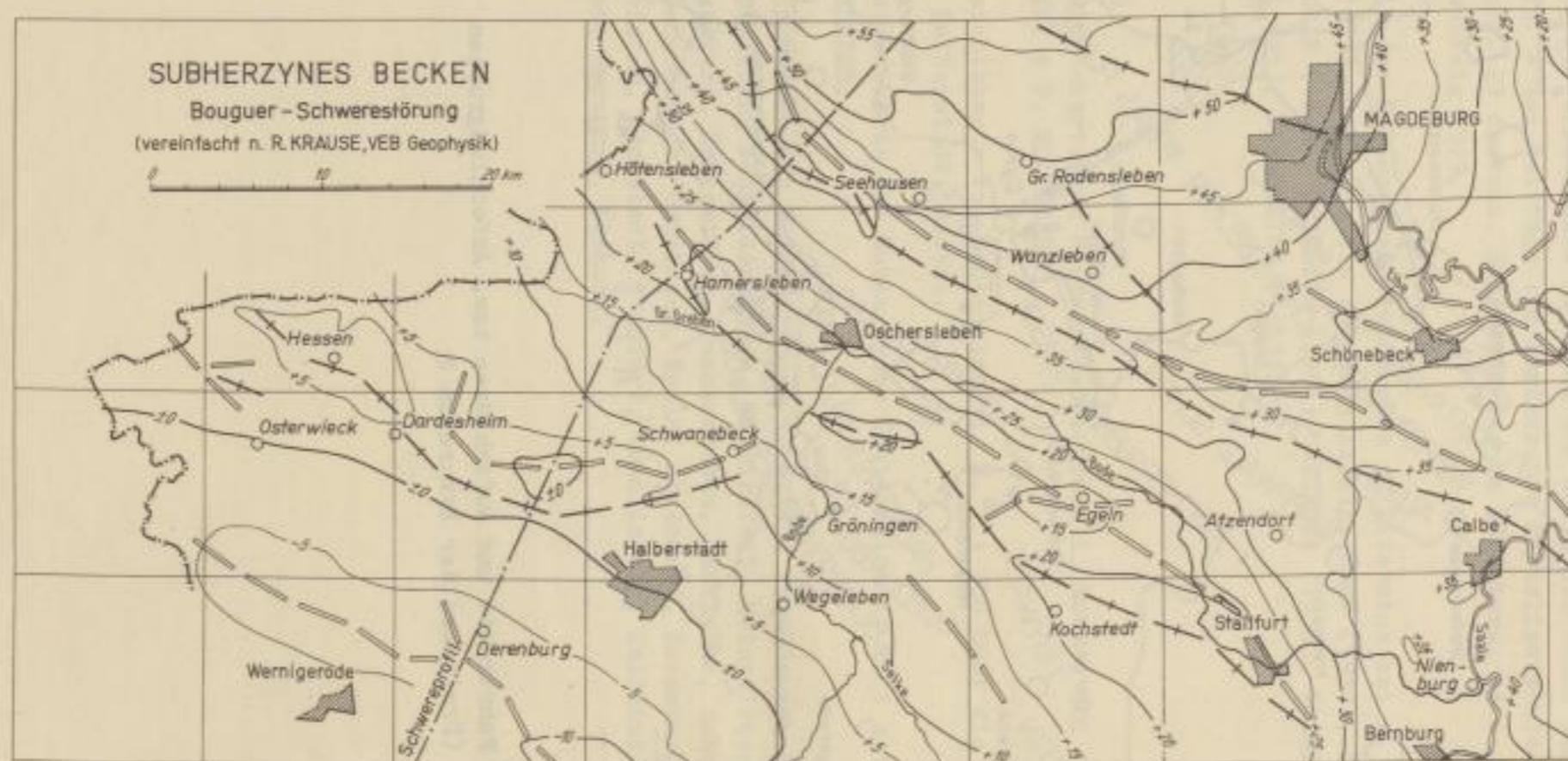


Abb. 3. Bouguerschwerestörung im Subherzynen Becken (Gravimetermessungen, Bezugsniveau NN, Einheitsdichte $\sigma = 2,50 \text{ g/cm}^3$, Isogammenabstand: hier vereinfacht auf 5 mGal).
 Bearbeiter: R. KRAUSE, VEB Geophysik, Leipzig

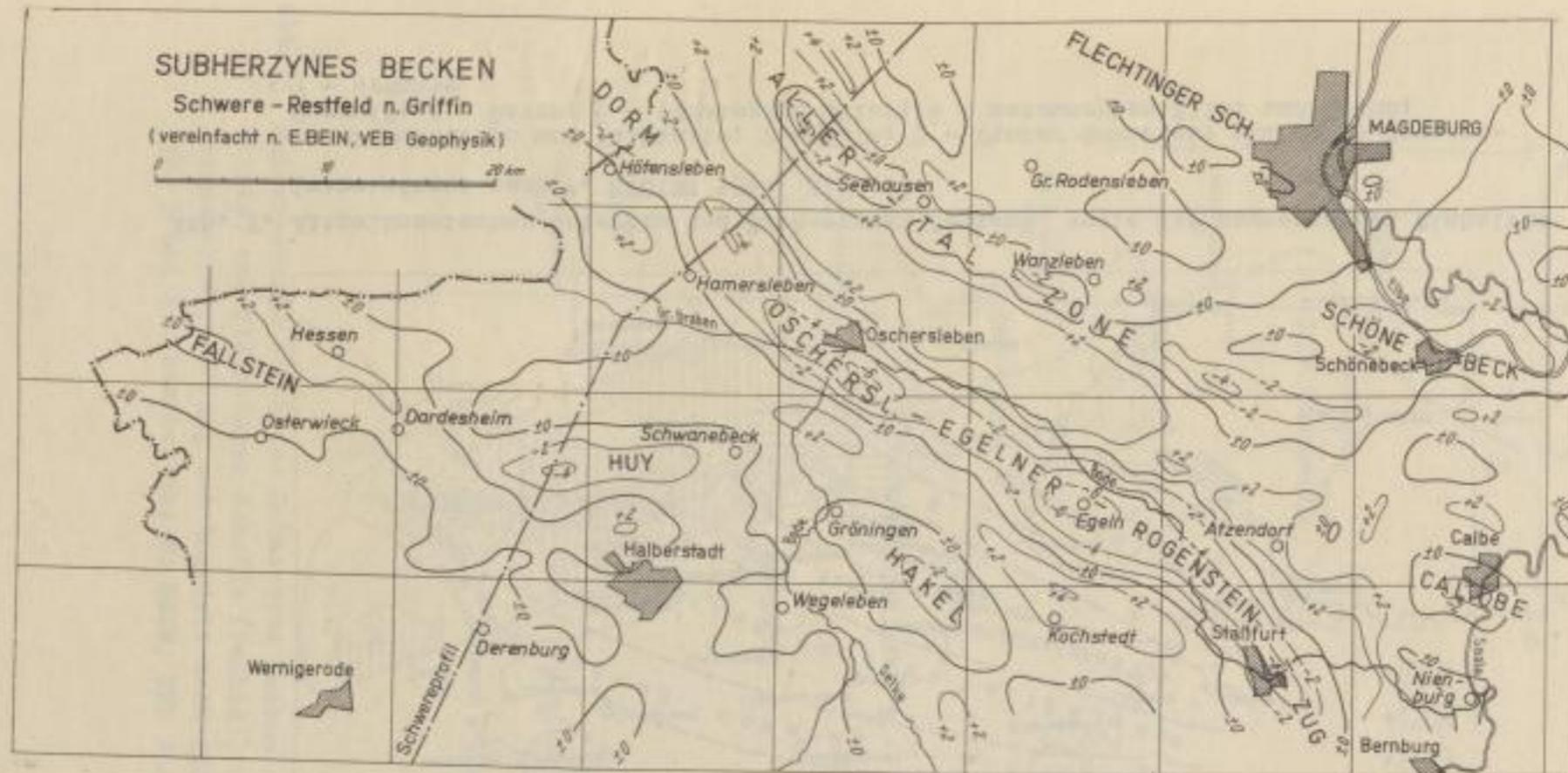


Abb. 4. Schwere-Restfeld im Subherzynen Becken (Gravimetermessungen, $\Delta g_0'' - \Delta g_0''(\text{reg})$ nach GRIFFIN; 2 000 m Punktabstand, hexagonales Regionalgitter $r = 4000$ m, Isogammenabstand: hier vereinfacht auf 2 mGal). Bearbeiter: E. BEIN, VEB Geophysik, Leipzig



Abb. 2. Altpaläozoischer Unterbau des Subhercynen Beckens sowie der angrenzenden Einheiten (vereinfacht nach F. REUTER 1964, Abb. 1)

- 1 - Permokarbon und Vulkanite; 2 - Kulm; 3 - Tanner Grauwacke und Hörre-Gommern-Quarzit; 4 - Devon; 5 - vorwiegend Silur; 6 - metamorphes Silur und Devon; 7 - Granite

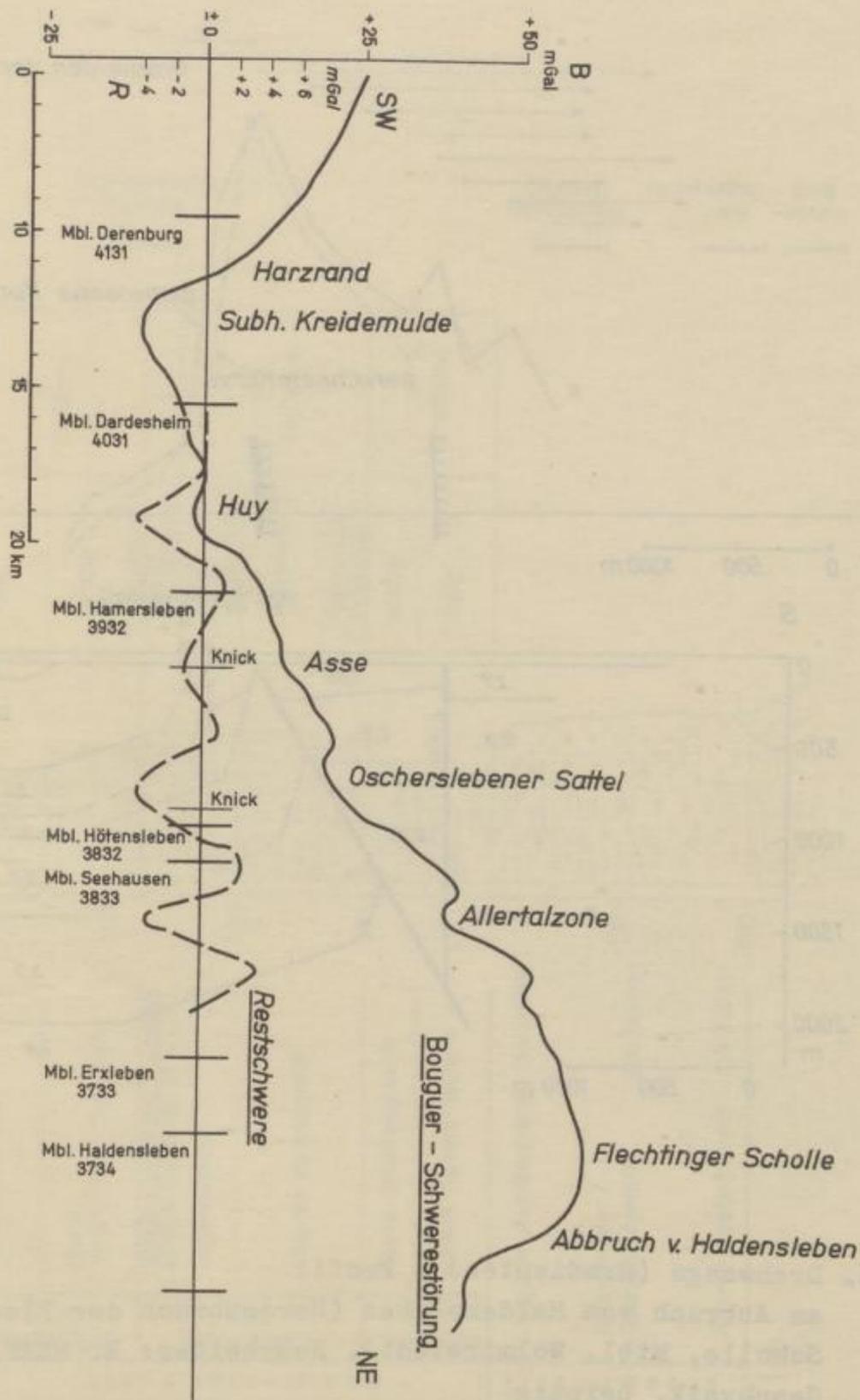


Abb. 5. Schwereprofil durch das Subherzyne Becken zwischen Harzrand (links) und Flechtinger Scholle (rechts), unterteilt nach Bouguerschwerestörung und Restfeld nach GRIFFIN (vgl. hierzu Abb. 3 und 4). Bearbeiter: E. BEIN, VEB Geophysik, Leipzig

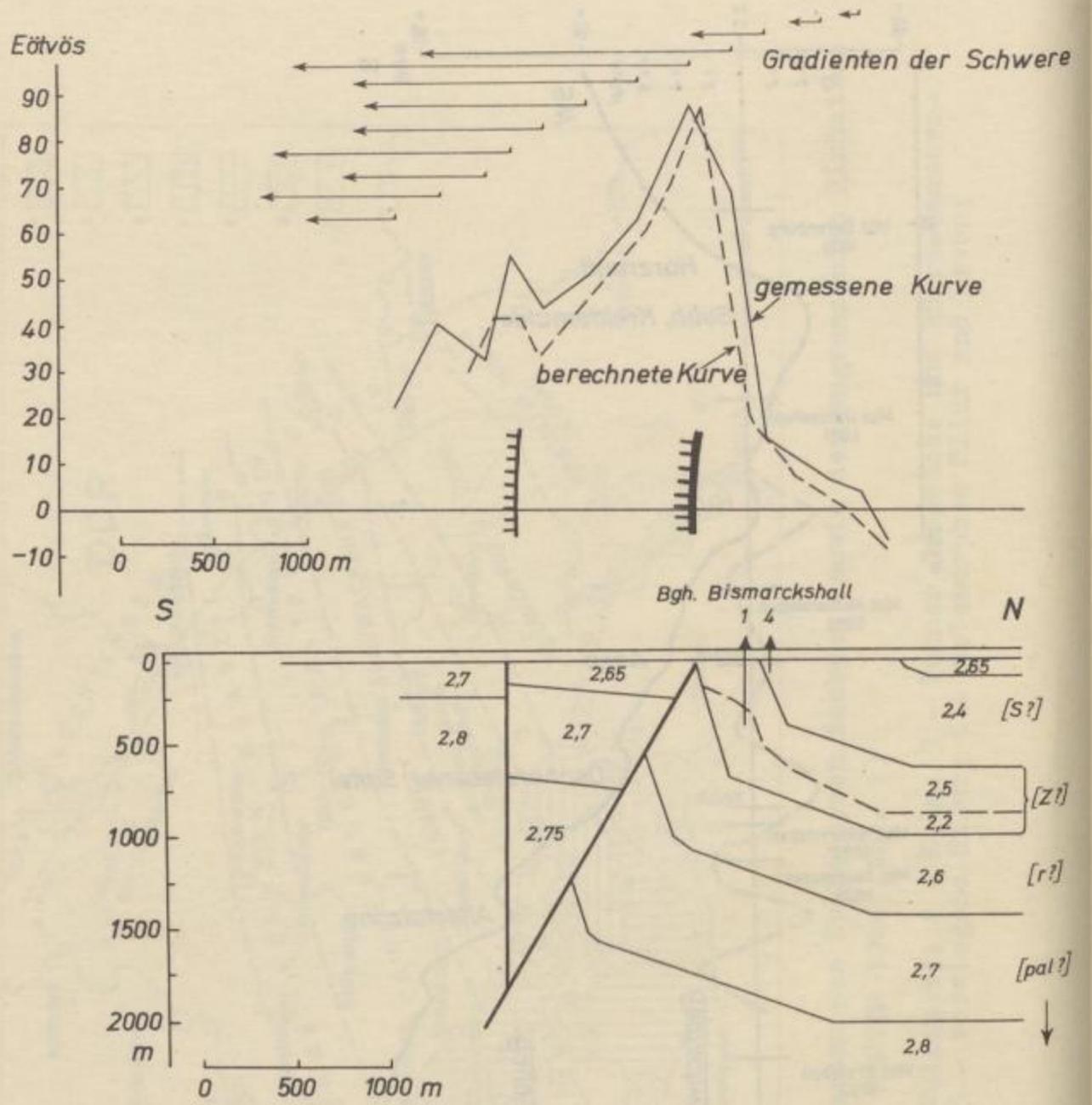


Abb. 6. Drehwaage (Gradienten) - Profil
am Abbruch von Haldensleben (Nordabbruch der Flechtinger
Scholle, Mtbl. Wolmirstedt). Bearbeiter: E. BEIN, VEB
Geophysik, Leipzig

Das Schwerprofil durch das Substrat des Haldensleben zeigt zwischen Haldensleben (links) und Flechtinger Scholle (rechts), vorwiegend nach Nordgerichtet, eine deutliche Anomalie (vgl. Abb. 1 und 4). Bearbeiter: E. BEIN, VEB Geophysik, Leipzig

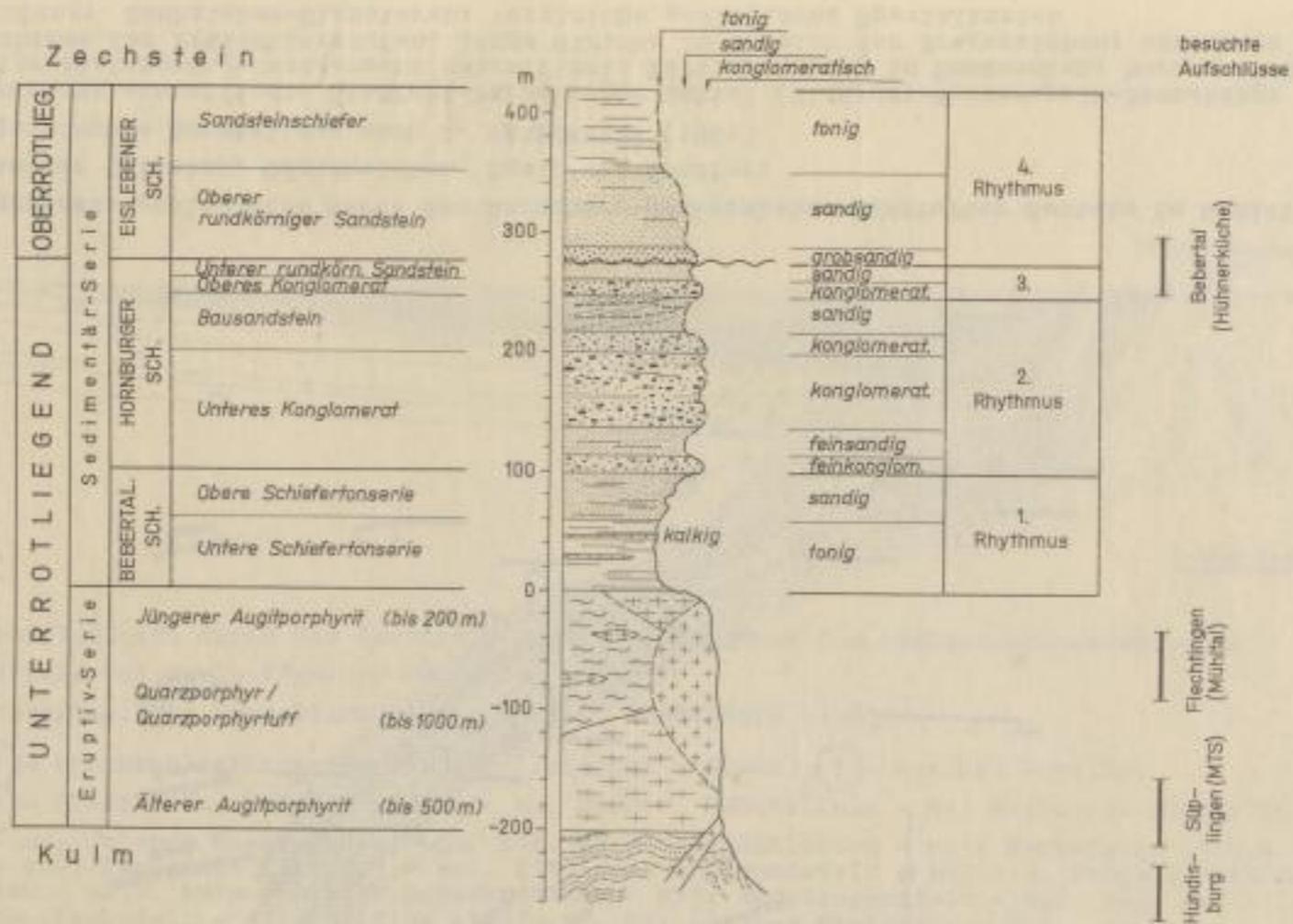


Abb. 7. Lithostratigraphie des Rotliegenden im Gebiet des Flechtinger Höhenzuges, schematisiert nach A. SCHREIBER 1960 (Bild 71 und 72)

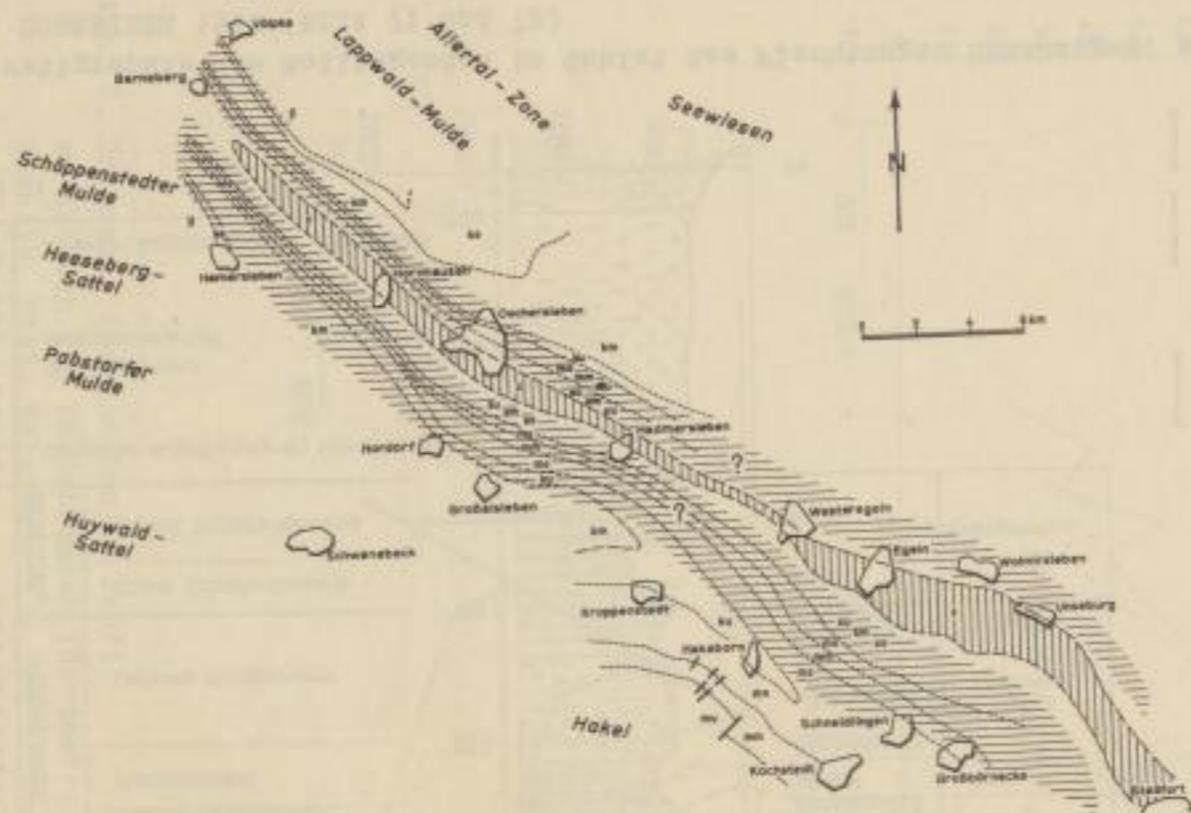


Abb. 8. Abgedeckte geologische Karte des Barneberg-Oschersleben-Staßfurter Sattels im Gebiet zwischen Offleben, Oschersleben, Egel und Staßfurt
Vereinfachte Darstellung nach O. WAGENBRETH (1961)

senkrecht schraffiert: Staßfurt-Barneberger Sattel (Staßfurt-Westeregeln-Barneberg; Unter Pleistozän); waagrecht schraffiert: Tertiärfüllung in Randsenken; kurz gestrichelt: Ausbisse der Prätertiärstufen, lange Striche im Bereich der Fragezeichen: unsichere Verbindung; Buchstaben-Signaturen: vergleiche geologische Spezialkarten

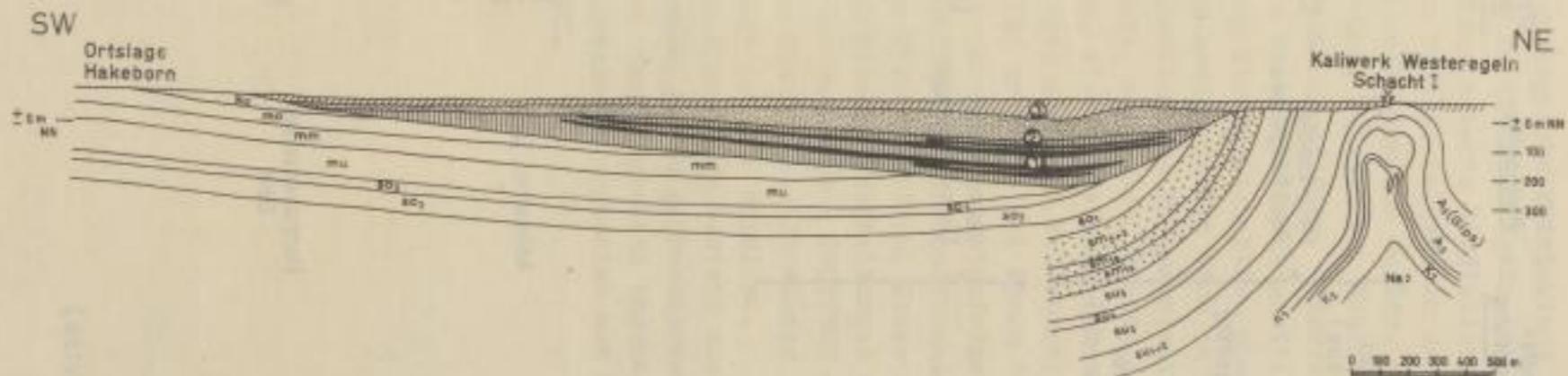
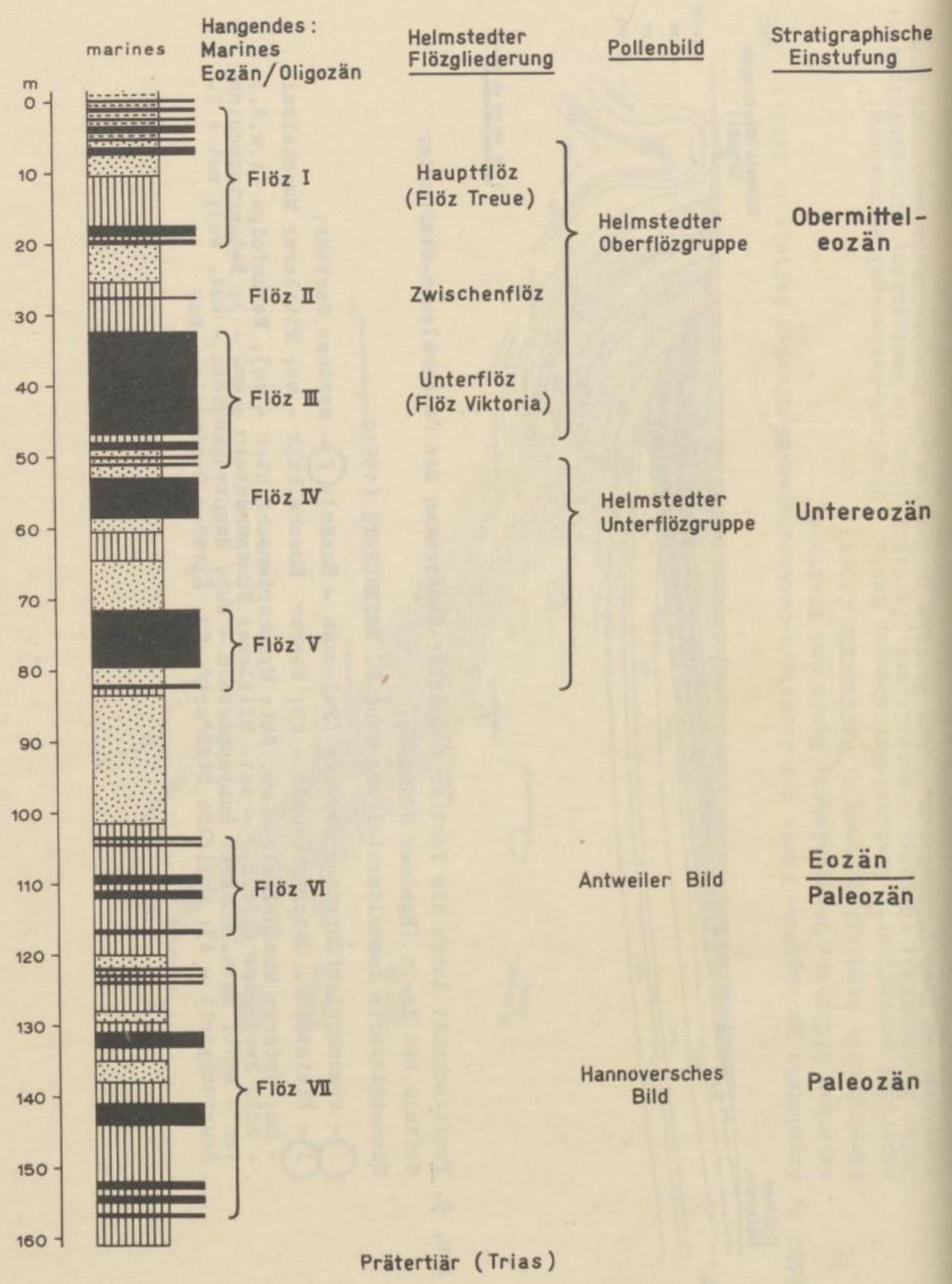


Abb. 9. Profilschnitt durch die Tertiär / Quartär-Randsenken des Oschersleben-Staßfurter Sattels bei Egel (Egelner Südmulde)
Schematisierte Sammeldarstellung nach O. WAGENBRETH (1961)

- ① - braunkohlenführendes Tertiär (Paleozän - Eozän); ② - marines Tertiär;
③ - Pleistozän. Unterer Keuper - ku; Oberer Muschelkalk - mo; Mittlerer Muschelkalk - mm; Unterer Muschelkalk - mu. Röt: Myophorienschichten - so3; Werksfolge (i.w.S.) - so2; Basisgips (i.w.S.) - so1. Mittlerer Buntsandstein - sm2 + 3; Estherienschichten - sm1b, sm1a. Unterer Buntsandstein - su5; Hauptrogenstein - su4, su3; su1 + 2. Hauptanhydrit - A3; Kaliflöz Staßfurt - K2; Älteres Steinsalz - Na2



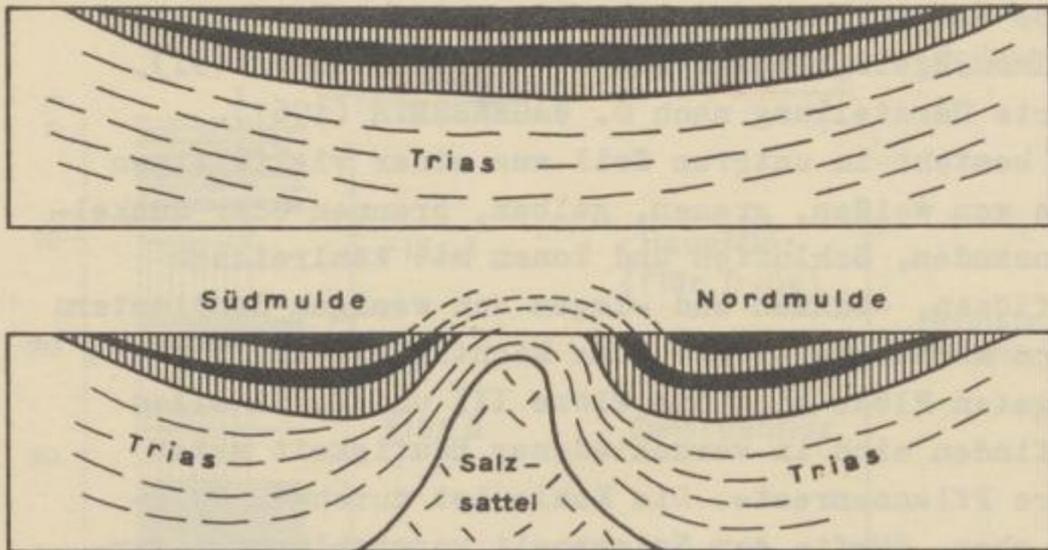
←

Abb. 10. Lithologische Entwicklung und stratigraphische Einstufung des Tertiär von Egelu (Oschersleben - Staßfurter Sattel). Schematisierte Darstellung nach O. WAGENBRETH (1961).

Das Tertiär besteht im unteren Teil aus einer vielfältigen Wechselfolge von weißen, grauen, gelben, braunen oder dunkelbraunen Feinsanden, Schluffen und Tonen mit zahlreichen Braunkohlenflözen, -bänken und -lagen von wenigen Zentimetern bis über 30 m Mächtigkeit. Die nach Mächtigkeit und Ausdehnung wichtigsten Flöze sind die Flöze III und V. In allen Sedimenten finden sich in verschiedener Häufigkeit meist unbestimmbare Pflanzenreste. Die Kohle ist durchweg Salzkohle, wäre aber, dürfte der Salzgehalt vernachlässigt werden, eine Schwelkohle. Die stratigraphische Einordnung erfolgte nach der Pollenanalyse. Die Mächtigkeit dieser Teilfolge erreicht bei Egelu 180 m, bei Oschersleben rund 400 m. Über dieser Schichtenfolge liegen bis maximal etwa 150 m Mächtigkeit glaukonitische Sande und Tone mit marinen Mega- und Mikrofossilien. Diese Schichten stellen das Oligozän in den älteren Bearbeitungen des Gebietes von Egelu dar, müssen jetzt aber (nach KRUTZSCH & LOTSCH) in ihren unteren Teilen ins Eozän gestellt werden. Der oberste tonige Horizont dieser Folge ist der Rupelton.

Das Pleistozän besteht aus Geschiebemergeln, und zwar teils grauen, teils gelb-rostbraunen, die vermutlich dem Mindel- bzw. dem Rißglazial angehören, ferner Bodeschottern aus dem Holstein-Interglazial und Löss und Lößlehm aus dem Würmglazial.

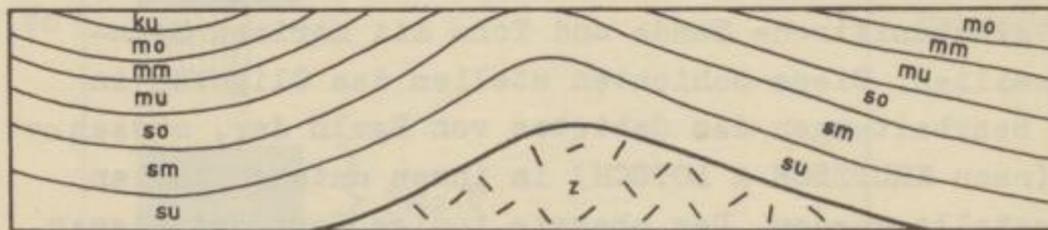




Ältere Auffassung:

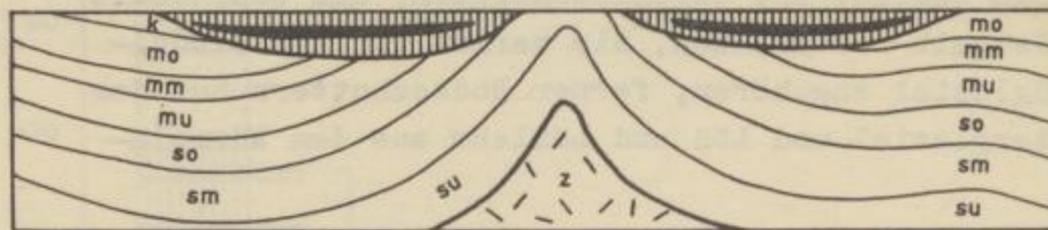
Salzsattel durchspießt einheitlich angelegte Braunkohlenmulde

Genetische Profilreihe zur heutigen Deutung



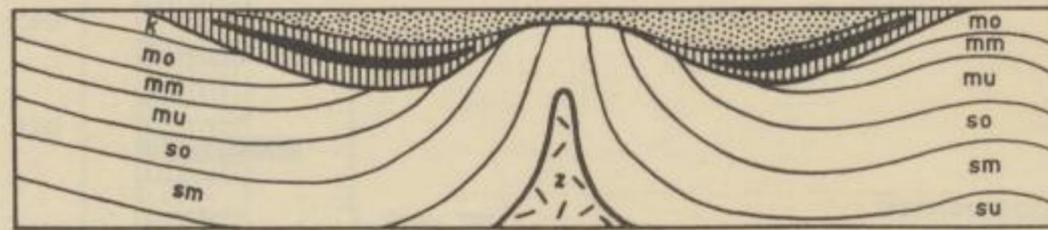
I. Prätertiär

Breitsattel mit randlichen Triasmulden



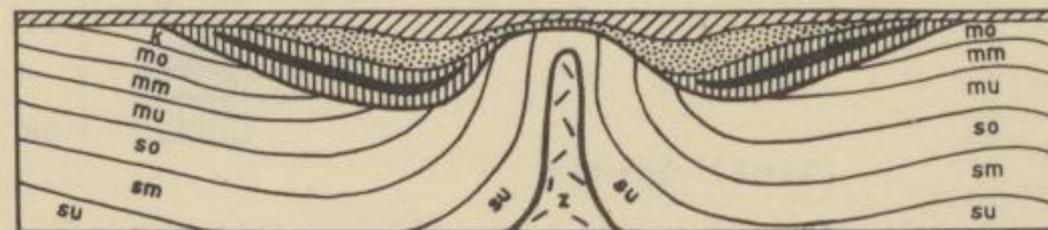
II. Paleozän - Eozän

Sattel steigt weiter auf, verschmälert sich; Randsenken rücken näher an Sattel und füllen sich mit Braunkohlen-Schichtenfolgen



III. Eozän - Oligozän

Tendenz von II setzt sich fort. Marine Schichten bedeckten vielleicht (?) auch den Sattelkern



IV. Pleistozän - Gegenwart

Schmalsattel vollendet. Größte Pleistozänmächtigkeiten unmittelbar neben Sattel bezeugen wahrscheinlich jüngste Randsenkenbewegungen

←

Abb. 11. Strukturelle Entwicklung des Oschersleben-Staßfurter Sattels (Salinar und tieferes Postsalinar), speziell seiner Tertiär-Randsenken.

Zeichenerklärung: wie Abb. 9. Schematisierte Darstellung (O. WAGENBRETH).

Die Tektonik im salinaren Kern des Staßfurter Sattels ist durch die Grubenaufschlüsse des ehemaligen Kalibergbaus bekannt (vgl. Abb. 9). Die Bohrungen der Erkundungsprogramme auf Braunkohle in den Randmulden führten zur Klärung von deren Tektonik.

Grundsätzlich scheinen unter dem Känozoikum der Randsenken alle Stufen der Trias lückenlos auszustreichen, und zwar im SE und im Raum Westeregeln und NW von Oschersleben mit schmalen Ausbissen. Im NW-Teil sind vermutlich einige Horizonte durch Längsstörungen tektonisch unterdrückt. Insbesondere erbrachten die Bohrungen den Nachweis, daß der Sattel und die ihn begleitenden Triasstufen auch unter der weiten, nur als Holozän kartierten Bode-Niederung bei Oschersleben ohne Unterbrechung durchstreichen.

Die diskordante Auflagerung des Tertiärs auf der Trias läßt prätertiäre, vielleicht subherzyne Bewegungen von tertiären und posttertiären unterscheiden. Die prätertiäre Tektonik hat einen breitsattelartigen Vorläufer des heutigen Staßfurter Sattels erzeugt, wobei auch die Randmulden weiter entfernt von der Sattelachse lagen. Eine solche Randmulde des prätertiären Sattels ist die Hakeborner Keupermulde. Im Tertiär rückten die Randmulden als Randsenken dem Sattel näher, dieser verschmälerte sich, so daß er stellenweise (bei Westeregeln und nordwestlich Oschersleben) den Charakter eines Schmalsattels erhielt. Das Heranrücken der Randmulden an den Sattel läßt sich auch an der Mächtigkeitsverteilung über die Zeiträume des Tertiärs und Quartärs verfolgen (dachziegelförmige Lagerung!). Neben diesem zeitlichen Übergang des Sattels aus einem Breitsattel- in ein Schmalsattelstadium läßt sich heute auch noch ein räumlicher Übergang beobachten, indem von Westeregeln aus nach SE der Sattel breiter wird und im Raum Staßfurt-Bernburg überhaupt ausklingt. Dieser Übergang läßt ein Wandern der tektonischen Beanspruchung von NW nach SE vermuten, die im Detail im Längsprofil des Tertiärs der Oscherslebener Mulden nachzuweisen ist.

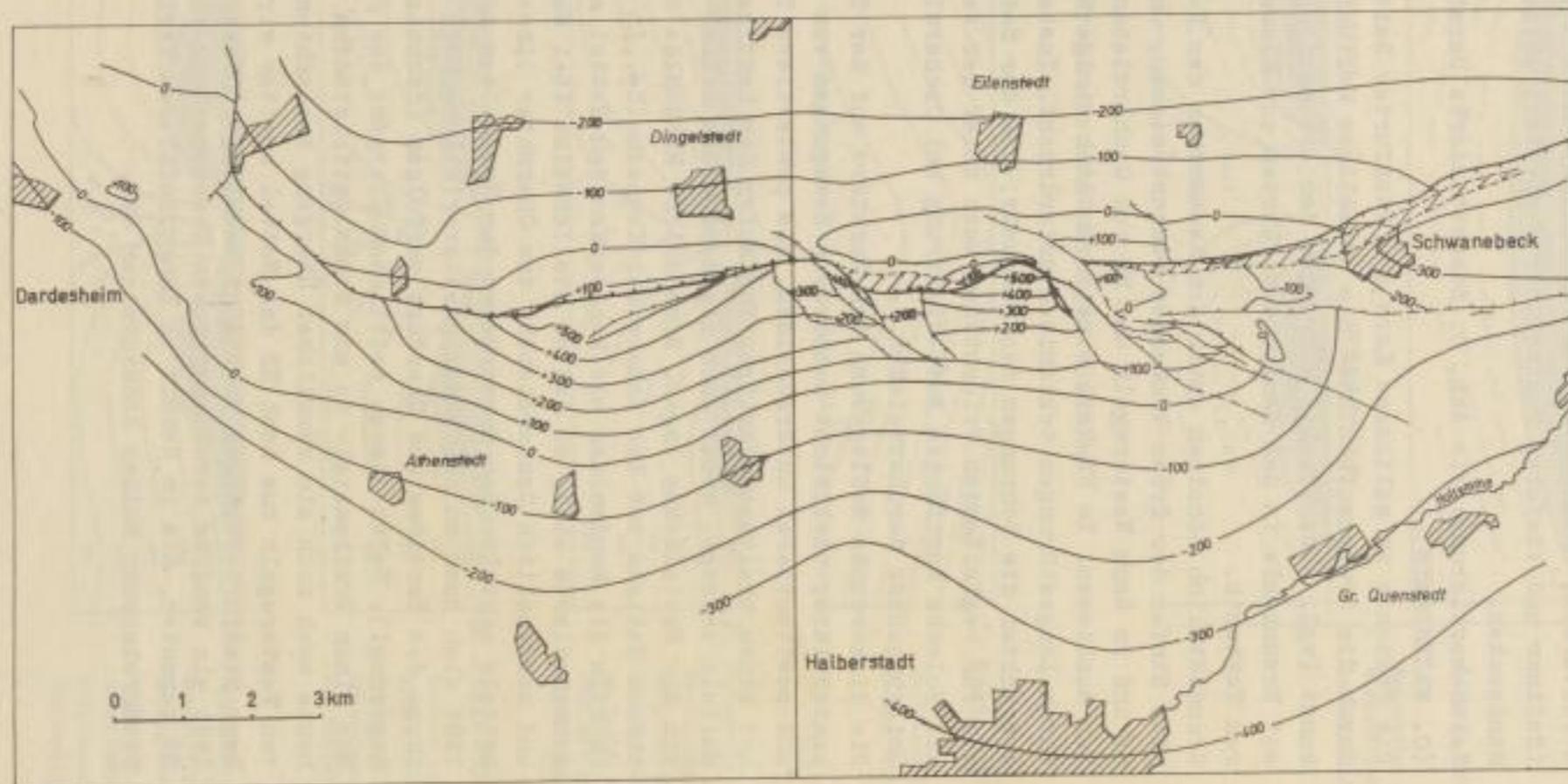


Abb. 13. Strukturkarte des Huywaldes, bezogen auf Grenze Muschelkalk / Röt (mu/so).
Vereinfacht nach K.-B. JUBITZ 1963

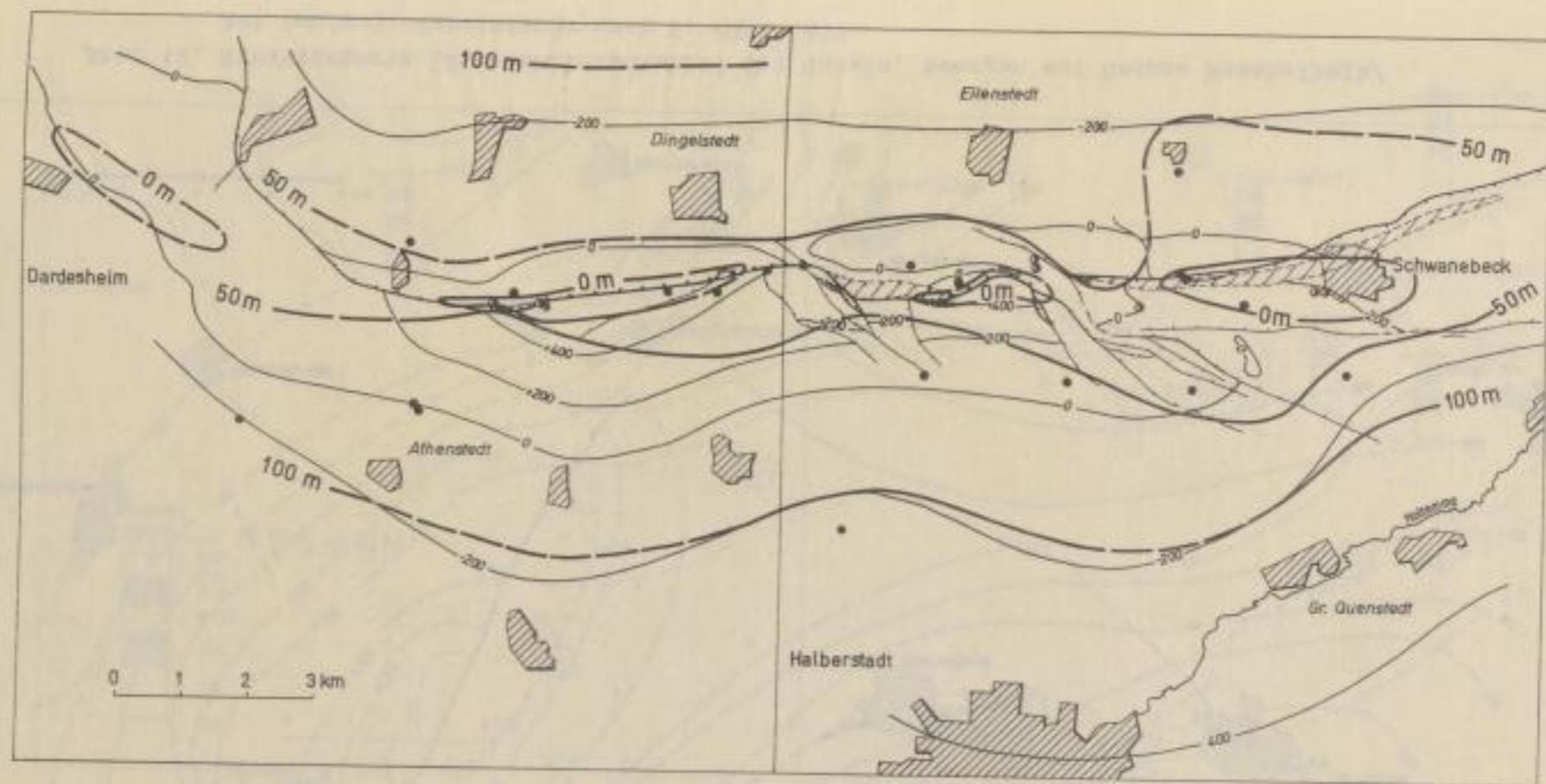


Abb. 14. Abhängigkeitsbeziehungen von scheinbarer Mächtigkeit spröder Salinareinlagerungen (Hauptanhydrit und Grauer Salzton) und Strukturlage des Postsalinars, halbschematisch dargestellt an Isopachen (dicke Linien) und Isohypsen der Grenze μ_0/μ_1 (dünne Linien). Zusammengestellt nach Altbohrungen und W. REICHENBACH 1963; Bearbeiter: K.-B. JUBITZ 1963

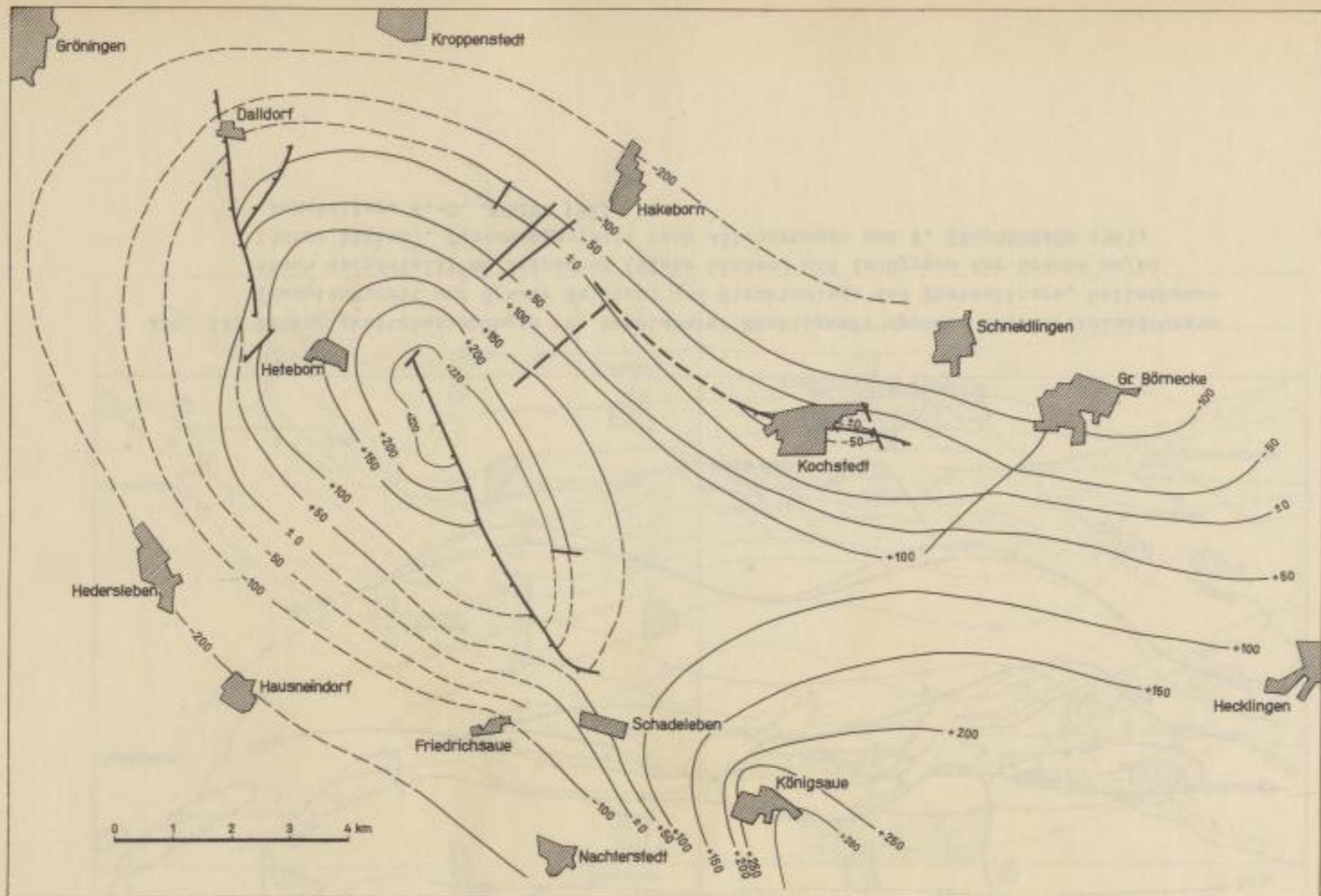


Abb. 12. Strukturkarte (Streichlinienkarte) des Havel, bezogen auf Grenze Muschelkalk/Röt (mu/so). Vereinfacht nach K. HINZ 1957

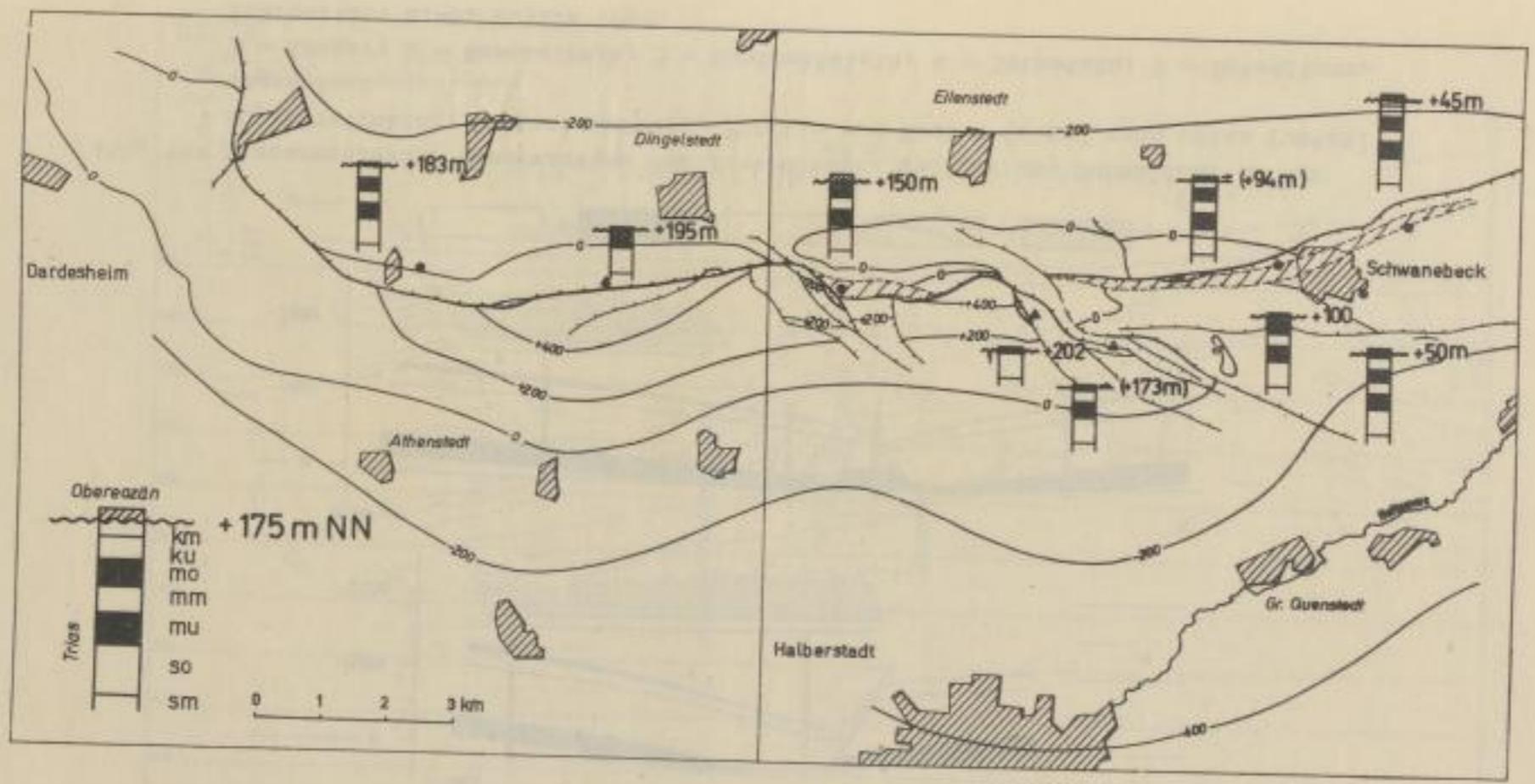


Abb. 15. Transgressivverband des Obereozäns im Gebiet der Huywaldstruktur (stratigraphische und höhenmäßige Lage)
Stark vereinfacht nach K.-B. JUBITZ 1963

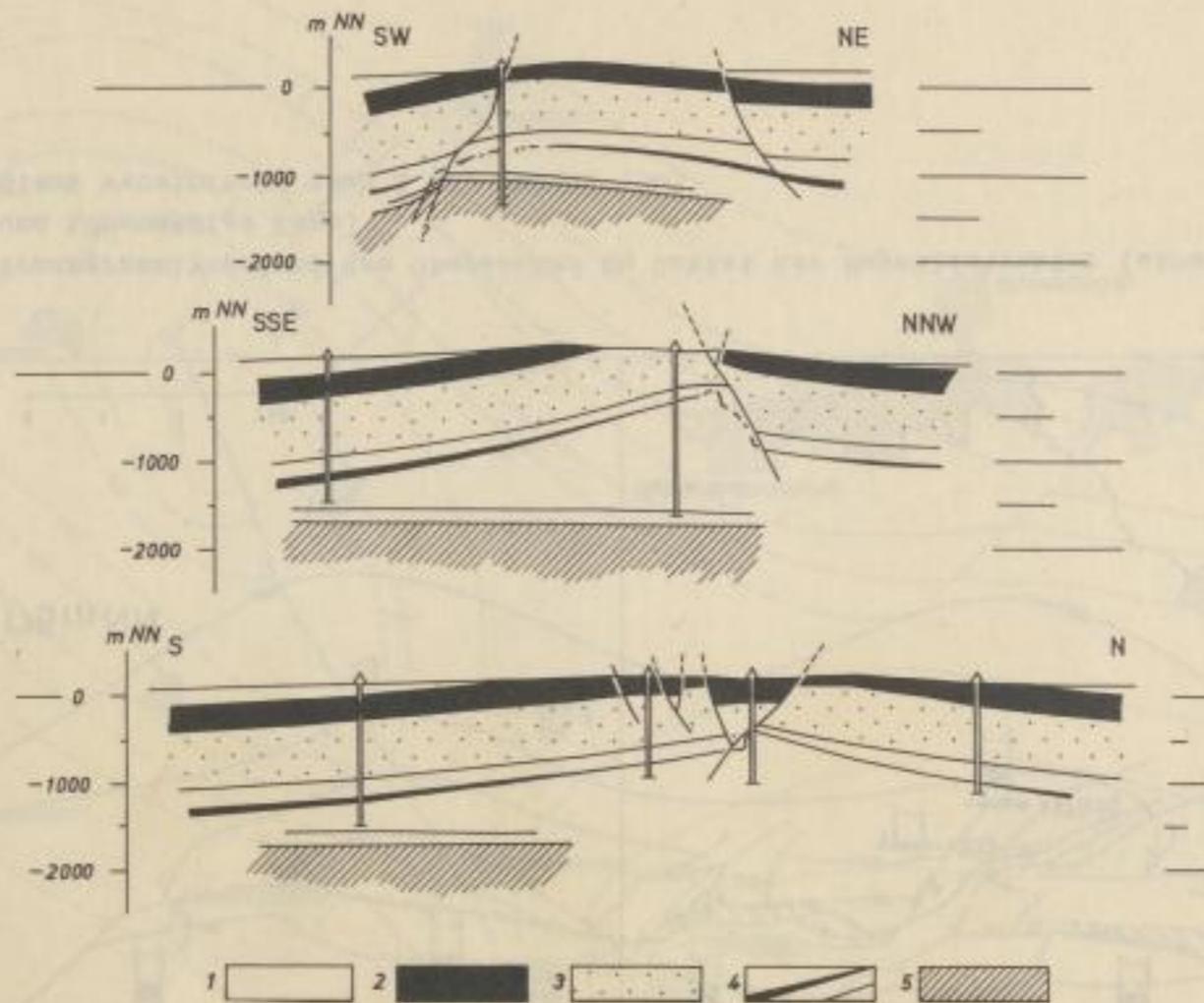


Abb. 16. Disharmonischer Stockwerkbau von Postsalinar, Salinar und Subsalinar in der Huywaldstruktur. Halbschematisch, Profile von Westen (oben) nach Osten (unten) angeordnet.

1 - Keuper; 2 - Muschelkalk; 3 - Buntsandstein; 4 - Zechstein; 5 - Subsalinar.
 Bearbeiter: K.-B. JUBITZ 1963

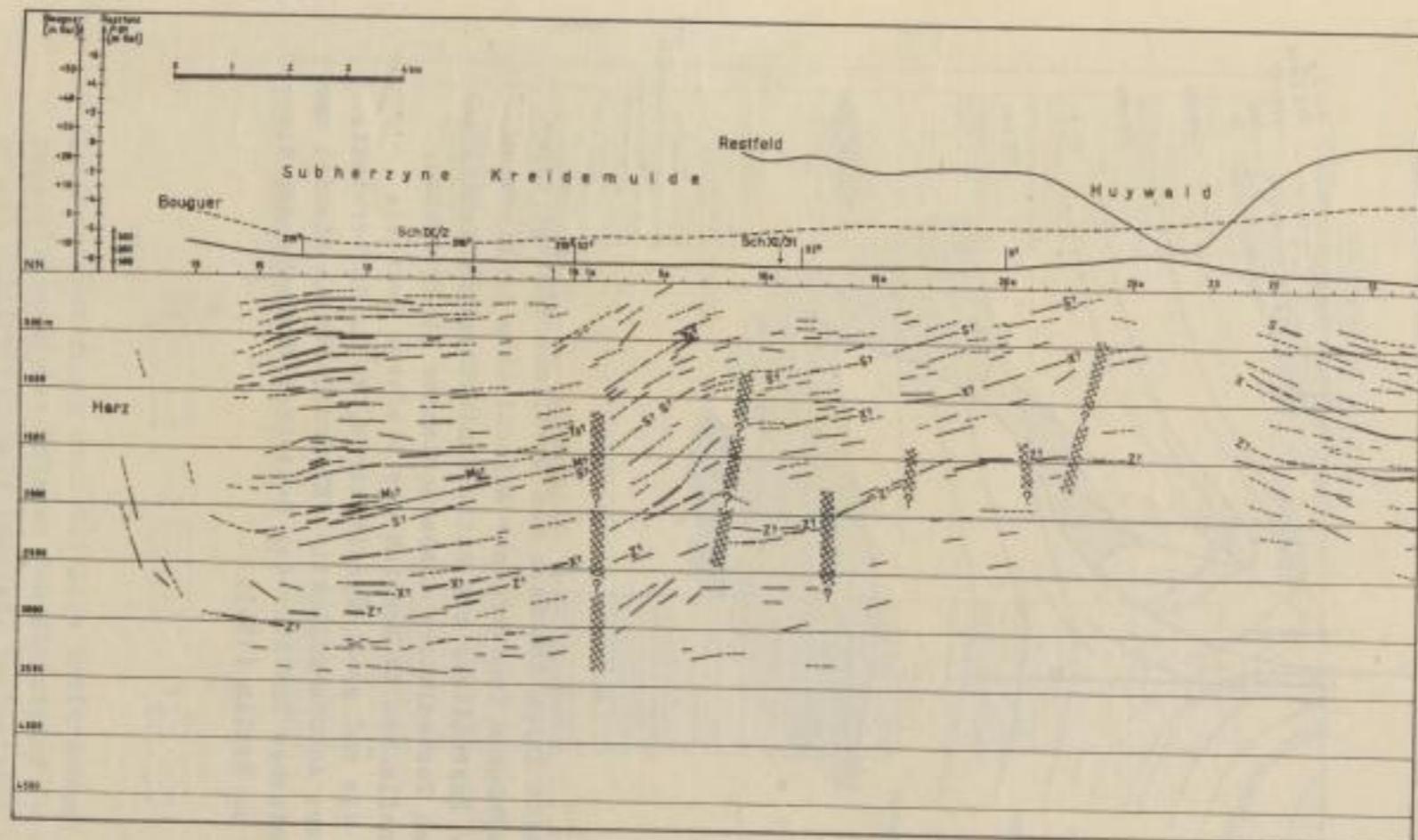


Abb. 17. Reflexionsseismisches Profil durch die Subherzyne Kreidemulde zwischen Harzrandauf-
 richtungszone (links) und Huywaldstruktur (rechts). Ungefähre stratigraphische Lage
 der Hauptreflexionshorizonte: T₁ - Tertiärbasis; K - intra Oberer Keuper; M₁ - intra
 Oberer Muschelkalk; M₂ - intra Unterer Muschelkalk; X - Grenzbereich Unterer Bunt-
 sandstein / Zechstein; Z - Nähe Zechsteinbasis.

Ausschnitt aus Profilverkleinerung, 2fach überhöht, Bearbeiter: S. ALBIN, H. BREMER
 und W. KÜSTERMANN (1963)

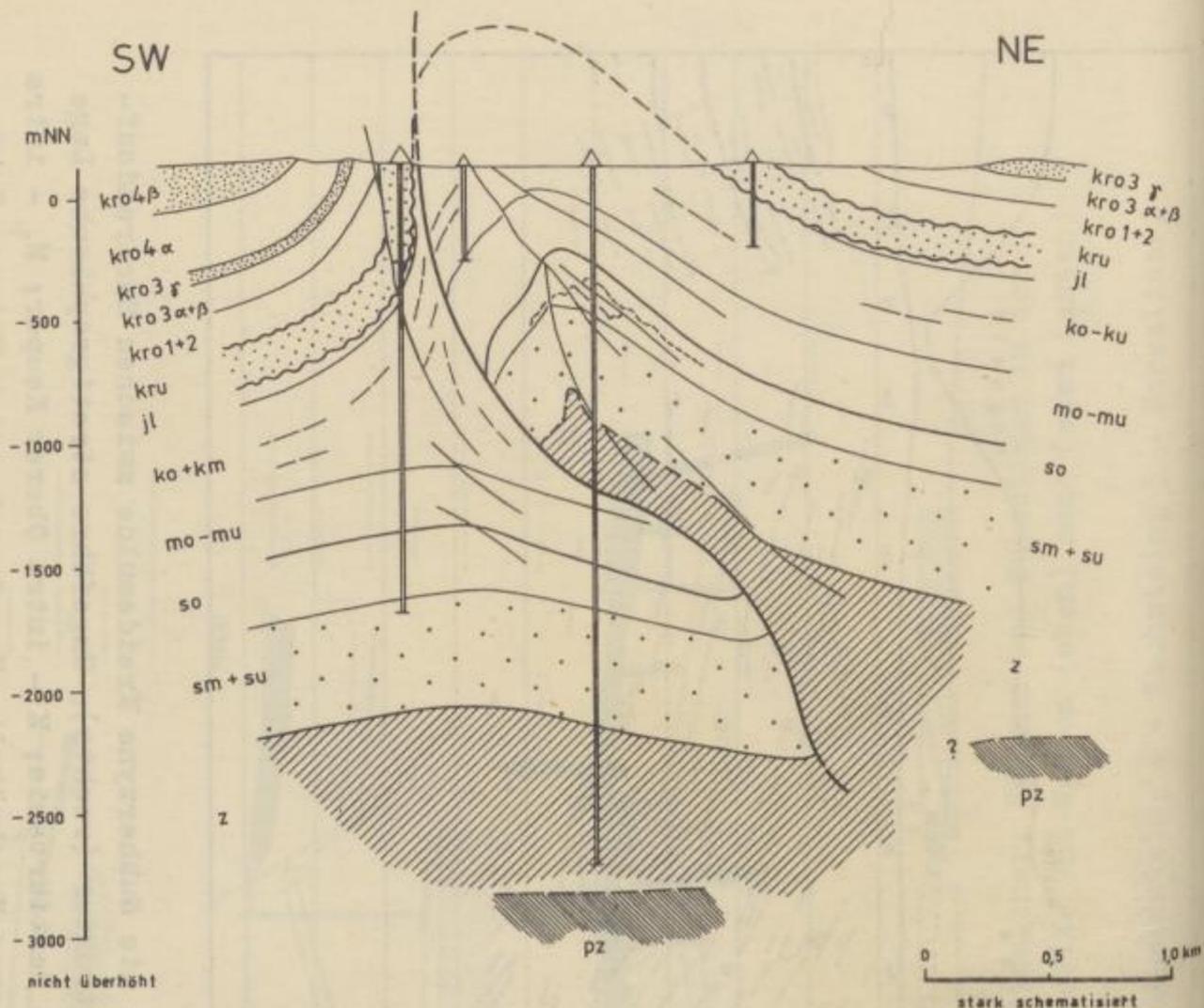


Abb. 18. Hauptschnitt durch den Kern des Quedlinburger "Sattels" bei Westerhausen (südvergente Aufschiebung im tieferen Salinar / Postsalinar mit antiklinalartigem Hangendflügel im höheren Postsalinar; disharmonischer Stockwerkbau; Diskordanzflächen im Bereich der tieferen Kreide).
Symbole: wie auf geol. Spezialkarte, Mtbl. Halberstadt.
Bearbeiter: Autorenkollektiv VEB Erdöl-Erdgas Stendal und Geotektonisches Institut der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin (1963)

Profil: NE Schackstedt

Profil: Gröna bei Bernburg

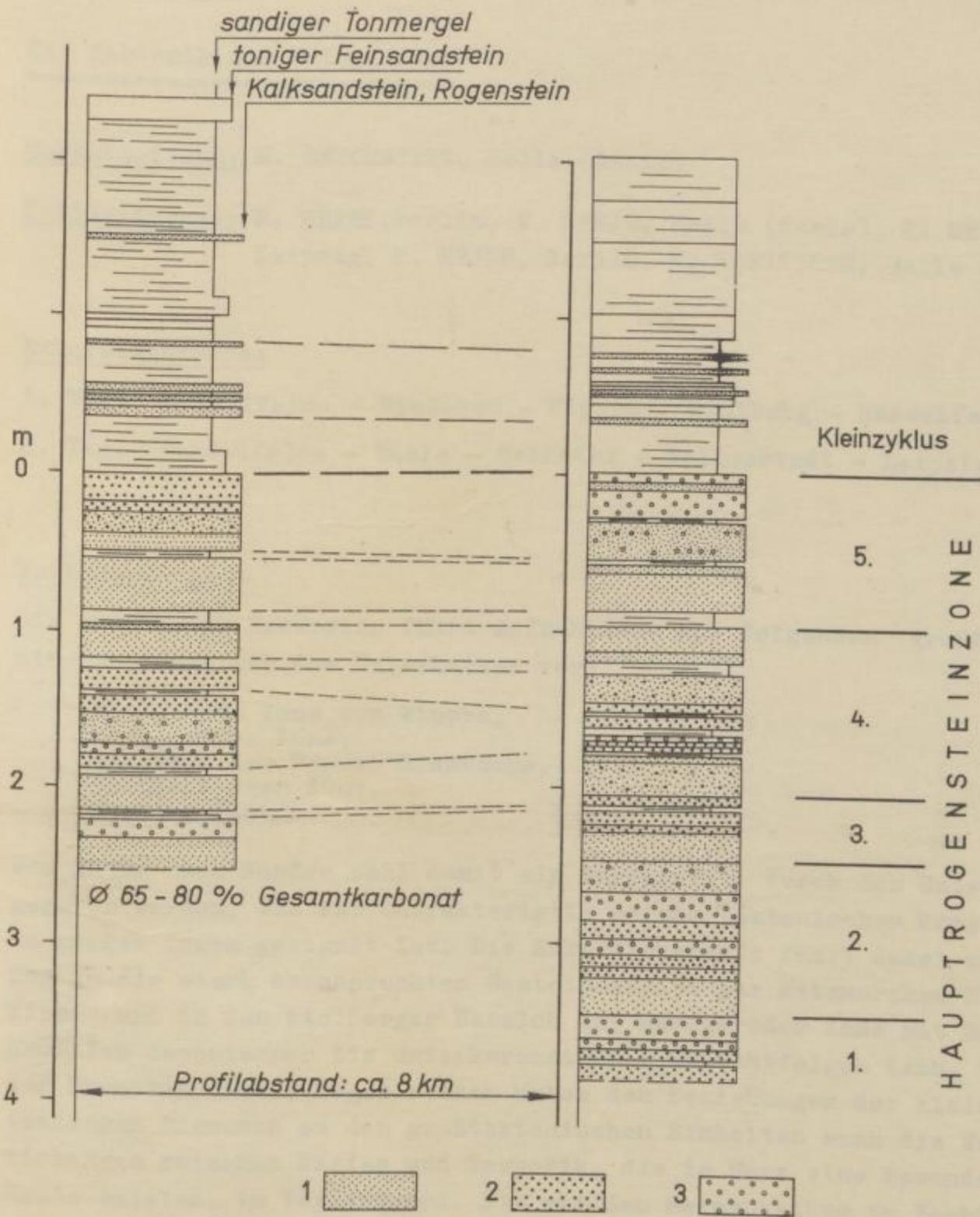


Abb. 19. Feinhorizontalisierung über mittlere Entfernungen in der Hauptrogensteinzone des Unteren Buntsandsteins (= su₄ JUNG) im Gebiet südlich Bernburg (Saale). Vereinfacht nach P. NIESLUCHOWSKI 1960

Lithologie	Mächtigkeit	Lage	Anmerkung
Kalkstein	10-15 m	steil	
Sandstein	5-10 m	flach	
Tonstein	3-5 m	steil	
Mergel	2-4 m	flach	
Schieferung	1-2 m	steil	
Konglomerat	1-3 m	flach	

10. Teilbereichung über mittlere Entfernungen in der Haupt-
 richtung des Unter-Entfernung (zu 1000) in
 Gebiet Mittel-Entfernung (Süd). Verbleibt nach
 P. KRZELCZAK 1950

Exkursion 3

Zur Tektonik des Unterharzes
=====

Gesamtleitung: M. REICHSTEIN, Halle (Saale)

Teilleitungen: R. BENEK, Berlin, W. KARPE, Halle (Saale), B. MEISSNER,
Leipzig, R. MEIER, Berlin. K. RABITZSCH, Halle (Saale)

Exkursionsroute:

1. Tag: Hasselfelde - Eisleben - Wippra - Stolberg - Hasselfelde
2. Tag: Hasselfelde - Thale - Selketal - Ballenstedt - Leipzig

Vorbemerkungen

Die zweitägige Exkursion führt Aufschlüsse aus folgenden großtektonischen Einheiten des Unterharzes vor:

Metamorphe Zone von Wippra,
Harzgeröder Zone,
Hauptzug der Tanner Grauwacke,
Blankenburger Zone,
Ramberg-Pluton.

Von Süden nach Norden soll damit ein Querprofil durch den Unterharz gegeben werden, das zur Charakteristik seines tektonischen Baustiles in großen Zügen geeignet ist. Die Exkursionsroute führt dabei am ersten Tag in die stark beanspruchten Gesteinsserien der Metamorphen Zone von Wippra und in den Stolberger Bereich der Harzgeröder Zone mit Spezialprofilen devonischer bis unterkarbonischer Schichtfolgen (Abb. 1). In der Thematik dieses Tages stehen neben den Beziehungen der kleintektonischen Elemente zu den großtektonischen Einheiten auch die Wechselwirkungen zwischen Fazies und Tektonik, die im Harz eine besondere Rolle spielen, im Vordergrund. Die mit den Herzynkalken in Verbindung stehenden Strukturfragen sollen dabei an den Aufschlüssen im Nassetal nahe Questenberg zur Sprache kommen. Am zweiten Tag werden die Lagerungsverhältnisse in der Tanner Grauwacke und der Blankenburger Faltenzone an einigen Beispielen vorgeführt. Und schließlich lernen wir

südlich Thale Gesetzmäßigkeiten im Kluftgefüge des Ramberg-Plutons kennen. Wie am ersten Tag wird dabei im Schiefergebirge die Faziesabhängigkeit der Tektonik und das Dominieren von Schuppenstrukturen gegenüber Falten das Hauptthema sein.

Der augenblickliche Stand der geologischen Erforschung des Unterharzes erlaubt noch keine eindeutige Synthese zum Grundbauplan dieses Teilstückes des variszischen Gebirges. Erneut bestehen recht unterschiedliche Auffassungen über das Vorhandensein bzw. den Charakter größerer Schuppenzonen.

Um die Objektivität zu wahren, wurde auch bei Meinungsverschiedenheiten in den folgenden Einzelbeschreibungen zu den Exkursionsaufschlüssen die Darstellung der jeweils an der Führung beteiligten Autoren unverändert gelassen.

Erster Tag *****

Die Metamorphe Zone an der Klippmühle und bei Wippra (B. MEISSNER)

Allgemeiner Überblick

Die Metamorphe Zone des Südostharzes umfaßt ein etwa 30 km langes und maximal 7 km breites Gebiet. Die hier zutage tretende, sehr wechselvolle Schichtenfolge (phyllitische Tonschiefer, Metagrauwacken, Quarzite, Metakieselschiefer, Grünschiefer) unterscheidet sich durch einen stärkeren und von Norden nach Süden zunehmenden Metamorphosegrad von den übrigen paläozoischen Gesteinen des Harzes. Auffälligste Kennzeichen der metamorphen Beanspruchung sind das phyllitartige Aussehen der Tonschiefer, die Schieferigkeit auch kompakter Gesteine wie Grauwacken und Diabase sowie das Auftreten von Quarz-Albit-Gängen. Die für die Charakteristik der metamorphen Fazies wichtigsten Mineralneubildungen sind: Albit, Chlorit, Epidot, Pumpellyit, Hornblende, Granat, Karpholith und Ottrelith.

Die Schichtenfolge wurde nach petrographischen Merkmalen in 7 Zonen gegliedert (G. FISCHER 1929). Am markantesten ist die Zone der Grün-

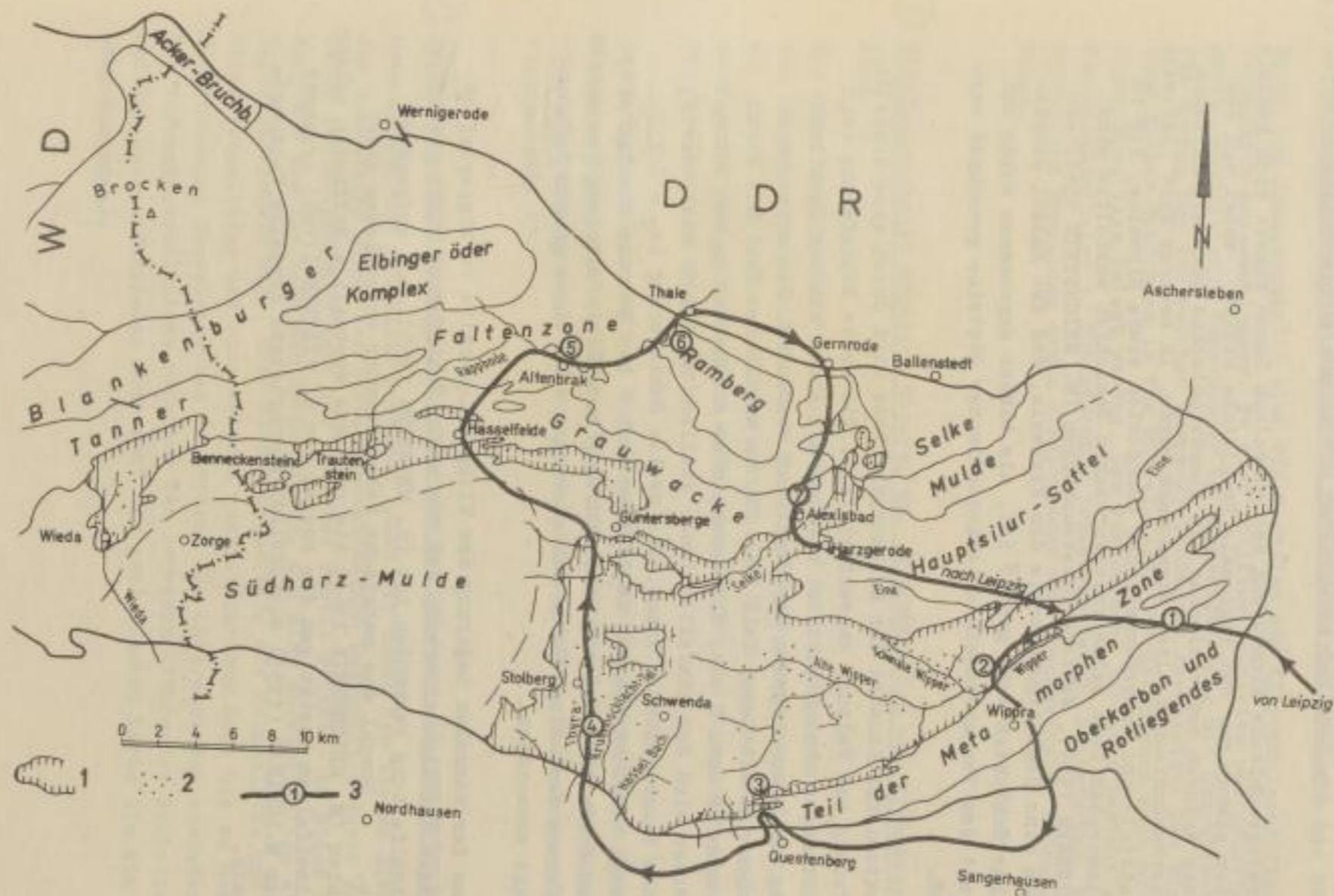


Abb. 1. Route der Exkursion 3

- 1 - Grenze des Verbreitungsgebietes der Herzynkalk (= tug der geol. Karte);
- 2 - Fundpunkte von Herzynkalken oder ihre Verbreitungszentren;
- 3 - Exkursionspunkte

schiefer und die Zone der Rotschiefer mit Karpholithquarzknuauern.

Die stratigraphische Einstufung der einzelnen Zonen konnte sich mangels Fossilien bisher nur auf regionale Vergleiche stützen, wobei von den einzelnen Autoren ordovizisches bis oberdevonisches oder algonkisches bis unterkarbonisches Alter angenommen wurde. In neuerer Zeit lieferten Funde mittel- und unterdevonischer Conodonten erste Hinweise, daß in der Metamorphen Zone keine vorsilurischen Schichten enthalten sind (B. MEISSNER 1959). Weitere Untersuchungen (M. REICHSTEIN 1964) erbrachten eine Bestätigung sowie den Nachweis, daß der Anteil oberdevonischer Schichten weit größer ist, als bisher angenommen wurde und sogar mit dem Vorhandensein unterkarbonischer Gesteine gerechnet werden muß.

Der tektonische Baustil der Metamorphen Zone wird durch eine doppelte Schieferung und Faltung charakterisiert. Die erste Schieferung (s_1) verläuft meist schichtparallel und ist mit einer starken Isoklinalfaltung bzw. Verschuppung der Schichten verbunden. Sie streicht im östlichen und mittleren Teil NE - SW, im westlichen Teil E - W und fällt nach SW bzw. S ein. Mit zunehmender Annäherung an den Südrand des Harzes wird das Einfallen immer steiler, so daß es stellenweise zu einem Vergenzwechsel kommt. Die zweite Schieferung (s_2 = Schubklüftung) streicht wie s_1 , fällt aber nach N bis NW oder steiler als s_1 nach S ein. Sie ist mit einer Faltung bzw. Kleinfältelung der ersten Schieferung verbunden. Beide Schieferungen sind einem großen Deformationsakt zuzuordnen.

Die aus der normalen Lagerung des Klippmühlquarzits im Wippertal abgeleitete Verallgemeinerung, daß die erste Schieferung nicht mit einer Isoklinalfaltung verbunden ist (B. MEISSNER 1959), muß aufgegeben werden. Sowohl das mehrfache Nebeneinander verschieden alter Schichten (M. REICHSTEIN 1964) als auch das erstmalige Auffinden echter Isoklinalfalten bestätigen die zuerst von G. FISCHER (1928) erkannte und von M. LUSZNAT (1959) ausführlich beschriebene doppelte Faltungstektonik.

① Eisenbahneinschnitt am Haltepunkt Gräfenstuhl-Klippmühle

Durch den Bahneinschnitt sind die Gesteine der Klippmühlquarzitzone vorzüglich aufgeschlossen. Es sind rötliche, violette und grünlich-graue phyllitische Tonschiefer in Wechsellagerung mit Quarzitschiefern. Sie werden von zahlreichen Quarz-Albit-Gängen durchsetzt. Die Einstufung dieser Schichten in das Mittel- oder Oberdevon kann noch nicht durch Fossilien belegt werden. Das tektonische Inventar besteht aus schichtparalleler 1. Schieferung, transversaler 2. Schieferung, Kleinfalten und Runzelung sowie streichenden und transversalen Störungszonen.

② Straßenanschnitt nördlich Wippra, ca. 12 m nördlich von Kilometerstein 17,3

Die hier anstehenden Gesteine wurden auf der Geologischen Spezialkarte als Unterems dargestellt. Nach ihrer petrographischen Ausbildung müssen sie jedoch dem weiter südlich anstehenden Silur zugerechnet werden. Es sind graue bis gelblichgraue milde Tonschiefer mit Toneisensteinbändern von 0,2 - 1,5 cm Mächtigkeit.

Der Aufschluß demonstriert sehr deutlich den doppelten Faltungsbau der Wippraer Zone. Die Schichtung wird durch zwei aufeinander senkrecht stehende Faltensysteme mit s_1 und s_2 als zugehörige Schieferungen vorgestellt (Abb. 2).

③ Im Nassetal nördlich Questenberg - Metamorphe Zone (M. REICHSTEIN)

Hier am Südrand von Blatt Schwenda haben wir durch den tiefen Einschnitt des Nassetales eines der bestaufgeschlossenen Querprofile durch große Teile der Metamorphen Zone vor uns. Das Profil reicht - im Süden angefangen - von der Zone der Grünschiefer, die hier ausschließlich als Tuffe entwickelt sind, über Klippmühlquarzit, die Karpholith- und Ottrelithschiefer und eine weitere quarzitführende Zone bis zu herzynkalkführenden Gesteinsserien im Norden. Uns interessieren besonders die Verbandsverhältnisse zwischen den herzynkalkführenden Schichten und der quarzitführenden Zone (auf der geologischen Karte als s_{10} ausgeschieden).

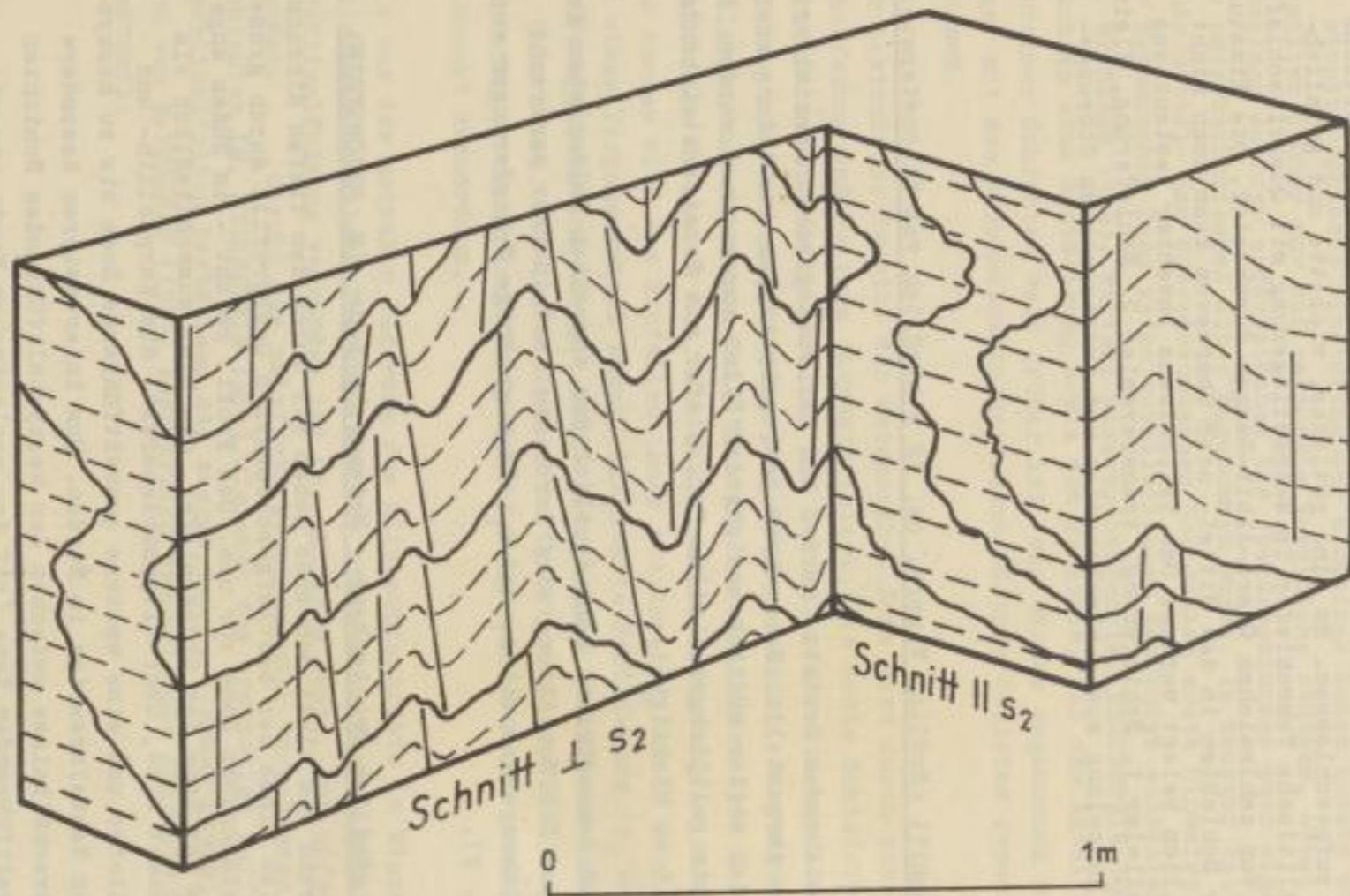


Abb. 2. Doppelte Faltungstektonik in phyllitischen Tonschiefern. Im Schnitt parallel s_2 ist die Faltung der Schichtung mit dazugehöriger Schieferung sichtbar. Die Schichtung wird gemeinsam mit der 1. Schieferung durch die 2. Faltung verstellt. Straßenanschnitt am Nordrand von Wippra, 12 m nördlich km-Stein 17,3

Mit Hilfe von Conodonten konnten zahlreiche Kaike (Abb. 3) datiert werden. Aus diesem stratigraphischen Befund ergab sich im Zusammenhang mit Spezialkartierungsarbeiten, daß hier eine Schuppentektonik vorliegt, in der sich mindestens 5mal die unter- bis oderdevonische Schichtfolge wiederholt. Die größeren Teilschuppen sind auf der Abb. 3 nur ganz schematisch angedeutet worden. Aus den Profilen geht hervor, daß die Intensität der Verschuppung - wenn es auch stratigraphisch noch nicht genauer fixierbar ist - noch bedeutend größer sein kann.

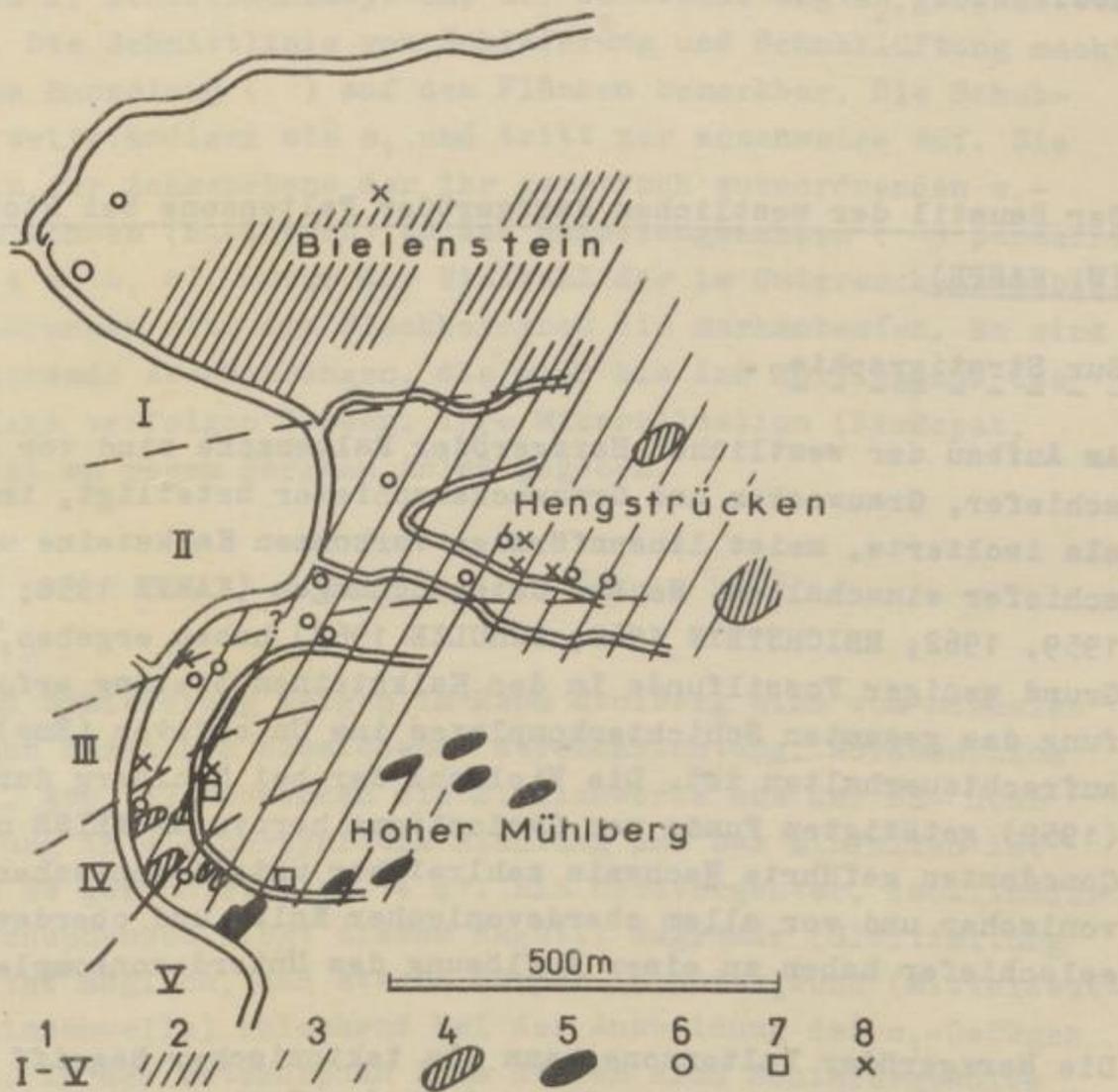


Abb. 3. Skizze der geologischen Situation im Nassetal

- 1 - Schuppen; 2 - häufige Quarzitstreuung, im Gelände nicht abgrenzbar; 3 - weniger gute Quarzitstreuung;
- 4 - gut abgrenzbare Quarzitschiefer; 5 - Diabase und Tuffe;
- 6 - Unterdevon-Kalk; 7 - Mitteldevon-Kalk; 8 - Oberdevon-Kalk

von Wippra, 12 m nördlich km-Stein 17,3

Durch den Nachweis von paläontologisch datierbaren oberdevonischen Kalkbändern in ungestörtem Verband mit einzelnen geringmächtigen Quarzitlagen gelang nunmehr auch erstmalig der Nachweis, daß mindestens ein Teil der quarzitführenden Zone ein jungdevonisches Alter hat.

Sehr problematisch ist das Strukturbild einzelner, meist unterdevonischer Herzynkalke, die trotz Mächtigkeiten von mehreren Metern im Streichen schon nach wenigen Metern auskeilen. Die Verbandsverhältnisse sprechen dafür, daß ihre Konturen sehr stark von der Schuppentektonik modifiziert worden sind.

Der Baustil der westlichen Harzgeröder Faltenzone bei Stolberg (Harz)
(W. KARPE)

Zur Stratigraphie

Am Aufbau der westlichen Harzgeröder Faltenzone sind vor allem Ton-schiefer, Grauwacken und Grauwackenschiefer beteiligt, in die sich als isolierte, meist linsenförmige Vorkommen Kalksteine und Kiesel-schiefer einschalten. Neuere Untersuchungen (KARPE 1958; BURCHARDT 1959, 1962; REICHSTEIN 1962; SCHULZE 1963) haben ergeben, daß die auf Grund weniger Fossilfunde in den Kalksteinen bislang erfolgte Einstufung des gesamten Schichtenkomplexes ins Unterdevon (Ems) nicht mehr aufrechtzuerhalten ist. Die Vielzahl der bei Stolberg durch BURCHARDT (1959) getätigten Funde von Cyclostigma hercynium WEISS und der durch Conodonten geführte Nachweis zahlreicher unterdevonischer, mitteldevonischer und vor allem oberdevonischer Kalke und oberdevonischer Kiesel-schiefer haben zu einer Auflösung des Unterdevonkomplexes geführt.

Die Harzgeröder Faltenzone kann als tektonischer Begriff (SCHWAN 1956) aufrecht erhalten werden. Sie umfaßt den Teil des Unterharzes, der zwischen Tanner Hauptzug, Metamorpher Zone, Südharzmulde und Harzrand liegt.

Tektonisches Inventar

Integrierendes tektonisches Element ist die Schieferung (s_1), die als Fläche der besten Teilbarkeit des Gesteins in der Regel parallel zur Schichtung (ss) liegt. Nur selten sind die genetisch zur Schieferung gehörenden Falten (ss-Falten) festzustellen, da bei isoklinalem Faltenbau die Faltenscharniere meist zerschert sind. Die mächtigeren Grauwackenbänke sind ungefaltete und ungeschiefert, aber stets geklüftet, wobei die Querklüftung allein deutliche Maxima bildet. Die Schieferung wird von einem 2. Scherflächensystem, der Schubklüftung s_2 , geschnitten und versetzt. Die Schnittlinie von Schieferung und Schubklüftung macht sich als feine Runzelung () auf den Flächen bemerkbar. Die Schubklüftung ist weitständiger als s_1 und tritt nur zonenweise auf. Sie liegt meist in der Achsenebene der ihr genetisch zuzuordnenden s_1 -Falten, deren Achsen (B_2 -Achsen) zu den Runzelungsachsen () parallel liegen (Abb. 4 a, b, c). Unter der Vielzahl der im Untersuchungsgebiet kartierten Störungen sind die flachherzigen die markantesten. Es sind meist steilstehende Abschiebungen, die sich bis ins Rotliegende des Ilfelder Beckens verfolgen lassen. Ihre Mineralisation (Flußspat, Schwefelspat) hat zu regem Bergbau Anlaß gegeben.

Der Baustil

Schichtung und Schieferung zeigen im Raum Stolberg eine vom normalen erzgebirgischen Streichen abweichende Streichrichtung. Nordwestlich Stolberg (vgl. Abb. 5) schwenken die Streichwerte aus der NE- über die E-W-Richtung in die herzynische Richtung um. Das Einfallen ist generell nach SW gerichtet (Abb. 4 d). Ein nordvergenter, isoklinaler Falten- und Schuppenbau liegt diesem Baustil zugrunde (Gleitfaltung KIENOWs). Es ist möglich, daß starre Körper im Untergrund (Mitteldeutsche Kristallinschwelle) ablenkend bei der Ausbildung des s_1 -Gefüges gewirkt haben. In der Metamorphen Zone deuten sich Schiefergewölbe an, die typisch für den Grenzbereich Schiefergebirge/Grundgebirge zu sein scheinen (SCHROEDER 1958). Die Anlage ist sudetisch, ebenso die des jüngeren s_2 -Gefüges. Die flachherzigen Störungen sind prävariszisch angelegt und später mehrmals wieder aufgelebt.

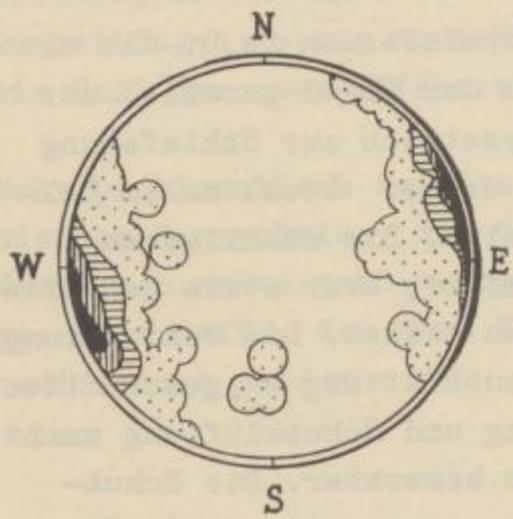


Abb. 4 a 0-0-3, 7-7, 5-15 %
160 B_2 -Achsen. Maximum bei 70° - 90° bei horizontaler Lage, bzw. schwachem Einfallen nach SW

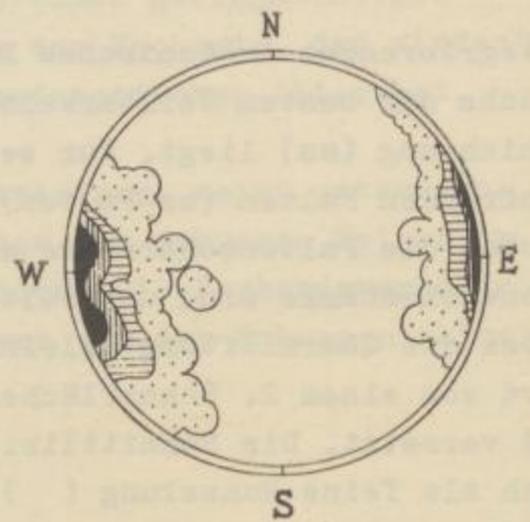


Abb. 4 b 0-0-4-8-12 %
261 Runzelungsachsen
Maximum zwischen 75° und 100° bei flacher Lage, bzw. geringem Vorherrschen flach nach W und SW fallender Runzelungsachsen

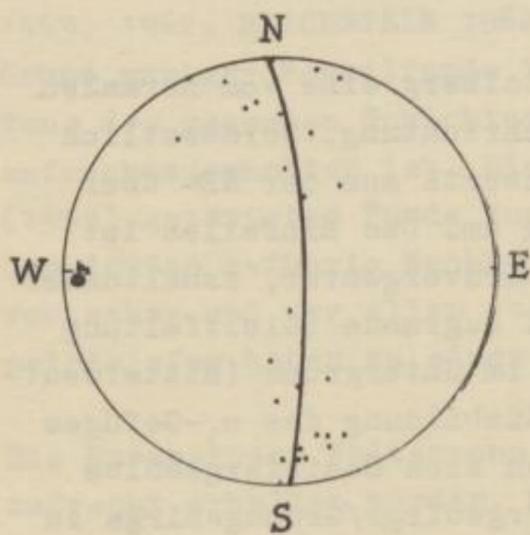


Abb. 4 c
Schubklüftung s_2 im Diagramm. Die Flächenpole gruppieren sich um einen Großkreis, dessen Pol b_2 im Feld des Hauptmaximums von B_2 -Faltenachsen und Runzelungsachsen liegt

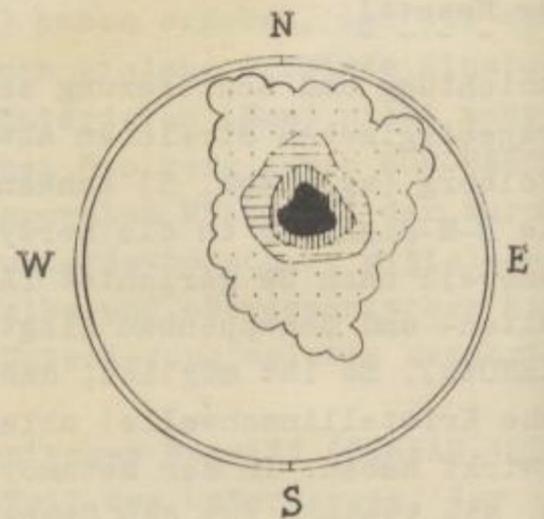


Abb. 4 d 0-0-3, 5-7, 0-11 %
560 Schieferflächen (s_1) aus dem SE-Bereich des Untersuchungsgebietes

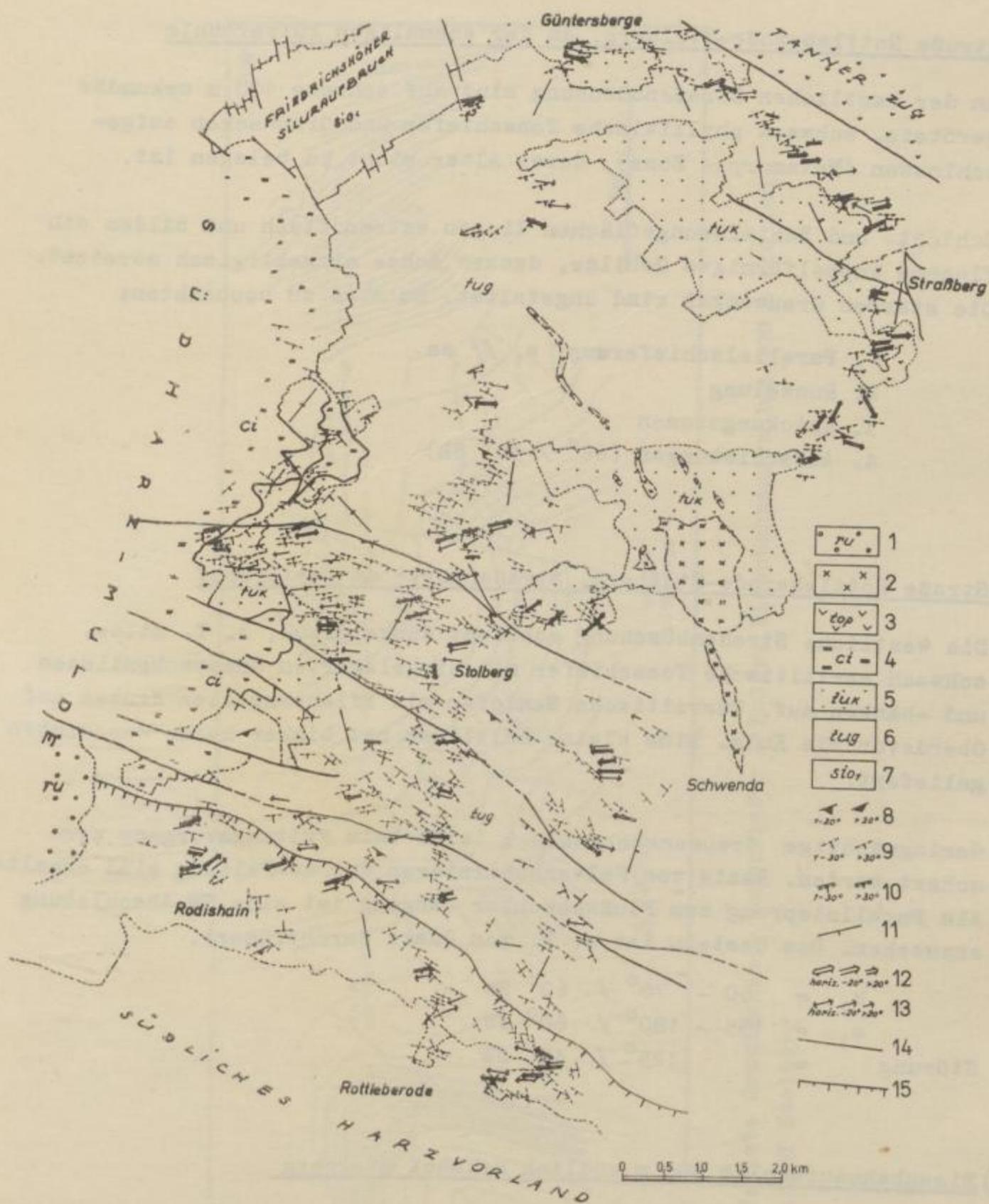


Abb. 5. Strukturkarte der westlichen Harzgeröder Faltenzone

- 1 - Unterrotliegendes des Ilfelder Beckens; 2 - Auerberg-Porphyr; 3 - Plattenschiefer des Tanner Systems; 4 - Stieger Schichten; 5 - Hauptquarzit; 6 - Grauwacken, Tonschiefer, Kalke und Kieselschiefer; 7 - Schichten des Friedrichshöher Silursattel; 8 - Schichtung; 9 - Schieferung; 10 - Schubklüftung; 11 - Hauptklüftung; 12 - Faltenachsen; 13 - Runzelung; 14 - Störungslinie; 15 - Nordgrenze der Metamorphose

④a Straße Rottleberode-Stolberg, an der ehemaligen Pulvermühle

An der westlichen Straßenböschung sind auf mehrere 100 m sekundär gerötete, schwach phyllitische Tonschiefer und Grauwacken aufgeschlossen (Metamorphe Zone), deren Alter nicht zu belegen ist.

Schicht- und Schieferungsflächen liegen extrem flach und bilden ein flaches kuppelförmiges Gebilde, dessen Achse erzgebirgisch streicht. Die starren Grauwacken sind ungefaltete. Es sind zu beobachten:

1. Parallelschieferung $s_1 // ss$
2. Runzelung
3. Knickungszonen
4. Aufschiebungen ($66^\circ / 30^\circ SE$)

④b Straße Rottleberode-Stolberg, Straßenkurve am Papierkopf

Die westliche Straßenböschung schließt dunkelgraue, z. T. milde, schwach serizitische Tonschiefer mit eingelagerten Grauwackenlinsen und -bänken auf. Quarzitisches Schiefer mit Pflanzenresten deuten auf Oberdevon bis Kulm. Eine kleine Kalklinse hat bisher keine Conodonten geliefert.

Geringmächtige Grauwackenbänkchen sind beim Faltungsvorgang zerschert worden. Reste von Faltenscharnieren der ss -Faltung sind erhalten. Als Parallelsprung zum Flußschächter Gangzug ist eine SW-Abschiebung anzusehen. Das Gestein ist z. T. von Quarz durchtrümmert.

B_1	=	$60 - 70^\circ / 60^\circ SW$
s_1	=	$135 - 180^\circ / 60^\circ SW$
Störung	=	$125^\circ / 48^\circ SW$

④c Eisenbahnaufschluß 300 m südlich Bahnhof Stolberg

Schwach gerötete Tonschiefer mit Grauwackenbänken bilden nordwestvergente ss -Falten. s_1 als Transversalschieferung zeigt in den Falten-scharnieren Fächer- bzw. Meilerstellung (Abb. 6). Die steilen Nord-schenkel sind ausgedünnt. Der Faltungsvorschub der Biegefaltung macht

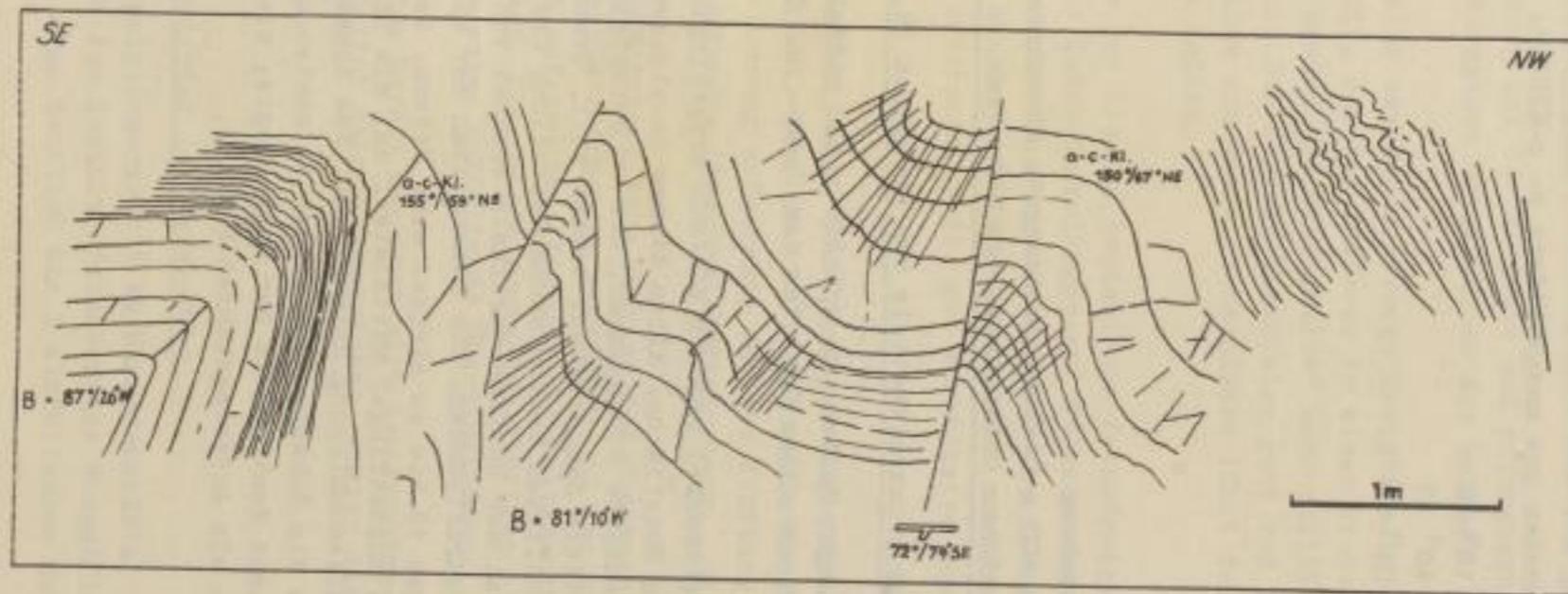


Abb. 6. Gefaltete Grauwacken - Tonschiefer - Folge. Eisenbahnaufschluß 300 m südlich Bahnhof Stolberg

sich der Harnischrillung auf den Schichtflächen bemerkbar. Längsstörungen vorhanden, ebenso gut ausgebildete a- c-Klüfte.

B_1 = $85^\circ / 18^\circ$ SW
Klüftung = $155^\circ / 60^\circ$ NE
Störung = $72^\circ / 74^\circ$ SW

Zweiter Tag
=====

Straße Altenbrak - Treseburg

2 Haltepunkte: 5a etwa 400 m östlich Ortsausgang Altenbrak
5b westlicher Ortsausgang von Altenbrak

Tektonischer Bau des Hauptquarzitsattels von Altenbrak (R. MEIER)

Die südliche Blankenburger Faltenzone enthält neben mitteldevonischen Wissenbacher Schiefen vor allem Gesteine des Unter- und Oberems.

- 5a Das Oberems (Hauptquarzitserie) ragt in einigen erzgebirgisch streichenden Sattelzonen an die Oberfläche. Allen diesen Hauptquarzitsätteln
- 5b gemeinsam ist ein intensiver Schuppenbau, der am Beispiel des Altenbraker Hauptquarzitsattels demonstriert werden soll. Ursache des besonderen und von der üblichen tektonischen Gestaltung des Harzes abweichenden Baustils ist der häufige vertikale Wechsel von quarzitischen Schiefen und Quarzitbänken. Die Dimensionen der einzelnen Schuppen liegt zwischen 10 bis zu einigen zehn Metern. Grundsätzlich steigen die hangenden Südostflügel mittelsteil an, die Liegendflügel sind unterhalb der Faltenumbiegung unterdrückt. Das Achsenstreichen beträgt etwa 70° . Die die Schuppen trennenden Aufschiebungsbahnen spiegeln sich auffallend deutlich in der Morphologie; sie wurden häufig von Ganggesteinen als Aufstiegsbahnen benutzt.

Ramberg-Granit (R. BENEK)

Der Ramberg-Pluton ist der kleinere und petrographisch einförmigere der beiden postorogenen Granitkörper des Harzes.

Hauptgesteine sind der normalkörnige Zweiglimmergranit und der porphyrtartige Granit, der den ersteren in einer breiten N-S-Zone durchzieht. Daneben kommen als "Randfazies" noch aplitische und Quarzglimmer-Gesteine vor. Die Ausscheidungsfolge geht von Biotit über Plagioklas und Orthoklas zum Quarz. Einschlüsse führt der Ramberg-Granit außerordentlich selten.

Das Gangfolge des Granits besteht aus feinkörnigen Graniten, Apliten sowie Quarz- und Quarz-Turmalingängen. Melanokrate Gänge fehlen. Von mehr als 300 leukokraten Gängen markieren die flach ($< 40^\circ$) einfallenden das Lager, während steile ($< 50^\circ$), NW-N streichende Gänge, die zum Massivinneren konvergieren, die gut entwickelte Querklüftung (ac) kennzeichnen.

Die zum 70° streichenden s- (bc-) und die Lagerklüfte sind nur untergeordnet ausgebildet. Eine um 110° streichende Klüftschar wird als Element höherer Ordnung aufgefaßt, das zur Klüftung des Granits in geometrischer Beziehung (Diagonalklüfte) steht.

Der Ramberg-Granit intrudierte während des Oberkarbons diskordant in den erzgebirgisch streichenden Faltenbau und hat seine Nebengesteine vermutlich flach aufgewölbt. (Kippung der Faltenachsen.) Der Granitkontakt ist scharf. Die Orientierung der Klüftung innerhalb und außerhalb des Plutons zeigt auffallende Übereinstimmung.

Im Schwerebild des Harzes zeichnet sich der Ramberg-Granit als Minimum ab. Besonders südlich seines Ausstriches treten die ihm zugeschriebenen Erzgänge auf.

⑥ Hexentanzplatz und/oder La Vieres-Höhe

Normalkörniger Zweiglimmergranit am Hexentanzplatz, der an der La Vieres-Höhe, nahe dem Kontakt, feinkörniger ausgebildet ist. Am Roßtrappe-Felsen sind deutlich die E einfallenden Querklüfte und die

diagonalen 110° -Klüfte sichtbar. Die Querklüfte stehen etwa senkrecht auf der gut erkennbaren Kontaktfläche, analog sind die steilen leukokraten Gänge orientiert.

Der Plattenschiefer des Tanner Grauwackensystems im Selketal zwischen Mägdesprung und Alexisbad (K. RABITZSCH)

Zahlreiche große und kleine Klippen an den steilen Talhängen der Selke gewähren einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse des Tanner Plattenschiefers. Aus mehreren Spezialprofilen sind unter Berücksichtigung der tektonischen Elemente von N nach S drei aufeinanderfolgende Profile durch den gesamten Bereich des Plattenschiefers aufgenommen worden (Abb. 7). Drei Profilausschnitte sollen im Aufschluß das Bewegungsbild veranschaulichen:

- ⑦a Südlicher Ortsausgang von Mägdesprung an der Chaussee nach Alexisbad; im Profil A - B etwa Meter 350 - 550.
NW-vergenter Sattel, dessen Schenkel und Scheitelzone spezialgefaltet sind.
- ⑦b Großer Steilanschnitt an der Chausseekurve NE des Alexisbrunnen; im Profil C - D etwa Meter 550 - 650.
Steil nordfallender, spezialgefalteter, transversalgeschieferter Schenkel eines NW-vergenten Sattels.
- ⑦c Aufschluß östlich der Selke unmittelbar nördlich der Kapelle in Alexisbad; im Profil E - F im Bereich von Meter 350. Überkippter, gefalteter Schenkel mit Südvergenz.

Der Plattenschiefer ist entsprechend der generellen N-Bewegung im Harz zu einem meist engen, NNW-vergenten, mehr oder weniger vollständigen Faltenbau mit steil nordfallenden und überkippten Liegendschenkeln zusammengeschoben worden, wobei die normale Lagerung jedoch überwiegt. Im Gesamtbild stellt der Komplex des Tanner Systems eine große Mulde mit Spezialfalten dar. Nur örtlich tritt in Alexisbad Südvergenz, durch Störungen begrenzt, auf. Die Falten höherer Ordnungen sind durch Falten niederer Größenordnungen bis in kleinste Bereiche hinein spezialgefaltet.

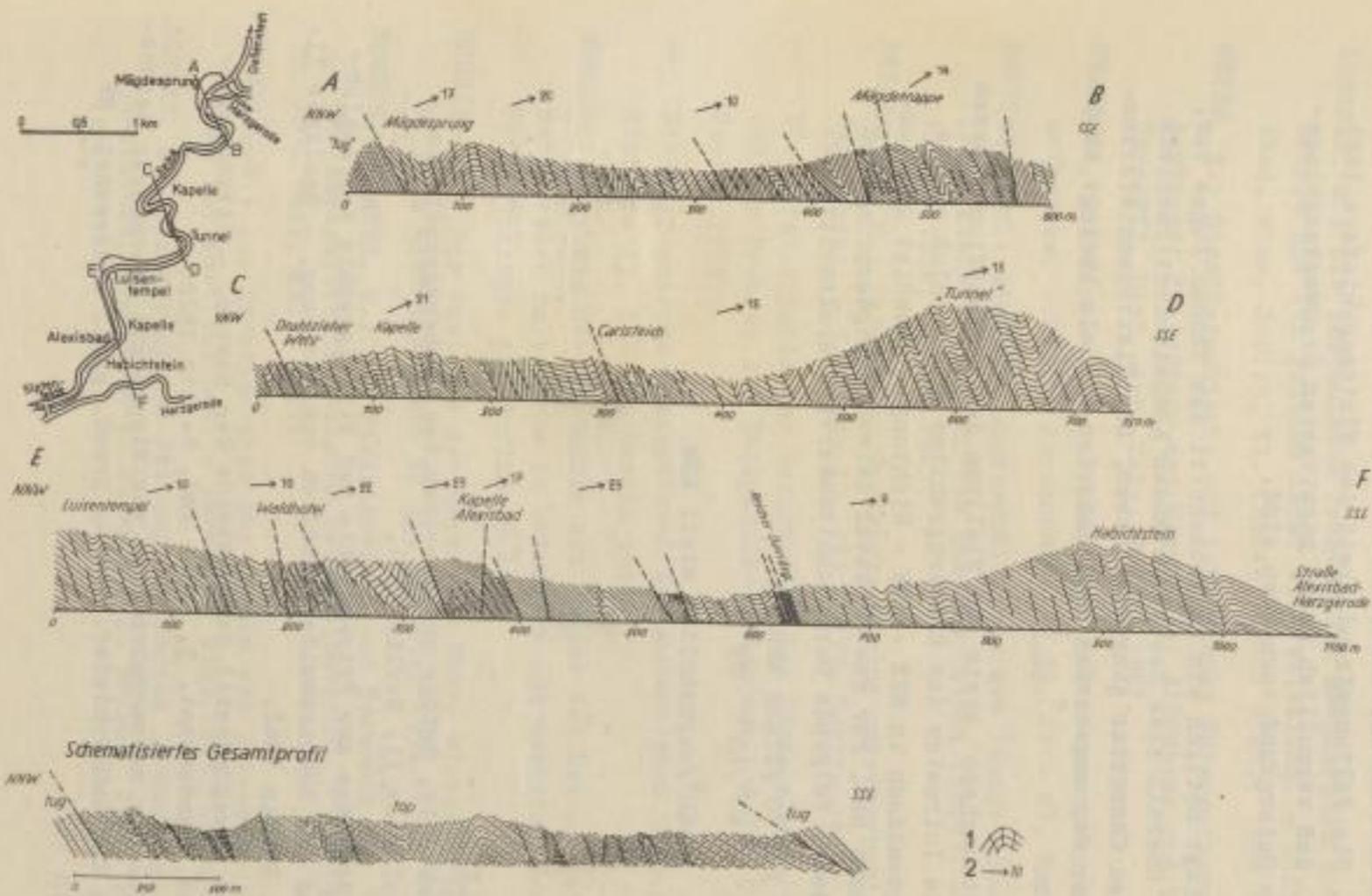


Abb. 7. Profile durch den Plattenschiefer. Selketal zwischen Magdesprung und Alexisbad (links oben - Lageplan der Profile)
 top - Grauwackenschiefer (Plattenschiefer); Unterkarbon. "tug" - dunkle, meist ruschelige Tonschiefer, wenig Grauwackenschiefer, größere Grauwackenlinsen und Kalke; Unterems, bis Oberdevon belegt. 1 - Schichtung und Schieferung. 2 - Lage der Faltenachse (ss-)

worden. Im angeschliffenen Handstückbereich sind häufig ähnliche Verformungsbilder zu beobachten, die aber einen primären, synsedimentären Charakter tragen. Die Faltungsfreudigkeit des Plattenschiefers läßt darauf schließen, daß vermutlich keine mächtigeren Grauwackenablagerungen im näheren Untergrund vorhanden sind.

Im Selkegebiet liegt örtlich ein Teilabschnitt des Tanner Zuges vor, in dem die sonst überall klar hervortretenden Kompetenzunterschiede ihren ausgeprägten Charakter eingebüßt haben. Der Plattenschieferkomplex ist gegenüber den umgebenden Gesteinsarten nur als bedingt kompetent anzusprechen.

Die Lage der Faltenachsen sowie die Stellung der Querklüftung lassen erkennen, daß die Intrusion des Ramberggranites im Anschluß an die Faltung das Sedimentdach in NNE - SSW - Richtung aufgewölbt und tektonisch beansprucht hat. Für das Selketal zwischen Mägdesprung und Alexisbad sind dabei folgende Durchschnittswerte charakteristisch:

b (B, ,) = 70°/flach ENE
s₁ = 60°/65° SE
Querklüftung = 160°/vornehmlich steil WSW.

L i t e r a t u r

BISCHOFF, G.: Tektonik, Gefüge und Erzonen des Ramberggranits im Harz. - Geologica 11, Berlin 1951.

BURCHARDT, I.: Beiträge zur Petrographie und Stratigraphie der Schichten am Rand der Südharzmulde nördlich von Stolberg. - Geologie 11, 370 - 383, Berlin 1962.

FISCHER, G.: Der Bewegungsstil der Gesteine des Harzes. - Sitzungsber. preuß. geol. Landesanst. 3, 249 - 281, Berlin 1928.

-- Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. - Abh. preuß. geol. Landesanst. NF 121, Berlin 1929.

- KARPE, W.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am Ostrande der Südharzmulde. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Berlin 1958.
- LUSZNAT, M.: Die tektonische Prägung der Metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. - Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. Biol., 1958 (8), Berlin 1959.
- MEIER, R.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Blankenburger Faltenzone des Harzes bei Altenbrak und Treseburg. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Berlin 1957.
- MEISSNER, B.: Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen Zone des Südostharzes. - Freib. Forschungsh. C 74, 41 - 87, Berlin 1959.
- RABITZSCH, K.: Die Lagerungsverhältnisse des Tanner Grauwackensystems im Selkegebiet südlich des Rambergplutons (Harz). - Geologie 11, 1018 - 1028, Berlin 1962.
- REICHSTEIN, M.: Die Tanner Grauwacke - eine unterkarbonische Fazies des Harzes. - Geologie 10, 763 - 777, Berlin 1961.
- Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung. - Beih. Geologie 34, Berlin 1962.
- Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes. - Geologie 13, 5 - 25, Berlin 1964.
- RUCHHOLZ, K.: Die Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode. - Beih. Geologie 41, Berlin 1964.
- SCHRIEL, W.: Die Geologie des Harzes. - Schr. wirtschaftswiss. Ges. Studium Niedersachsens NF 49, Hannover 1954.
- SCHÜTZENMEISTER, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des "Unterdevons" der Harzgeröder Faltenzone bei Stolberg/Harz. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Halle 1962.
- SCHULZE, W.: Zur Stratigraphie des Devons und Unterkarbons am Südharzrand bei Rottleberode. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Halle 1963.
- SCHWAN, W.: Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. - Geotekton. Symposium zu Ehren von H. STILLE, 272 - 288, Stuttgart 1956.

[The page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the paper. The text is too light to transcribe accurately.]

Exkursion 4

Einführung in die Tektonik des östlichen Thüringer Beckens
=====

Gesamtleitung: G. SEIDEL, Jena

Teilleitungen: J. DOCKTER, P. PUFF, Jena, H.-J. TESCHKE, Berlin

Exkursionsroute:

1. Tag: Eittersberg-Gewölbe - Finnestörung - Cospedaer Graben
2. Tag: Tannrodaer Gewölbe - "Graben von Magdala" - Leuchten-
burg-Graben

A. Geologische Übersicht

1. Zur regionalgeologischen Stellung des Exkursionsgebietes

Aufgabe der Exkursion soll es sein, einen Überblick über die Tektonik des östlichen Thüringer Beckens zu geben.

Im östlichen Thüringer Becken treten folgende tektonische Formen auf: flach erzgebirgische Einengungsformen, herzynische Ausweitungsformen, herzynische Einengungsformen, herzynische gepreßte Zerrungsformen und erzgebirgische Ausweitungsformen.

Durch eingehende Untersuchungen der herzynischen Störungszonen konnten u. a. H. J. MARTINI (1940), B. DOLEZALEK (1955), L. BISEWSKI (1955), K. FAHLBUSCH (1955), H.-J. TESCHKE (1955), J. DOCKTER (1956) und G. SEIDEL (1956) für die Finnestörung im engeren Sinne, die Remdaer Störungszone, die Eichenberg-Gotha-Arnstädter Störungszone, den Leuchtenburg-Graben, den Graben von Magdala und die Erfurter Störungszone den Bautypus einer gepreßten Zerrungsform feststellen. Die herzynischen Mulden und Sättel sind als normalherzynische Pressungsformen aufzufassen. Sie besitzen im östlichen Thüringer Becken eine vorherrschende SW-Vergenz. Die erzgebirgischen Störungen stellen Zerrungsformen dar. Die erzgebirgischen Sättel und Mulden besitzen

den Bautyp von normalerzgebirgischen Pressungsformen.

Zuerst wurden die herzynischen sowie erzgebirgischen Zerrungsformen und danach die erzgebirgischen und herzynischen Pressungsformen geschaffen.

Im östlichen Thüringer Becken treten folgende tektonische Stockwerke auf, die mehr oder weniger stark von der saxonischen Gebirgsbildung betroffen worden sind: Trias, Zechstein, Oberkarbon mit Rotliegendem und präsudetisches Grundgebirge.

Die verschiedenen Stockwerke zeichnen sich durch einen unterschiedlichen petrographischen Aufbau und z. T. durch eine von der saxonischen Orogenese abweichende tektonische Beanspruchung aus. Dadurch wirkte sich die saxonische Orogenese in den einzelnen Stockwerken verschieden aus.

Trotz der Verschiedenheit der tektonischen Stockwerke können auf Grund gleicher oder ähnlicher paläogeographischer Bildungsbedingungen bestimmte tektonische Tendenzen insgesamt verstärkt oder geschwächt werden. So zeigen fast alle nachsudetisch gebildeten Schichten im Saaletrog größere Mächtigkeiten als in Ostthüringen. Im Saaletrog wurden in postsudetischer Zeit Sedimentmächtigkeiten von etwa 3000 m abgelagert, in Ostthüringen maximal 1500 m. Die Mächtigkeitszunahme im Saaletrog entfällt im wesentlichen auf mobile Gesteine wie Steinsalz und Tonstein. Der Saaletrog ist mit seinen größeren und zugleich mobileren Gesteinsserien faltungsfreundlicher als das Gebiet von Ostthüringen. Dagegen konnten sich im östlichen Thüringer Becken die erzgebirgischen Störungen des Grundgebirges ins Deckgebirge durchpausen, weil das Oberkarbon-Rotliegend-Stockwerk fehlt und der Zechstein keine bzw. nur geringmächtige Steinsalzlager enthält.

Erläuterung zu den Einzelaufschlüssen (Abb. 1)

Erster Tag

1 Ettersberg-Gewölbe

Während im Kern des Ettersberg-Gewölbes Mittlerer Muschelkalk auftaucht, werden die Flanken vom Oberen Muschelkalk sowie vom Unteren Keuper gebildet. Das Gewölbe besteht aus einem kurzen, herzynisch streichenden Teil im Westen und einem längeren, erzgebirgisch streichenden Teil im Osten. Es erfolgt eine Umbiegung des herzynischen in das erzgebirgische Streichen. Im Gebiet des erzgebirgisch streichenden Teiles des Ettersberges konnte P. MICHAEL (1940) mehrere E-W bis ENE-WSW streichende Sättel beobachten. Bei diesen kleinen Sätteln handelt es sich um typische Einengungsformen. Die Sättel

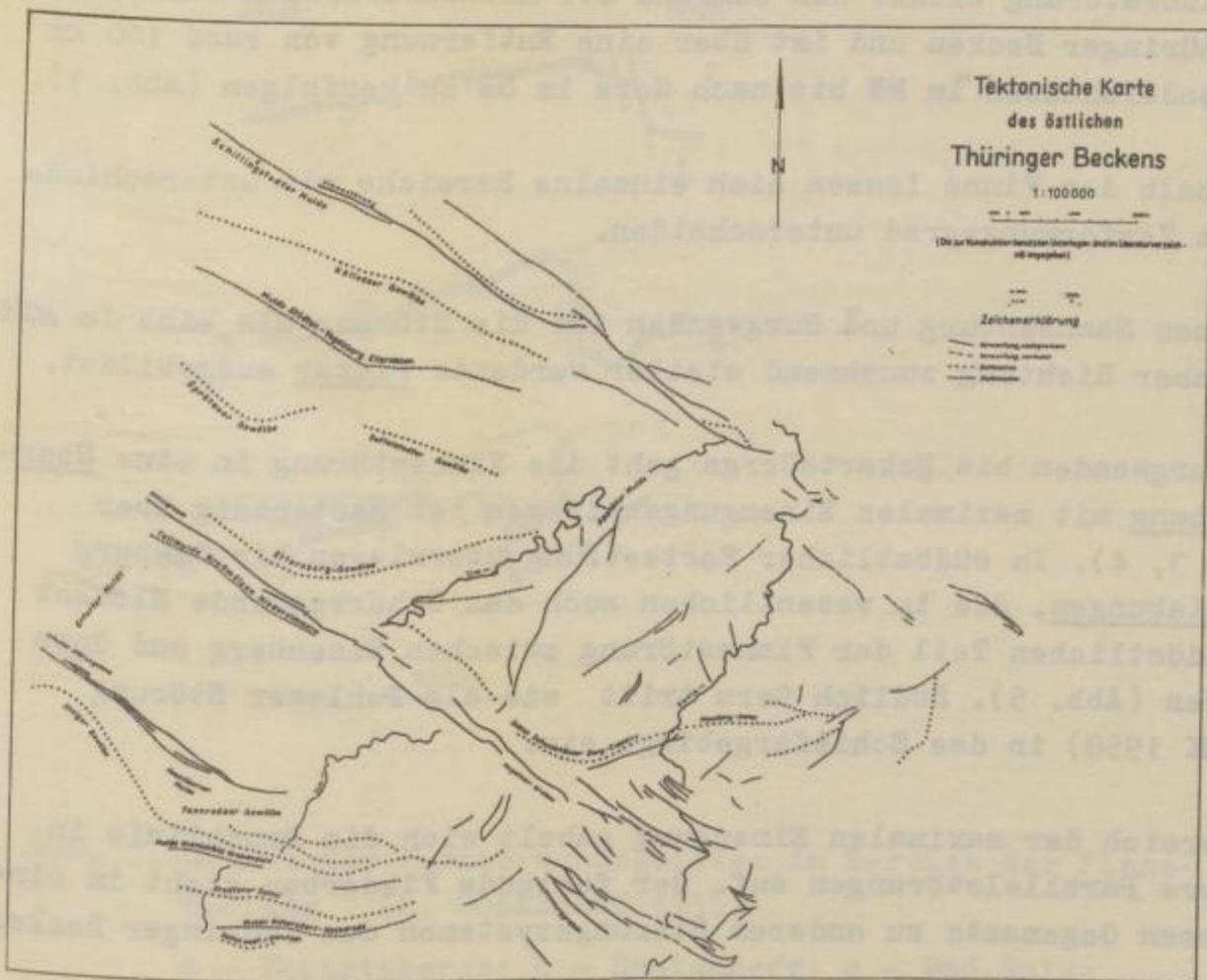


Abbildung 1

weisen, ebenso wie das Gewölbe, im großen Südvergenz auf. Weiterhin wurden von P. MICHAEL (1940) im Gebiet des herzynisch streichenden Ettersberges ebenfalls kleine Sättel, allerdings von herzynischem Streichen, gefunden. Der herzynisch und erzgebirgisch streichende Teil des Ettersberg-Gewölbes dürfte eine verschiedene Genese aufweisen.

Für den herzynisch streichenden Teil des Gewölbes hat sich wahrscheinlich der bereits vorher angelegte Ilmtalgraben als faltungslokalisierendes Moment ausgewirkt.

② Finnestörung

Allgemeine Beschreibung

Die Finnestörung bildet den Südrand der Hermundurischen Scholle gegen das Thüringer Becken und ist über eine Entfernung von rund 100 km von Sondershausen im NW bis nach Gera im SE zu verfolgen (Abb. 1).

Innerhalb der Finne lassen sich einzelne Bereiche mit unterschiedlichem Verformungsgrad unterscheiden.

Zwischen Sachsenburg und Burgwenden ist die Störung als eine in südöstlicher Richtung zunehmend steiler werdende Flexur ausgebildet.

Von Burgwenden bis Eckartsberga geht die Finnestörung in eine Überschiebung mit maximalen Einengungsbeträgen bei Rastenberg über (Abb. 3, 4). In südöstlicher Fortsetzung überwiegen bis Camburg Abschiebungen, die im wesentlichen auch das beherrschende Element im südöstlichen Teil der Finnestörung zwischen Eisenberg und Gera bleiben (Abb. 5). Südlich Gera tritt sie als Pohlener Störung (BENEK 1958) in das Schiefergebirge ein.

Im Bereich der maximalen Einengung gabelt sich die Bruchlinie in mehrere Parallelstörungen auf. Der fehlende Fiederbau steht in einem gewissen Gegensatz zu anderen Störungssystemen des Thüringer Beckens.

Die herzynische Richtung ist in Störungen, Falten sowie durch kleinteuktonische Verformungen gleichen Streichens belegt. Häufig tauchen

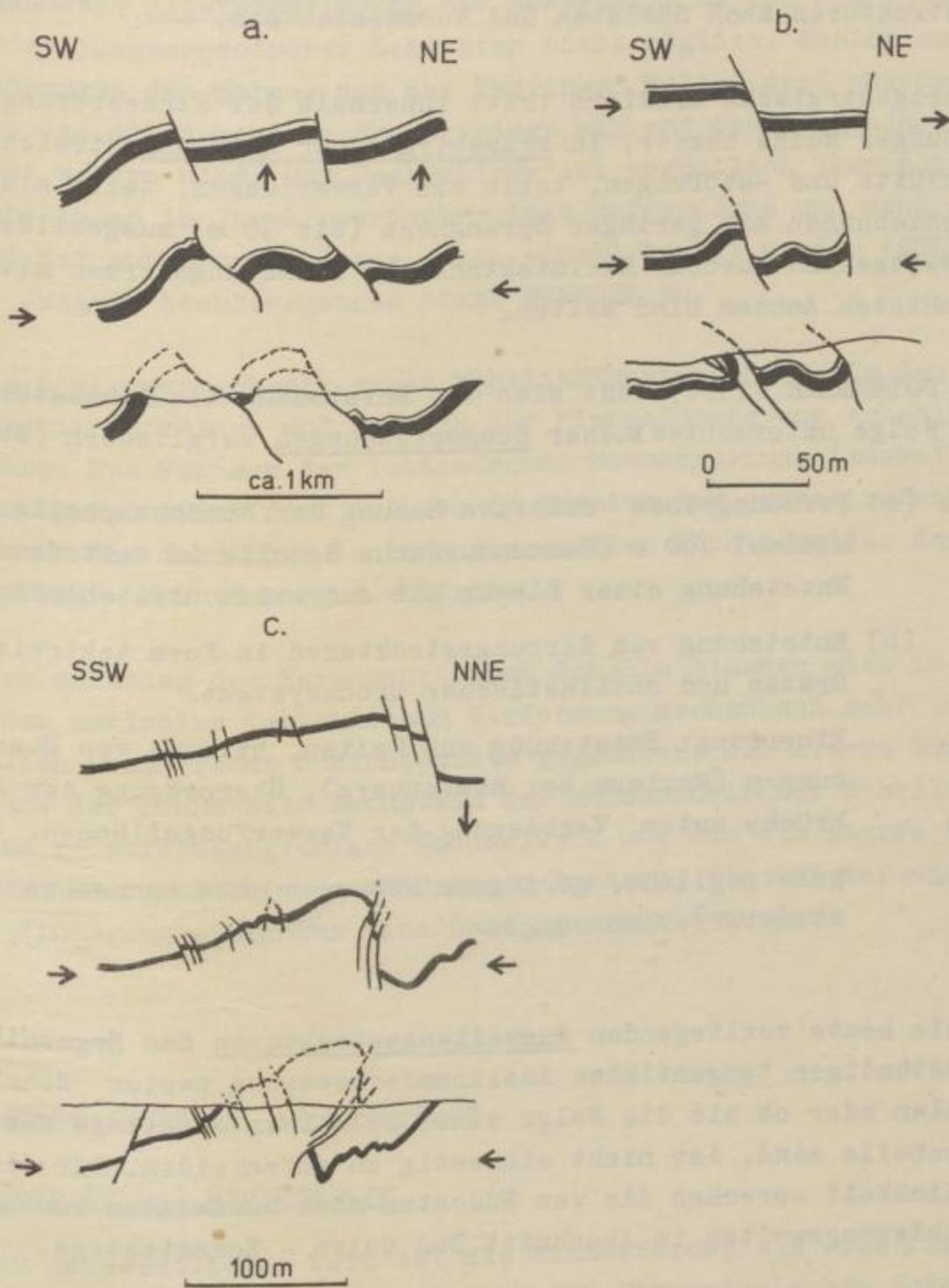


Abb. 2. Schema der Beanspruchungsfolge im Bereich der Finne-
störung (n. DOLEZALEK 1955)

a - Eckartsberga; b - Rastenberg; c - Bad Sulza

die Strukturen nach Südosten und Nordwesten ein.

Als erzgebirgische Großform tritt innerhalb der Finnestörung die Naumburger Mulde hervor. In erzgebirgischer Richtung streichende Querklüfte und -störungen, teils als Verwerfungen, teils als Blattverschiebungen mit geringer Sprunghöhe (bis 30 m) ausgebildet, treten weitgehend zurück. Kleintektonische Einengungsformen mit NE-SW gerichteten Achsen sind selten.

Nach DOLEZALEK (1955) läßt sich die Entstehung der Finnestörung in eine Folge unterschiedlicher Beanspruchungen aufgliedern (Abb. 2):

1. (a) Pressungslose relative Hebung der Nordostscholle um maximal 700 m (Hermundurische Scholle im weiteren Sinne). Entstehung einer Flexur mit Aufreißen streichender Brüche.
(b) Entstehung von Zerrungsstrukturen in Form tektonischer Gräben und antithetischer Bruchsysteme.
2. Einengung: Entstehung von Falten, Bildung von Überschiebungen (Maximum bei Rastenberg), Überprägung der Zerrungsbrüche unter Verbiegung der Verwerfungsflächen.
3. Nachträgliche, geringere Hebungen ohne nennenswerte Strukturveränderungen

Ob die heute vorliegenden Ausweitungsstrukturen das Ergebnis einer selbständigen tangentialen Auseinanderbewegung zweier Schollen darstellen oder ob sie die Folge eines relativen Aufstiegs der Nordostscholle sind, ist nicht eindeutig zu entscheiden. Für die zweite Möglichkeit sprechen die von Südosten nach Nordwesten zunehmenden Abschiebungsweiten im Abschnitt Bad Sulza - Eckartsberga.

Für die Einengung sind aus den Profilen folgende Werte errechnet worden:

Bad Sulza	2140 - 2160 m,
Eckartsberga	ca. 2200 m,
Rastenberg	ca. 2600 m.

Eine genauere Altersbestimmung der Bewegungen an der Finne ist wegen fehlender jungmesozoischer Schichten nicht möglich. Analog zu den Randstörungen des Harzes und des Thüringer Waldes darf angenommen werden, daß die Brüche im Grundgebirge während des Jungpaläozoikums angelegt worden sind. Das Deckgebirge ist vermutlich über alten Schwächelinien in jungkimmerischer Zeit aufgerissen und wohl später, während der subherzynen Phase, noch einmal bewegt worden (DOLEZALEK 1955). Jüngere Nachbewegungen nimmt SOERGEL an.

Für die Bewegungsmechanik waren Mobilitätsunterschiede in den Gesteinsserien nördlich und südlich der Finnestörung von erheblicher Bedeutung. Das Maximum der tektonischen Beanspruchung (Ausweitung und Einengung) tritt dort auf, wo im Bereich der erzgebirgischen Achsenzone des Thüringer Beckens die größten Mächtigkeiten der Trias (Rastenberg - Eckartsberga) auftreten.

Nach dem Aufstieg der Hermundurischen Scholle standen sich im Bereich der maximalen tektonischen Verformung mechanisch sehr unterschiedlich reagierende Schichtpakete gegenüber: Der starre Buntsandstein und der hochmobile Zechstein der Hermundurischen Scholle gegenüber dem relativ nachgiebigen Muschelkalk und dem als starre Platte wirksamen Buntsandstein des Thüringer Beckens, die bei der nachfolgenden Einengung gleichsam "ineinandergedrückt" wurden.

Einzelauftschlüsse der Finnestörung

2a) Sachsenpforte bei Sachsenburg

In ihrem nordwestlichen Teil ist die Finnestörung als eine Flexur ausgebildet. Der Untere Buntsandstein der Hermundurischen Scholle taucht allmählich nach SW unter, so daß mit 15 - 30° nach SW einfallend sm, so, mu, mm, mo und k nacheinander austreichen. Die Morphologie des Unstrut-Durchbruches an der Sachsenpforte wird durch die unterschiedlich widerstandsfähigen Gesteine der Trias bestimmt.

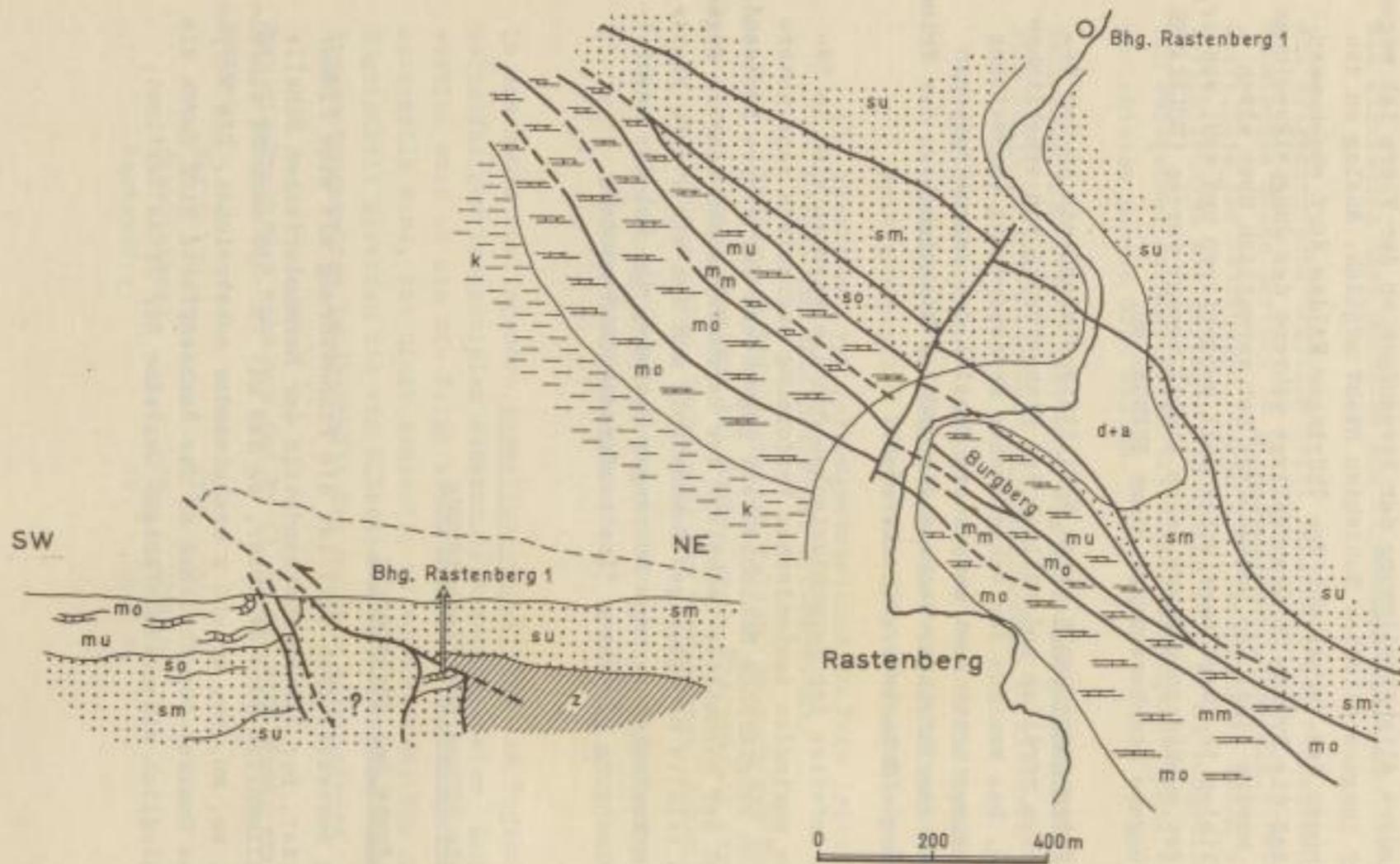


Abb. 4. Profil durch die Finnerstörung bei Rastenberg (n. DOLEZALEK 1955)

Abb. 3. Geologische Schemakarte der Finnerstörung bei Rastenberg (n. DOLEZALEK 1955)

②b Rastenberg

Die Finnestörung erreicht südöstlich Rastenberg (Abb. 3) ihre maximale Sprunghöhe. Im kleintektonischen Bild überwiegen die Einengungsformen. Mittlerer Keuper liegt neben Unterem Buntsandstein; das entspricht einem vertikalen Verschiebungsbetrag von etwa 700 m.

In der Liegendscholle sind die überkippten und gefalteten Serien vom Mittleren Buntsandstein bis zum Unteren Keuper intensiv aufgerichtet, überkippt, zerschert, ausgequetscht und isoklinal gefaltet worden. Demgegenüber ist der Buntsandstein der Hangendscholle mit geringfügigen Deformationen auf die Liegendscholle überschoben worden.

Im Bereich der Bohrung Rastenberg 1 sind in 90 m unter NN Zechsteingips und -anhydrit auf Wellenkalk überschoben. Diesen Wellenkalk deutet DOLEZALEK als die Füllung eines während der Ausweitung entstandenen Grabens (Abb. 4).

②c Eckartsberga

Eckartsberga liegt im Mittelschenkel einer flachen Flexur, die von zwei großen streichenden Störungen durchzogen wird (Abb. 5). Vermutlich gehen die beiden Bruchlinien auf steil einfallende Abschiebungen zurück, die eine antithetisch gekippte Scholle, welche später zu einem Sattel aufgepreßt wurde, einschlossen (DOLEZALEK 1955). Genetisch lassen sich diese Vorgänge mit denen bei Bad Sulza vergleichen.

Die stärkste Faltung ist an die Nähe der mit ca. 20° NE einfallenden Sachsenbergstörung gebunden. Das tektonische Inventar - Faltungen, Aufrichtung, Abscherungen - deutet auf Pressung. Zerrung ist demgegenüber kleintektonisch nicht nachzuweisen, es ergibt sich jedoch aus dem Kartenbild.

②d Bad Sulza

Im Gegensatz zur Finnestörung zwischen Eckartsberga und Rastenberg, wo beiderseits der Hauptstörung eine Hangend- und eine Liegendscholle zu unterscheiden sind, werden bei Bad Sulza die nördlich und südlich

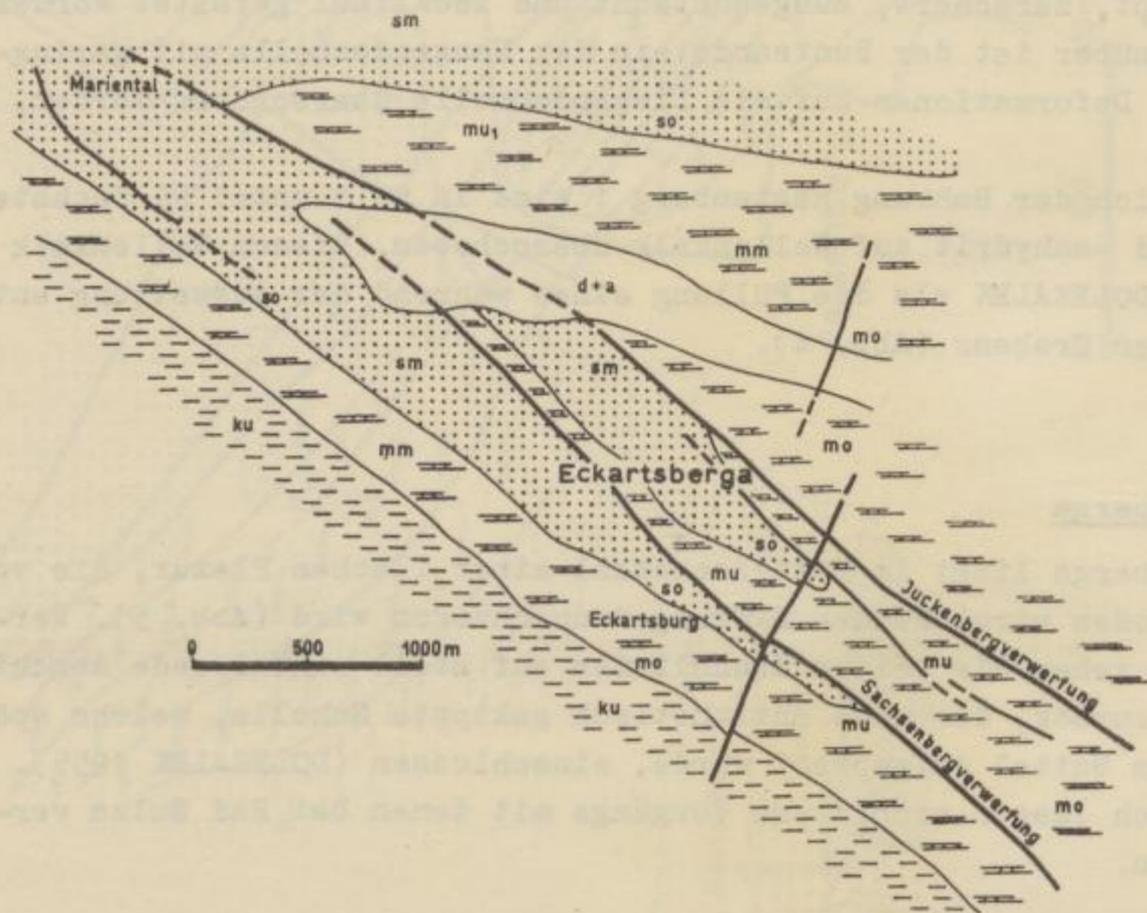
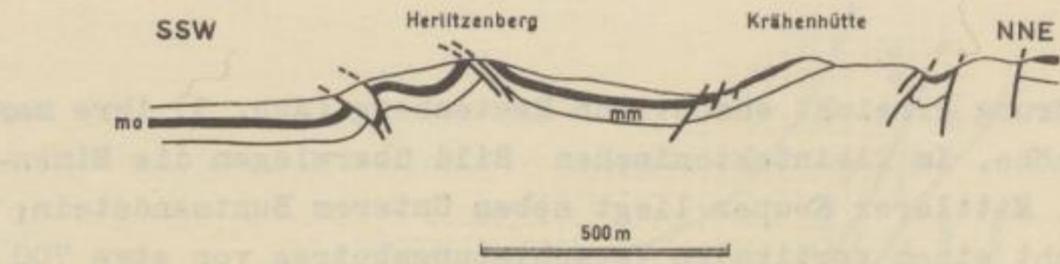


Abb. 6. Profil durch die Finnstörung bei Bad Sulza (obere Abbildung)

Abb. 5. Geologische Schemakarte der Finnstörung bei Eckartsberga (untere Abbildung)

3

der Störungszone liegenden Bereiche aus gleichaltrigen Schichten aufgebaut (Abb. 6). Damit weicht auch das Bewegungsbild ab. Während im Gebiet zwischen Eckartsberga und Rastenberg klein- und großtektonisch Südwestvergenz vorherrscht, sind hier zwei entgegengesetzt gerichtete Vergenzen entwickelt.

②e Eisenberg

Südöstlich der Saale stellt die Camburg-Eisenberg-Geraer Störung die Fortsetzung der Finnestörung dar. Nach STEINER (1933) lassen sich zwischen Gösen und Eisenberg vier parallele Verwerfungen nachweisen (Abb. 7). Die beiden Hauptstörungen verwerfen Gervilleien-schichten (sm_1m) und Kaolinschichten (sm_1u) gegen Unteren Muschelkalk um 230 m. Dazwischen ist ein schmaler, mit 45° nach SW einfallender Rötstreifen eingeschlossen. Der Muschelkalk bildet einen NW-SE streichenden Sattel. Nach SE nimmt die Sprunghöhe der Hauptstörung ab.

Nach HOPPE (HOPPE & LÜTZNER 1959) ist zunächst der SW-Flügel eingemuldet, flexurartig abgebogen und mit einem Verschiebungsbetrag bis zu 230 m abgeschoben worden. Danach erfolgte eine Heraushebung des NE-Flügels der Hermundurischen Scholle. Spätere Einengung bringt den Röt in seine relativ höhere Lage und zerstückelt den Muschelkalk.

③ Graben von Cospeda, Mühlthal bei Jena

Der Graben von Cospeda stellt eine kleine erzgebirgisch verlaufende, fiederförmig sich absetzende Störungszone dar. Bei Cospeda streicht im Graben Unterer sowie Mittlerer Keuper und an den Grabenrändern Oberer Muschelkalk aus. Im Mühlthal sind die Schichten des Mittleren und Unteren Muschelkalkes grabenartig eingesunken. Der zu befahrende Aufschluß im Einschnitt der Weimar-Geraer Eisenbahn zeigt Abschiebungen im Bereich der Terebratula-Zone des Unteren Muschelkalkes. Dieser Aufschluß beweist für den Cospedaer Graben den Bautyp einer erzgebirgischen Zerrungsform.

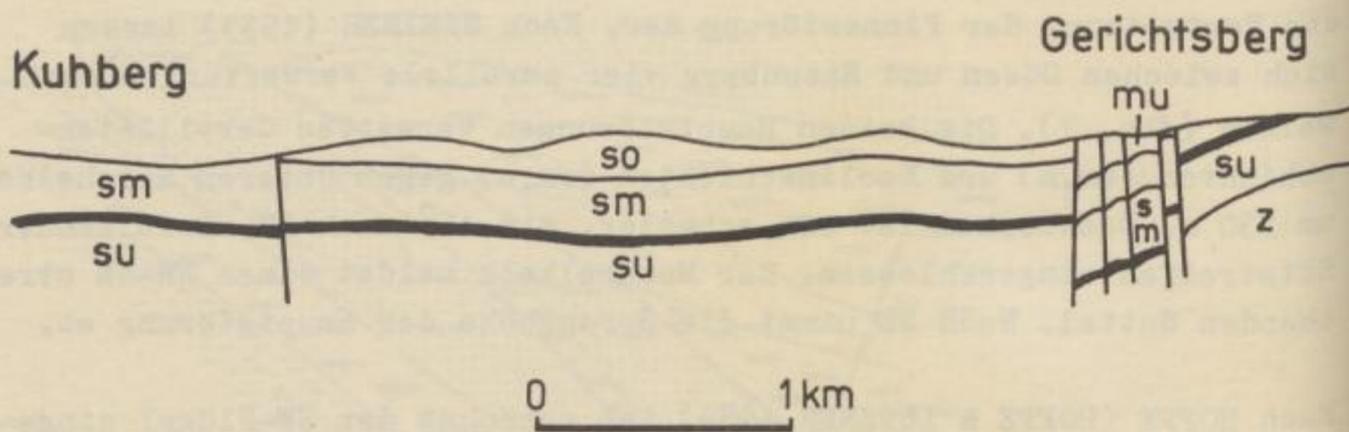


Abb. 7. Profil durch die Finnestörung bei Eisenberg (n. HOPPE & LÜTZNER 1959)

Zweiter Tag
=====

④ Tannrodaer Gewölbe

Das Berka-Tannrodaer Gewölbe ist eine im wesentlichen WNW-ESE streichende Antiklinale im Zentrum des Thüringer Beckens. Zwischen Bad Berka, Kranichfeld und Blankenhain bildet hier Buntsandstein den Kern eines aufgebrochenen Sattels, rings umgeben von der Steilstufe des Unteren Muschelkalkes (s. Abb. 8,9).

Infolge einer ausgeprägten S- bzw. SW-Vergenz ist die Sattelachse an den südlichen Rand des Gewölbes gedrängt. Ihr Kulminationspunkt liegt zwischen Tannroda und Blankenhain. Die Sattelflanke fällt nach Süden steil ein, nach Norden ist ein allmähliches, höchstens durch eine Sekundärfalte unterbrochenes Abtauchen vorhanden.

Dieser normale Bau wird einmal modifiziert durch die von NW in das Gewölbe hineinziehende Erfurt-Tonndorfer Störungszone, zum anderen durch weit verbreitete Schichtverstellungen, die auf die Auslaugung des Werrasteinsalzes zurückgeführt werden. Im Bereich des Berka-Tannrodaer Gewölbes werden folgende Strukturen auf Absenkung im Salzauslaugungsgebieten zurückgeführt:

1. Talverbreitung der Ilm zwischen Kranichfeld und Tannroda infolge zusammengestürzten Sattelkerns, vgl. auch Fortsetzung dieses Talabschnittes in östlicher Richtung. Erdfälle nachgewiesen.
2. Der Grund zwischen Tonndorf und München, allgemeines Einfallen in Richtung zum Grund, abgelaugtes Steinsalz in Bohrung Thüringen 2, Erdfallhäufung südlich von Tonndorf am Rande des zusammenhängenden Ablaugungsgebietes.
3. Erdfallgebiet nördlich Kranichfeld, Tertiär mit Braunkohle in abgesenkter Lage, ehemaliger See mit Torfbildung bei Hohenfelden.
4. Die dem Tannrodaer Sattel im Süden vorgelagerte "Mulde" kann zum großen Teil, wenn nicht vollständig, auf Absenkung am Salzhang des im Süden noch vorhandenen Werrasalzes zurückgeführt werden.
5. Aus geomorphologischen Gründen bei Blankenhain; Talweitung, versumpftes Gelände.

Analoge, atektonisch bedingte Senken sind in den letzten Jahren bei den Arbeiten auf Blatt Rudolstadt bekannt geworden. Auch hier zeigt sich, daß die Auslaugung besonders im Bereich des Sattelkerns auftritt

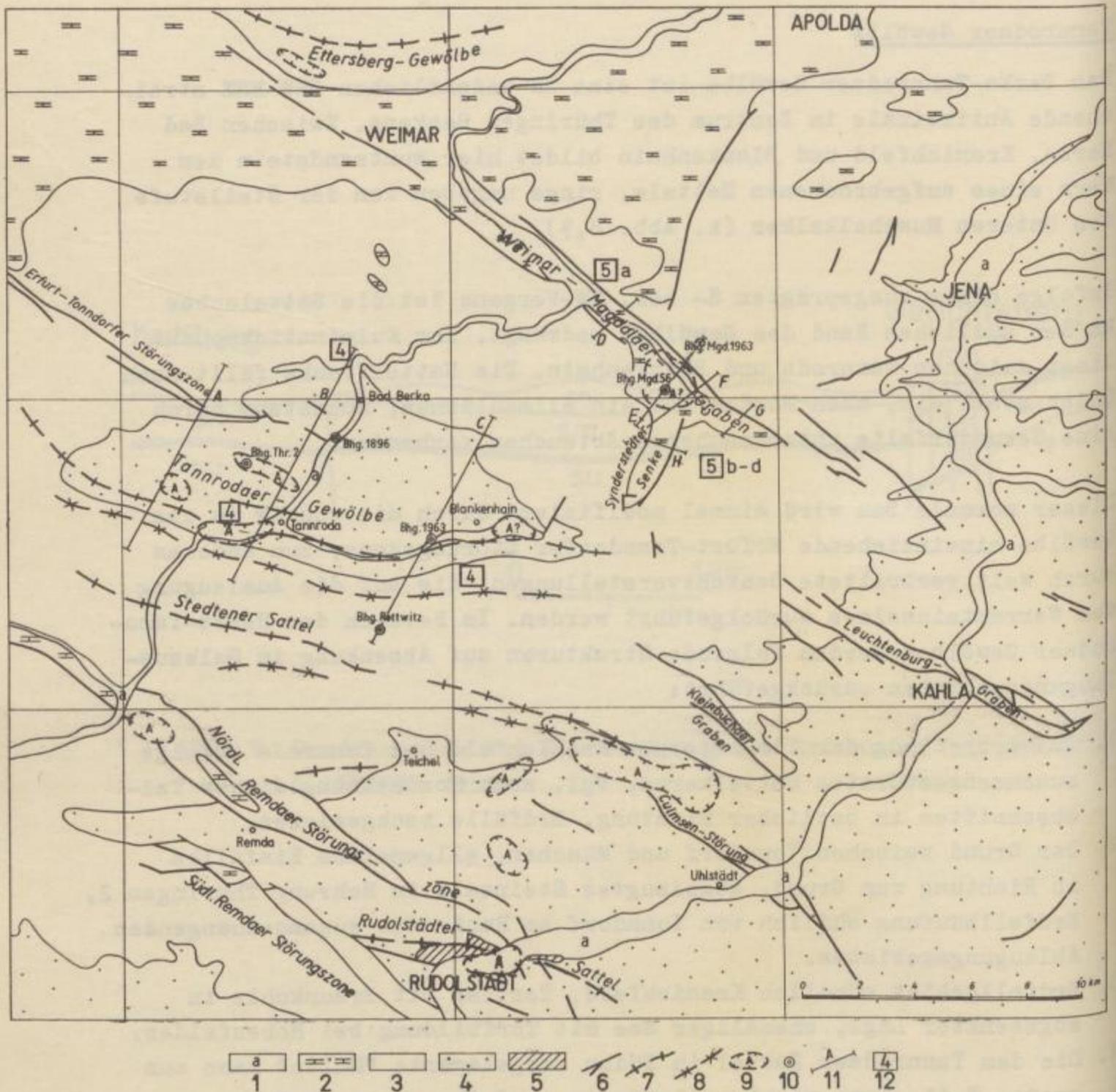


Abb. 8. Geologische Übersichtskarte des südlichen Thüringer Beckens
 1 - Holozän; 2 - Keuper; 3 - Muschelkalk; 4 - Buntsandstein;
 5 - Zechstein; 6 - Verwerfungen; 7 - Sattelachse; 8 - Mulden-
 achse; 9 - Auslaugungsgebiet; 10 - Bohrung; 11 - Profil-
 schnitt; 12 - Exkursionspunkt

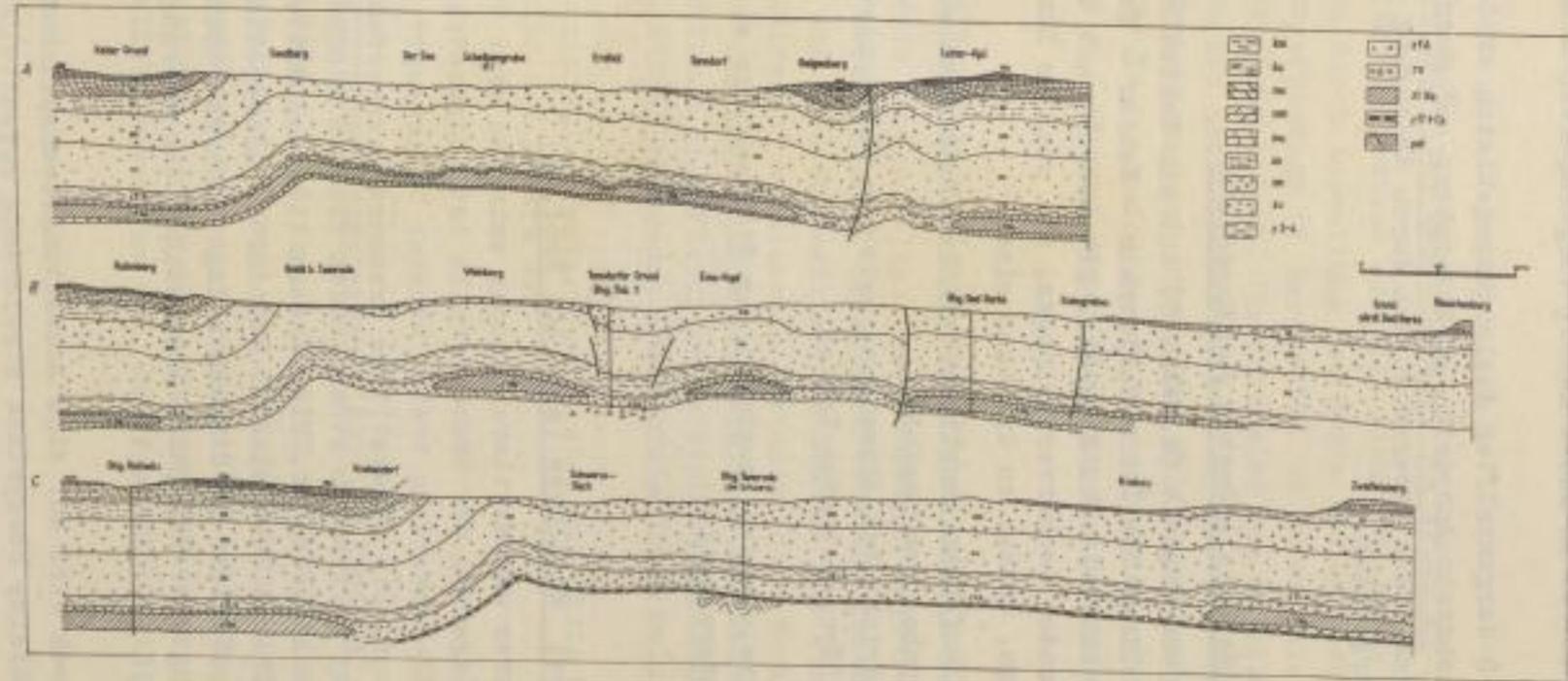


Abb. 9. Profile durch das Tannrodaer Gewölbe

sowie an der dem Sattel im Süden häufig vorgelagerten Einmündung.

Von den auf Abb. 8 dargestellten Auslaugungsgebieten sind die bei Rudolstadt auf Zechstein-Anhydrit, am Ettersberg auf Muschelkalkgips zurückzuführen. Alle anderen wurden durch Ablaugung des Werra-Steinsalzes hervorgerufen.

⑤ Störungszone von Magdala ("Graben von Magdala")

Die Störungszone von Magdala (s. Abb. 8) ist ein Teilstück der das Thüringer Becken längs der Linie Schlotheim - Weimar - Magdala - Leutra querenden tektonischen Elemente. Sie besteht aus zwei verschieden streichenden Keuperversenkungen, die auch im Landschaftsbild als Täler bzw. Senken zu erkennen sind,

1. der NW-SE verlaufenden Hauptzone zwischen Mellingen - Magdala - Bucha (sog. Graben von Magdala),
2. der SSW-NNE gerichteten Abzweigung zwischen Obersynderstedt und Magdala, der "Synderstedter Senke".

Im herzynisch streichenden Hauptteil der Störungszone sind folgende Abschnitte zu unterscheiden:

⑤a Die Grabenzone bei Mellingen (Abb. 10, Prof. 1)

In ihr sind Unterer und Mittlerer Keuper zwischen zwei Verwerfungen abgesenkt. Die Lagerung der Grabenscholle ist unsymmetrisch-muldenförmig. An der NE-Verwerfung treten höherer Unterkeuper neben Cera-titenschichten auf. Die südwestliche Grabenrandverwerfung schneidet die NE-Flanke der herzynisch streichenden flachen Muschelkalkaufwölbung der Heinrichsburg ab. Hier treten tieferer Mittelkeuper neben Mittleren bzw. Oberen Muschelkalk. Kleinere Fiederspalten sind vorhanden. Die bedeutendere SW-Störung klingt nach SE rasch ab, während die NE-Verwerfung über die ganze Erstreckung der Störungszone von Magdala aushält.

Der Grabeneinbruch wird auf eine Ausweitungsbeanspruchung zurückgeführt, während kleine herzynisch streichende Aufsattelungen und Überschiebungen der Randschollen, besonders entlang der NE-Verwerfung auf

nachfolgende Einengungsbeanspruchung deuten (s. Spezialprofil Abb. 11).

5b Die Keupermulde bei Magdala (Abb. 10, Prof. 2)

Südöstlich des Grabens schließt sich eine Mulde an, die schon oberflächlich durch Ausweitung des Magdalatales sichtbar wird. Inwieweit Auslaugungsvorgänge (? Werrasalz) an ihrer Entstehung beteiligt sind, ist nicht belegt. Ihr Kern wird von Mergeln des tieferen Mittleren Keupers gebildet (> 90 m im Muldenzentrum). Im NE ist die Mulde an der Fortsetzung der nördlichen Mellinger Grabenrandverwerfung abgesenkt. Im SW ist keine Verwerfung vorhanden, jedoch läßt steiles Einfallen auf flexurartiges Abbiegen der Schichten schließen.

5c Muschelkalksattel am Dierzberg (Abb. 10, Prof. 3)

Durch diesen Muschelkalksattel südöstlich Magdala wird die Mulde in einen nordöstlichen, herzynisch streichenden Halbgraben (Abb. 10, Prof. 4) und eine südwestliche Teilmulde, die sich schließlich in die erzgebirgisch streichende "Synderstedter Senke" fortsetzt, geteilt. Mit dem im NE durch die nördliche Mellinger Grabenrandstörung und im SW durch eine Flexur begrenzten Halbgraben klingt schließlich bei Bucha die Störungszone von Magdala flach muldenförmig aus.

In der streichenden Fortsetzung treten auf Blatt Kahla die Störungen von Osmaritz und Leutra auf.

5d Die "Synderstedter Keupersenke" (Abb. 10, Prof. 5)

An die Magdalaer Mulde schließt sich nach Süden ein steil erzgebirgisch streichendes Element an. Auch hier handelt es sich um eine flach eingemuldete Keuperversenkung. Der östliche Rand wird von einer Störung gebildet, an der im wesentlichen Mittlerer Keuper gegen Oberen Muschelkalk verworfen ist. Die West-Flanke ist bruchlos.

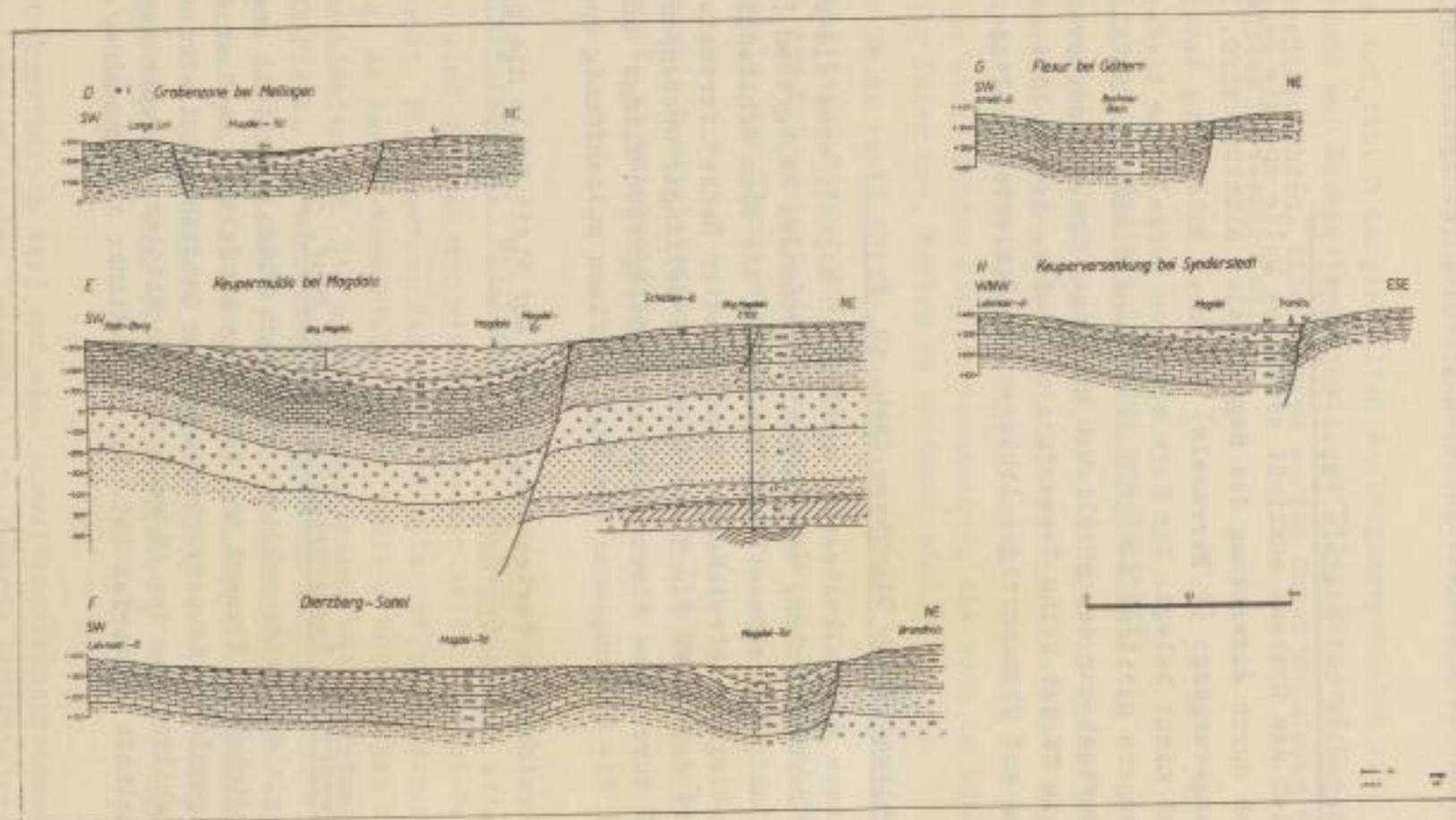
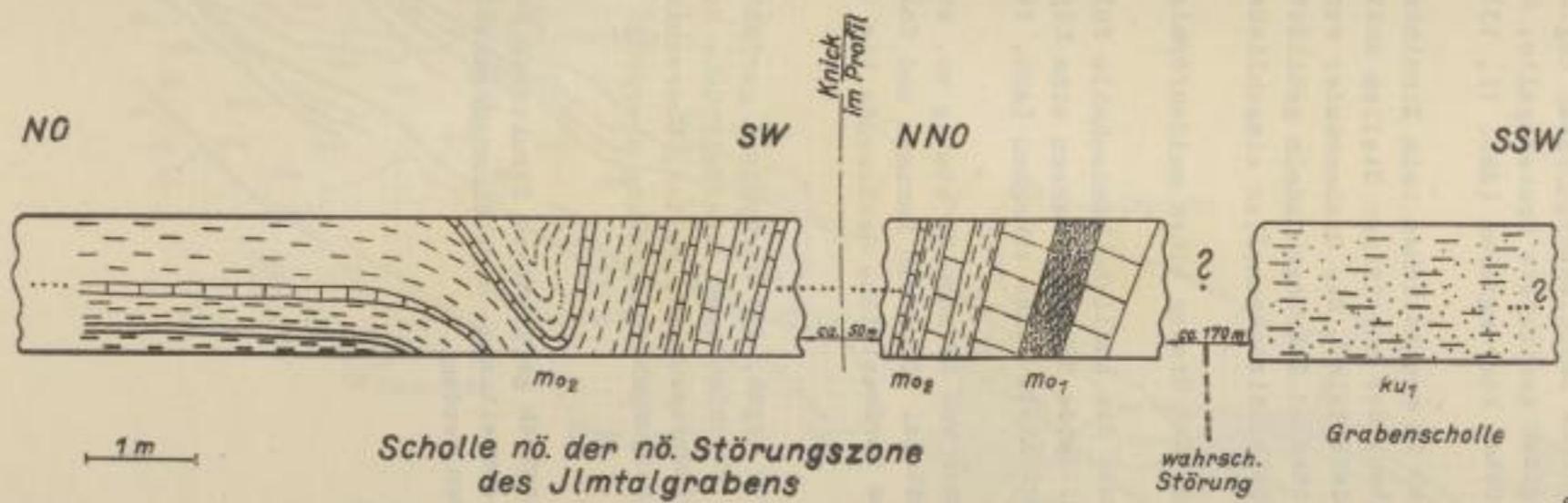


Abb. 10. Profile durch den Graben von Magdala und die Synderstedter Senke



gez. G.-L.

6856 VI

Abb. 11. Kleintektonisches Profil vom NE-Rand des Magdalaer Grabens (Wasserleitungsstraße am östlichen Ortsausgang von Mellingen, Bl. Mellingen)

⑥ Leuchtenburg-Graben

Der flach herzynisch streichende Leuchtenburg-Graben beginnt im Südosten als eine erzgebirgisch gerichtete Grabenspalte, deren Randverwerfungen nach Nordosten konvergieren (Abb. 12, 13).

Das Grabeninnere zeigt einen im wesentlichen beim Einsinken entstandenen schwachen Muldenbau, der an einigen Stellen antithetisch modifiziert sein kann (Randstaffeln). Die Grabenränder werden von fiederförmig absetzenden schmalen Störungsbündeln gebildet, die mitunter kompliziert verkippte Leistenschollen einschließen (Abb. 12).

Am nordwestlichen Ende zeigt der Graben einen muldenförmigen Bau.

Sowohl die nördliche als auch die südliche Randscholle fallen mit weniger als 5° nach NW ein. Beide Schollen lassen eine Kippung um eine horizontale, NE-SW gerichtete Achse erkennen (Abb. 14).

Die Ausweitungsbeträge nehmen von SW nach NW stetig zu, erreichen im Gebiet von Altenberga mit ca. 100 m ein Maximum und fallen dann wieder in Annäherung an das nordwestliche Grabenende bis auf ca. 40 m.

Die kleintektonische Analyse ergab, daß herzynisch gerichtete Ausweitungsformen (Klüfte, Abschiebungen, Staffelbrüche u. a.) von jüngeren Einengungsformen (Anpressungen, Falten, Überschiebungen) einer anti-herzynischen Einengungsbeanspruchung überprägt wurden (TESCHKE 1957).

Die Entstehung der erzgebirgisch gerichteten Strukturen durch primäre, d. h., selbständige Ausweitungs- bzw. Einengungskräfte, kann nicht eindeutig nachgewiesen werden.

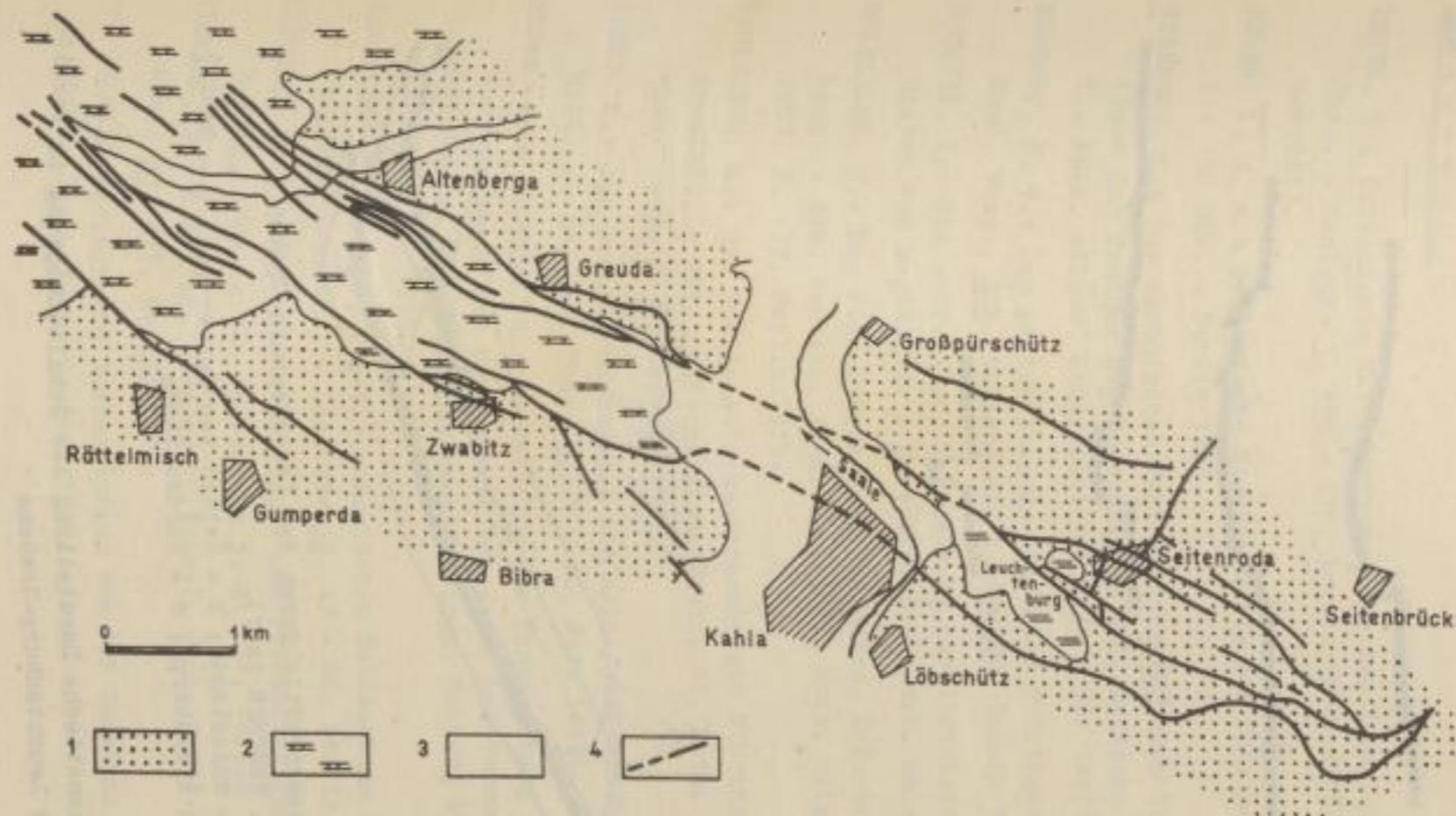


Abb. 12. Geologische Schemakarte des Leuchtenburg-Grabens

1 - Buntsandstein; 2 - Muschelkalk; 3 - Pleistozän; 4 - Störungen

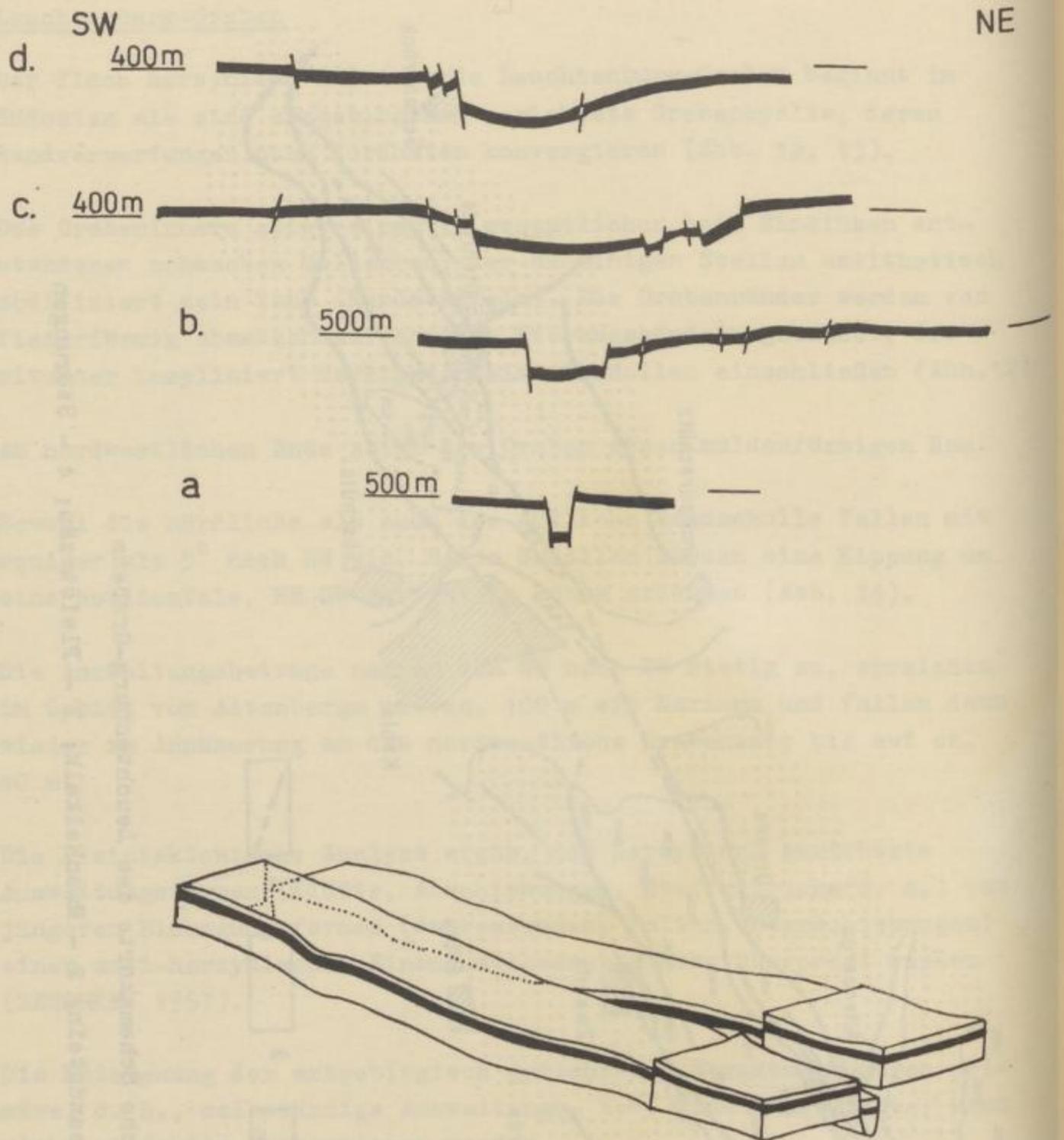


Abb. 13. Schemaprofile durch den Leuchtenburg-Graben
(n. TESCHKE 1957)
a - Südostende; b - Gebiet von Seitenroda; c - Gebiet
von Altenberga; d - Nordwestende

Abb. 14. Schematische Darstellung der Schollenkipfung im Bereich
des Leuchtenburg-Grabens

L i t e r a t u r

- BENEK, R.: Tektonische Untersuchungen aus dem Raum der Pohlener Störung. - Geologie 7, 494 - 518, Berlin 1958. (BUBNOFF-Gedenkschrift).
- BEYER, K. u. a.: Geologische Strukturkarte der Thüringer Mulde i. M. 1 : 100 000. - Berlin 1938.
- BISEWSKI, L.: Zur saxonischen Tektonik im südlichen Thüringer Becken. (Raum der Remdaer Störungszone). - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Math. allgem. Naturwiss. 1953, 31 - 52, Berlin 1955.
- BUBNOFF, S. v.: Der geotektonische Charakter Thüringens. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Abh. Geotektonik 5, 5 - 17, Berlin 1955.
- DOCKTER, J.: Die südöstliche Fortsetzung der Ilmtalstörung ("Der Graben von Magdala"). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1956.
- DOLEZALEK, B.: Die Finnestörung bei Bad Sulza, Eckartsberga und Rastenberg. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Math. allgem. Naturwiss. 1953, S. 139, Berlin 1955.
- FAHLBUSCH, K.: Die Saalfeld-Gotha-Eichenberger Störungszone im Raume Arnstadt. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Math. allgem. Naturwiss. 1953, S. 63, Berlin 1955.
- GIERS, R.: Der Graben von Magdala und seine südöstliche Fortsetzung. - Mitt. geogr. Ges. Thür. 32, 1 - 40, Jena 1914.
- HOPPE, W. & LÜTZNER, H.: Fortsetzung der Finnestörung bei Eisenberg. Buntsandstein und Muschelkalk bei Jena. Der Leuchtenburggraben bei Kahla. - Exkursionsführer Thüringer Becken, 65 - 71, Akad.-Verl. Berlin 1959.
- JUNGWIRTH, J. & PUFF, P.: Zur saxonischen Tektonik am Südrand des Thüringer Beckens. - Geologie 12, 47 - 66, Berlin 1963.
- MARTINI, H. J.: Saxonische Zerrungs- und Pressungsformen im Thüringer Becken. - Geotekton. Forschung 2, S. 124, Berlin 1940.
- MICHAEL, P.: Die Ilmtalstörung in Weimar. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 37, 415, Berlin 1917.
- Einige geologische Beobachtungen aus der Umgebung Weimars. - Beitr. Geol. Thür. 5, Jena 1940.

- NAUMANN, E.: Der Ilmtalgraben in der Umgebung von Magdala etc. - Beitr. Geol. Thür. 4, 129 - 136, Jena 1937.
- PUFF, P.: Tektonischer Aufbau und atektonische Lagerungsstörungen des Gewölbes von Bad Berka-Tannroda (Westteil). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1956.
- RAACKE, K.: Tektonischer Aufbau und atektonische Lagerungsstörungen des Gewölbes von Bad Berka-Tannroda (Ostteil). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1956.
- SCHWAB, M.: Die Finnestörung. - Exkursionsführer Thüringer Becken 27 - 43, Akad.-Verl. Berlin 1959.
- SEIDEL, G.: Beiträge zur Kenntnis des südöstlichen Fahner Gewölbes und des Steiger Gewölbes. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1956.
- STEINER, O.: Beobachtungen über den Buntsandstein auf Blatt Eisenberg. - Beitr. Geol. Thür. 3, 241 - 256, Jena 1933.
- TESCHKE, H.-J.: Zur Tektonik des Leuchtenburg-Grabens (Thüringer Becken). - Beitr. Tektonik Thür. Beckens II, Abh. Geotektonik 10, 5 - 47, Berlin 1957.

K a r t e n

Geol. Übersichtskarte der SDAG Wismut i. M. 1 : 100 000 des Exkursionsgebietes.

Geol. Spezialkarten i. M. 1 : 25 000 des Exkursionsgebietes; mit Erläuterungen.

Exkursion 5

Grundgebirge von Ruhla-Brotterode
=====

- Stratigraphie, Tektonik, Metamorphose -

Gesamtleitung: W. NEUMANN, Berlin

Teilleitungen: H. BUNZLER, Leipzig, J. LAMPRECHT, Berlin,
C.-D. WERNER, St. Egidien

Exkursionsroute:

1. Tag: Gotha - Wutha - Ruhla - Glöckner am Rennstieg - Bad Liebenstein - Gotha
2. Tag: Gotha - Mittlerer Beer-Berg - Oberes Thüringer Tal - Happeraff - Heßles - Schmalkalden - Leipzig

A. Geologische Übersicht (W. NEUMANN)

I n h a l t

1. Moldanubische Baustufe
 - a) Stratigraphie
 - b) Tektonik
 - c) Regionalmetamorphose
 - d) Posttektonische Entwicklung
2. Assyntisch und eventuell auch variszisch deformierte Haubengneise der moldanubischen Baustufe
 - a) Gliederung
 - b) Verbindung zur jüngeren Baustufe
3. Jüngere Baustufe
 - a) Allgemeine Charakteristik und Altersstellung
 - b) Brotteröder und Seimberg-Serie
 - b 1) Stratigraphie
 - b 2) Tektonik (variszische alpinotype Tektonik)
 - b 3) Regionalmetamorphose
 - c) Ruhlaer Serie

- c 1) Stratigraphie
 - c 2) Tektonik (variszische alpinotype Tektonik)
 - c 3) Regionalmetamorphose
4. Spätkinematische variszische Plutonite und Migmatite
- a) Auf der Ostseite der moldanubischen Baustufe
 - b) Auf der Westseite der moldanubischen Baustufe
 - c) Zur mikroskopischen Untersuchung des Ruhlaer Granites
(J. LAMPRECHT)
 - d) Zur Petrochemie der posttektonischen Palingenite (C.-D. WERNER)
5. Ausklingende variszische Tektonik
6. Germanotype saxonische Tektonik
7. Geophysik
- a) Gravimetrie
 - b) Magnetik (H. BUNZLER)

1. Moldanubische Baustufe (Abb. 1)

K. H. SCHEUMANN (1939) und W. KOCH (1940) scheiden einen zentralen Rotgneiskomplex mit einer Aureole von Metahornfelsgneisen aus. Doch gehört dieser Thermalkontakt zu den oberkarbonen Plutoniten (NEUMANN 1964). Der "Metagranitkomplex" ist deshalb besser als moldanubische Baustufe mit eigener moldanubischer Faltung und Metamorphose (algotisch oder älter) im Sinne von O. KODYM sen. (1961) zu bezeichnen, da der Schichtverband nicht mit dem Jungalgonkium des Schwarzburger Sattels parallelisiert werden kann. Der sedimentäre Anteil liegt nach der moldanubischen Metamorphose als Biotit-Oligoklasgneis mit Hornblendegneislagern vor. Synkinematisch intrudierte ein kleinkörniger leukokrater Granitgneis (Typ Dorngehege) und granitisierte seine Rahmengesteine. Er ist verschiefert, doch hat die Kristallisation den Deformationsprozeß überdauert (Metablastese).

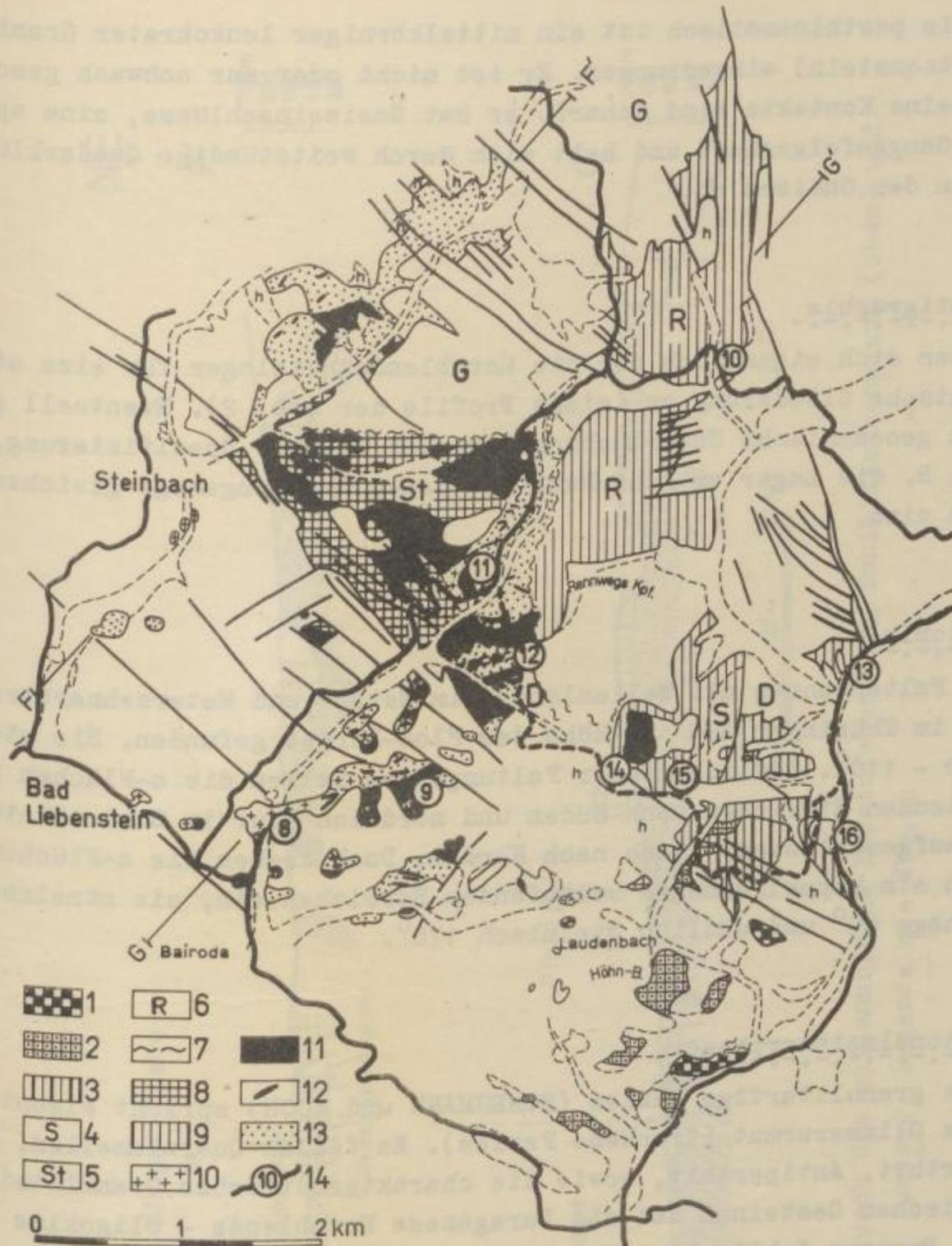


Abb. 1. Moldanubische Baustufe mit deformierten Haubengneisen
 1 - Trusentaler Wasserfallgneis; 2 - Höhnberggneis (horn-
 blendereich); 3 - Heßles Gneis; 4 - Schmalwassersteingneis;
 5 - Steinbacher Augengneis; 6 - Rennweggneis; 7 - Kakirit;
 8 - überprägt und metablastisch; 9 - überprägt; 10 - mittel-
 körniger Granit; 11 - kleinkörniger Granitgneis; 12 - Horn-
 blendegneis; 13 - Paragneis; 14 - Exkursionspunkte
 G - Granit; D - Diorit; h - Hornfelsgneis

Spät- bis postkinematisch ist ein mittelkörniger leukokrater Granit (Typ Katzenstein) eingedrungen. Er ist nicht oder nur schwach geschiefert, seine Kontakte sind scharf, er hat Gneiseinschlüsse, eine aplitische Ganggefugschaft und hebt sich durch weitständige Quaderklüftung von den Gneisen ab.

a) Stratigraphie

Es bieten sich eigentlich nur die Hornblendegneislager für eine stratigraphische Gliederung an (siehe Profile der Abb. 2). Eventuell gestatten geochemische Untersuchungsmethoden weitere Spezifizierung, ob also z. B. die Lager am Floß-Berg mit denen im Dorngehege gleichzustellen sind.

b) Tektonik

Etwa 6 Faltenachsen mit Wellenlängen im Meter- und Meterzehnerbereich wurden im Thüringer Tal in Höhe des Floß-Berges gefunden. Sie streichen $80 - 110^{\circ}$. Südlich dieser Faltungszone fallen die s-Flächen bei herzynomischem Streichen nach Süden und nördlich (nur im Schleifkothengrund aufgeschlossen) flach nach Norden. Doch drehen die s-Flächen auch in ein kuppelförmiges umlaufendes Streichen ein, sie streichen im Dorngehege 60° und südlich Steinbach 170° .

c) Regionalmetamorphose

Für die granulitartige Fazies (SCHEUMANN und KOCH) spricht eigentlich nur die Glimmerarmut (trockene Fazies). Es fehlen Quarzlamellen, Mikroklinperthit, Antiperthit, sowie die charakteristischen Granulitminerale. In basischen Gesteinen ist die Paragenese Hornblende - Oligoklas typisch. Pyroxen fehlt. Nach Meinung des Verf. ist deshalb die Regionalmetamorphose evtl. der höchsten Stufe der Almandin-Amphibolfazies (FYFE, TURNER & VERHOOGEN 1962), der Sillimanit-Almandin-subfazies, zuzuordnen.

d) Posttektonische Entwicklung

Aus der Lithofazies der jüngeren Baustufe erkennt man, daß die moldanubische Baustufe nach der Tektogenese epirogen hochbewegt wurde und

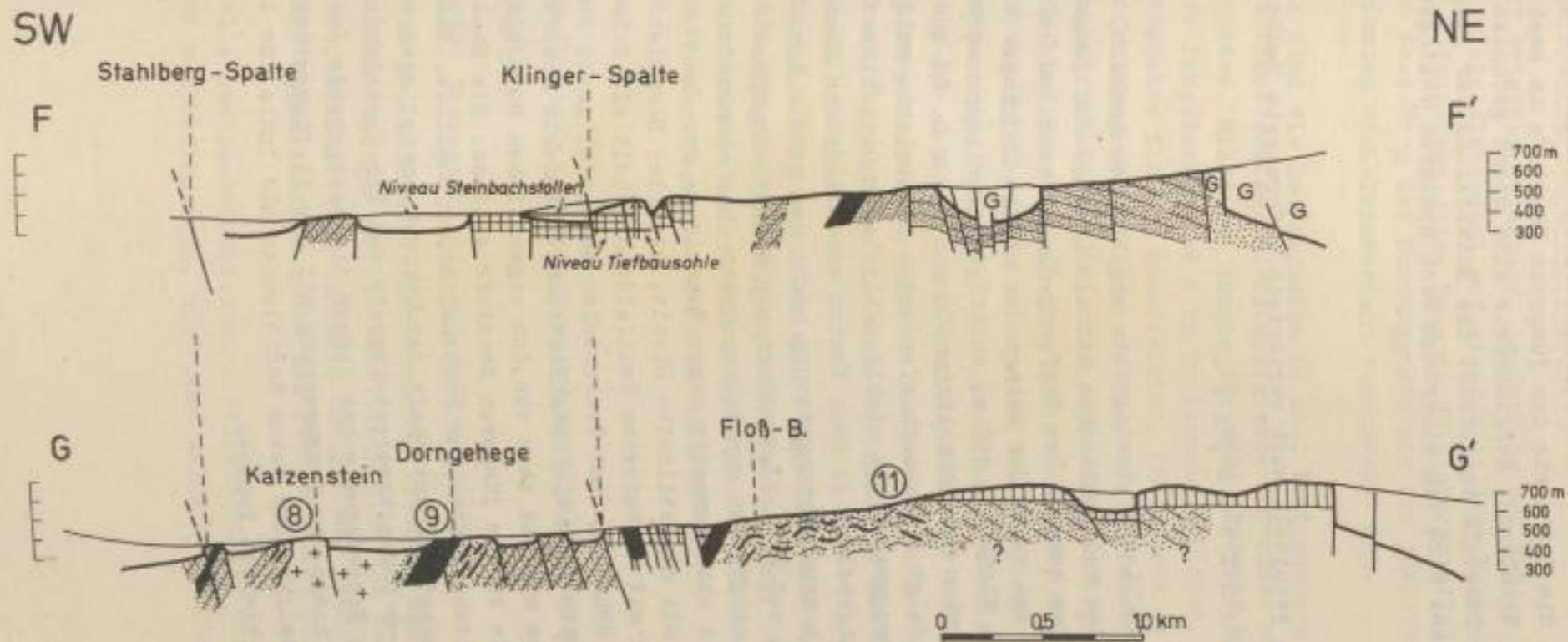


Abb. 2. Zwei Profile durch die moldanubische Baustufe entlang Schleifkothengrund (oben) und Thüringer Tal (unten). Legende wie Abb. 1

eine Schwelle in der variszischen Geosynklinale bildete. Aus ihrem Zersatz entstehen die Sedimente der jüngeren Baustufe in zwei Flanken-trögen (Ruhla und Seimberg). Konglomerate sind nicht gefunden worden. Die moldanubische Baustufe beeinflusst die Entwicklung der jüngeren Baustufe, ihre Haube wird von einer oder zwei späteren Tektogenesen erfaßt.

2. Assyntisch und eventuell auch variszisch deformierte Haubengneise der moldanubischen Baustufe (Abb. 1)

a) Gliederung.

Eine ältere (moldanubische) Tektogenese ergibt sich deshalb, weil herausragende Teile des moldanubischen Sockels (Haube) von jüngeren Tektogenesen verschliffen werden. Der Tiefgang dieser erneuten Deformationskristalloblastese ist zu beiden Seiten des oberen Thüringer Tales durch eine 20 - 40 m (am Floß-Berg 100 m) mächtige Kakiritzone markiert. Sie streicht dort zwischen den Höhenlinien 600 und 640 m ü. NN aus und liegt + flach. Darüber folgt in Grünschieferfazies deformierte moldanubische Baustufe als Rennweggneis (mit stabil gebliebenen Oligoklasen und reduziertem Feldspatgehalt). Im nach Westen anschließenden Steinbacher Augengneis hat die neue Verschieferung nicht den ganzen Komplex erfaßt. (siehe Kartierung auf Abb. 1), sondern nur schieferungsparallele Lagen gewöhnlich in Mächtigkeiten von Meterzehnern bis -hundertern.

Im Osten schließen sich jenseits einer Einmündung der Brotteröder Serie die Haubengneise mit neugebildetem Biotit, stabiler Hornblende, stabilem Oligoklas, jedoch mit reduziertem Kalifeldspatgehalt als Schmalwasserstein-, Heßles-, Höhnberg- und Trusentaler Wasserfallgneis an. Die drei letztgenannten hatte KOCH als metablastisch veränderte Hornfelsgneise ausgeschieden. Man muß sie aber von den eigentlichen Hornfelsgneisen unterscheiden, die zu der jüngeren Baustufe gehören. Die Haubengneise sind eine tektonische Fazies der moldanubischen Baustufe. Eine Zuordnung zu den Ausgangstypen unterhalb der Kakiritzone ist etwa möglich für Dorngehegneis → Schmalwassersteingneis und für Hornblendegneis → Höhnberggneis. Im Rennweggneis hat jedoch die weitgehende Verschleifung (engständige s-Flächen) im Zusammenhang mit der tieftemperierten Grünschieferfazies bewirkt, daß keine Hornblenden als Indiz für irgendeine Zuordnung stabil bleiben konnten.

b) Verbindung zur jüngeren Baustufe

Im Gebiet zwischen Judenkopf, Laudenberg und Heßles liegt die jüngere Baustufe winkeldiskordant auf steilgestelltem Schmalwassersteingneis (weitere Aufschlüsse unter Tage im Hübelsbergstolln), während am Mittleren Beer-Berg der Rennweggneis mit der jüngeren Baustufe in Grünschieferfazies winkelkonkordant verschweißt ist.

Eventuell sind die Haubengneise in zwei Tektogenesen, einer vor Ablagerung der Brotteröder und Seimbergserie und einer nach der Ablagerung, geprägt worden. Hierdurch könnte man auch das horizontale Nebeneinander beider Prägefazies auf 1 km Entfernung erklären. Während im Osten die Haubengneise flächig ausstreichen, fehlen sie im Westen, wo sich im Schleifkothengrund die jüngere Baustufe (Hornfelsgneise) direkt auf infrakakiritische moldanubische Baustufe auflagert. Vermutlich waren also hier die Haubengneise schon erodiert, was mit einer ausklingenden Bruchfaltung vor Ablagerung der jüngeren Baustufe (assyn-tische germanotype Tektonik) in Zusammenhang gebracht wird, welche die ac-Richtung der moldanubischen Faltung benutzt. Zwischen Laudenberg und Kohl-Berg streichen die s-Flächen des Schmalwassersteingneises parallel dieser 10 - 20°-Richtung, der auch Faltenachsen (am Kohl-Berg auch im Hornfelsgneis) folgen.

Von den Wärmeherden der variszischen Plutonite aus werden benachbarte Haubengneise (Steinbacher Augengneis, Höhnberg- und Trusentaler Wasserfallgneis) rekristallisiert und metablastisch überarbeitet (beginnende Rheomorphose oder Resurgenz nach E. BEDERKE 1957).

3. Jüngere Baustufe (variszische und eventuell auch assyn-tische Baustufe) (Abb. 3)

a) Allgemeine Charakteristik und Altersstellung

Herrschen in der moldanubischen Baustufe kleinkörnige, glimmerarme und granoblastische Gefüge vor, so entwickeln sich aus den lepidoblastischen glimmerreichen (Wassergehalt) Gefügen der jüngeren Baustufe bei Anatexis und Migmatisation grob- bis riesenkörnige porphyroblastische Typen.

Die generelle kambro-ordovizische Alterseinstufung durch v. GAERTNER (1951) kann man beibehalten, wenn auch seine Profildarstellung wesent-

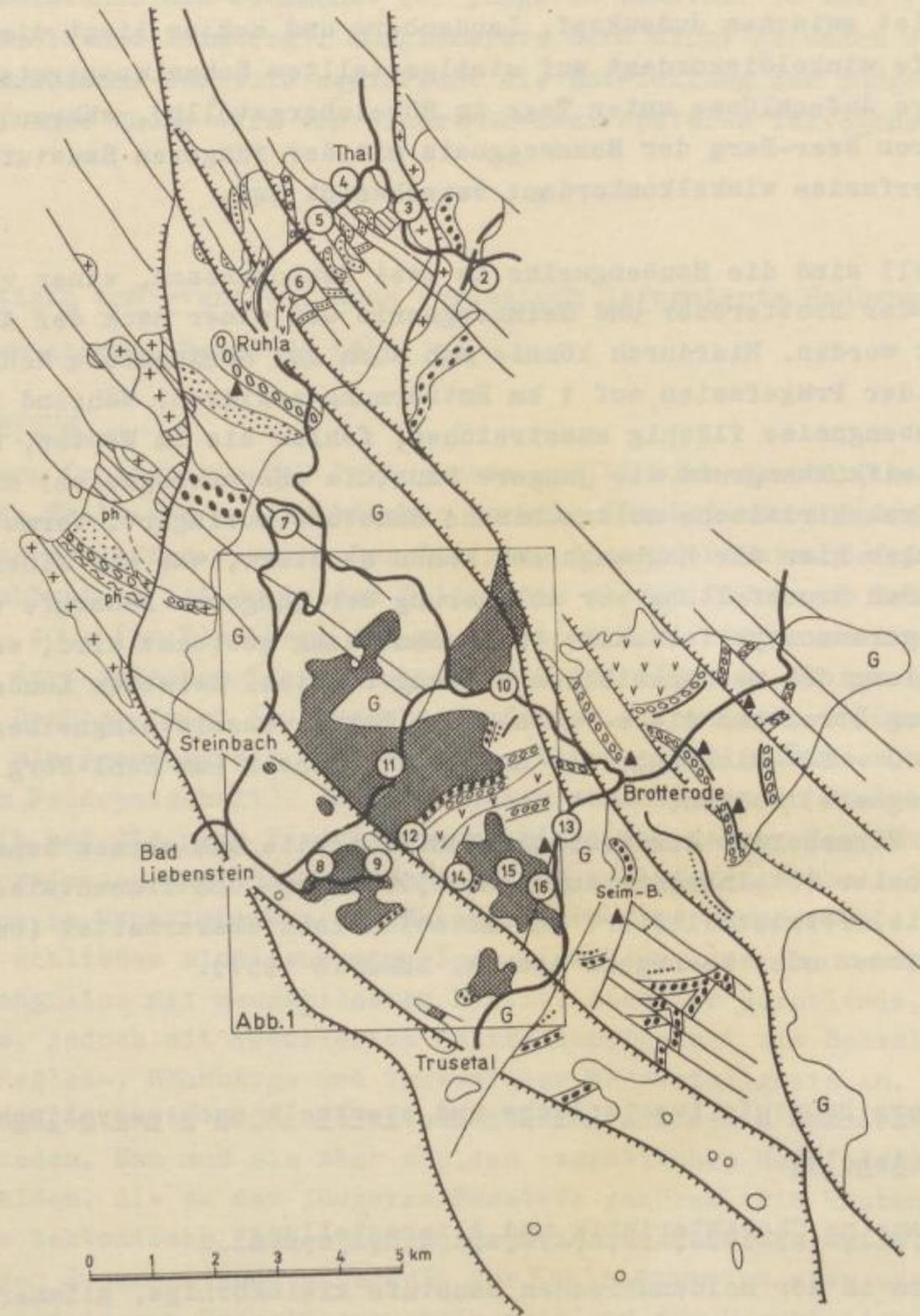


Abb. 3. Grundgebirge von Ruhla - Brotterode (vereinfachte Übersicht) Legende wie in Abb. 4 und 5

lich zu reformieren ist. Eventuell ist aber der Schichtverband mit Graphit-Marmor nach E. BEDERKE (1957) ins Jungalgonkium zu stellen. Drei Serien (oder auch nur Faziesbereiche) sind auf Grund anderer stratigraphischer Entwicklung, die durch die horizontale wie vertikale Entfernung des alten Sockels zum jeweiligen Sedimentationsraum bedingt ist, auseinanderzuhalten: Ruhlaer, Brotteröder und Seimberg-Serie. Die moldanubische Baustufe beeinflusst aber auch den Faltungsstil und die Mineralfazies der jüngeren Baustufe.

b) Brotteröder, und Seimberg-Serie

b.1) Stratigraphie

In Abb. 4 ist versucht, die andersartige Entwicklung beider Serien lithofaziell zu deuten. Der Graphitquarzit, der Marmor und die mächtigen Metabasite am Beer-Berg (nördlich Brotterode) lassen evtl. an eine beckennahe, die Quarzite und Grauwackengneise des Seimberges an eine schwellennahe Fazies denken (Abb. 11).

b.2) Tektonik (variszische alpinotype Tektonik)

Durch die Kartierung der Leithorizonte wird der alpinotype Faltenbau der variszischen Tektogenese deutlich (Abb. 6). Auf die Gehegemulde folgt im Osten der Inselfwasser-Sattel (Wellenlänge 2,5 km), dessen Achse sich im Diorit am Zainhammer heraushebt, so daß die tieferen Amphibolite mit Marmor angeschnitten sind und sich direkt auf die moldanubische Baustufe auflagern. Es folgt im Seimberggebiet die Mommelsteinmulde und der Fuchssteinsattel (Wellenlänge 1,5 km). Die Verfaltung ist im Gegensatz zur Ruhlaer Seite engspannig mit mittelsteil bis steil einfallenden Schenkeln.

b.3) Regionalmetamorphose

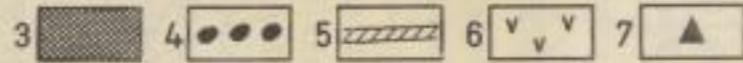
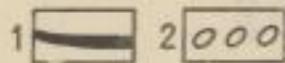
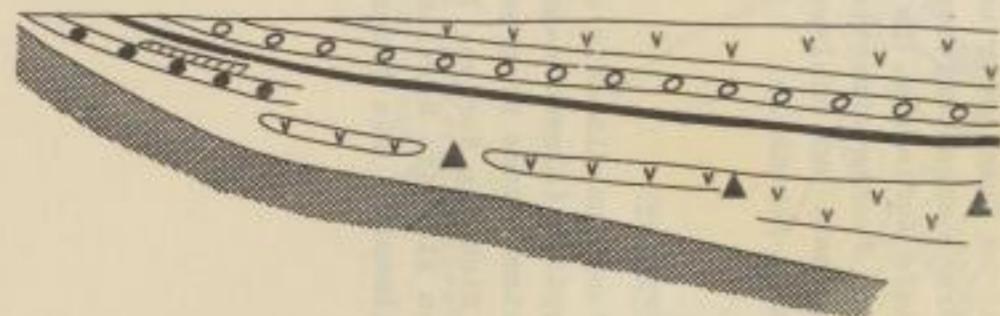
Die starke Verbreitung von Almandin und Hornblende ist für die gesamte jüngere Baustufe typisch (Almandin-Amphibolitfazies). Doch ist am Seimberg die Regionalmetamorphose progressiv in Richtung Trusetal, bei Ruhla regressiv in Richtung Norden. In den tonigen Partien der Seimbergserie überlappen sich die Bereiche der drei Subfazies (mit Stauroolith, Disthen, Sillimanit). Die Progression in Richtung Trusetal ist

Brotteröder Serie

beckennahe Fazies

W

E

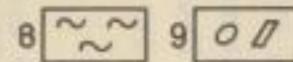
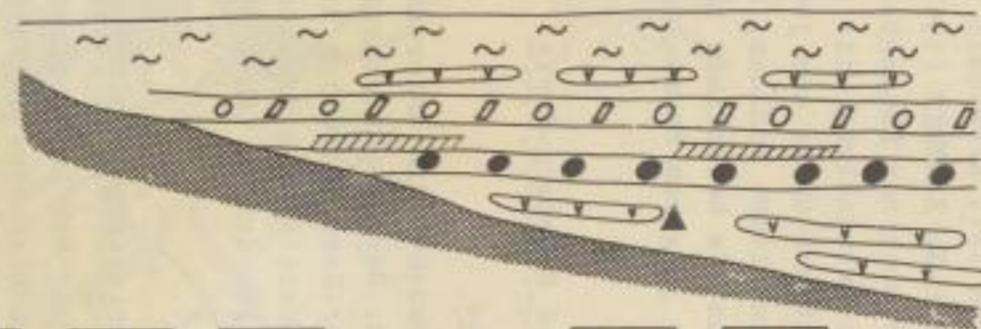


Seimberg Serie

schwellennahe Fazies

W

E



- 110 -

Abb. 4. Lithofazielle Deutung und stratigraphische Koordination der Brotteröder und Seimberg Serie

- 1 - Graphitquarzit; 2 - Granatbiotitgneis; 3 - moldanubische Baustufe; 4 - Quarzit;
- 5 - Granatfels; 6 - Metabasit; 7 - Marmor; 8 - poikiloblastischer Granatgneis;
- 9 - Granat-Staurolithgneis

aber erkennbar und mündet im anatektischen Bereich. Diese Anatexite strahlen nun ihrerseits eine zonare Kontaktmetamorphose aus (siehe dort), deren zeitlicher Hiatus zur Regionalmetamorphose durch Verdrängungsgefüge (z. B. Andalusit verdrängt Staurolith) belegbar ist. Die jüngste Sillimanitgeneration ist jedenfalls auf diese Thermaleinwirkung zurückzuführen.

Daß aber die aufsteigende Regionalmetamorphose schon von der Kontaktmetamorphose überlagert oder gesteuert wird, ergibt sich aus der späten Sprossung von Granat, Staurolith, Disthen, welche die Kleinfältelung der Glimmer überdauert (präkristalline Deformation).

Auf der Ruhlaer Seite weisen rotierte Granate und zerscherte Staurolithe (NEUMANN 1957) auf para- bis postkristalline Deformation hin. In der Brotteröder Serie wird eine primäre Sillimanit-Almandinsubfazies von der späteren Kontaktmetamorphose (siehe dort) überlagert, die vom Granit des oberen Lauchagrundes ausgeht.

c) Ruhlaer Serie

c. 1) Stratigraphie

Abb. 5 gibt eine Übersicht der Leithorizonte. Diese Serie läßt sich in einen unteren Teil mit Phyllit-Diabas (Kambrium), einen mittleren mit dem Vogelheidequarzit (Tremadoc) und einen oberen (Phycodenschichten) mit den Thaler Gneisen gliedern.

Die Phyllite gelten als ehemalige Pelite (küstenferne Fazies) mit Kohlenstoffgehalt (blaugraue Tönung). Eingelagert sind als vulkanische Assoziation basische Diabase und Schalsteine, aber auch saure Gesteine (Erbstromgneise). Die Thaler Gneise sind nur im hangenden Teil intrudiert, in dem Amphibolite zurücktreten. Eine leukokrate Randzone mit Graphophyrgefüge ist im unteren Vorkommen Schlauchental - Kleiner Arns-Berg entwickelt und gestattet eine Unterscheidung vom oberen Silbergrund-Vorkommen.

Eventuell kann man einen 1 km breiten Streifen entlang der Westgrenze des Ruhlaer Granites von der Vogelheide nach Süden im Sinne einer Schwellenfazies auffassen, da hier Phyllite und Thaler Gneise auskeilen (s. Abb. 11). Da die küstenfernen Pelite mit der vulkanischen Assoziation nur westlich des alten Sockels vorkommen und sich ihm nicht auflagern, wird eine tiefreichende 20° streichende Grenzstörung angenommen, die sich der Ruhlaer Granit bei seiner Intrusion mit großer Weglänge als Intrusionskammer ausgebaut hat.

R u h l a e r S e r i e

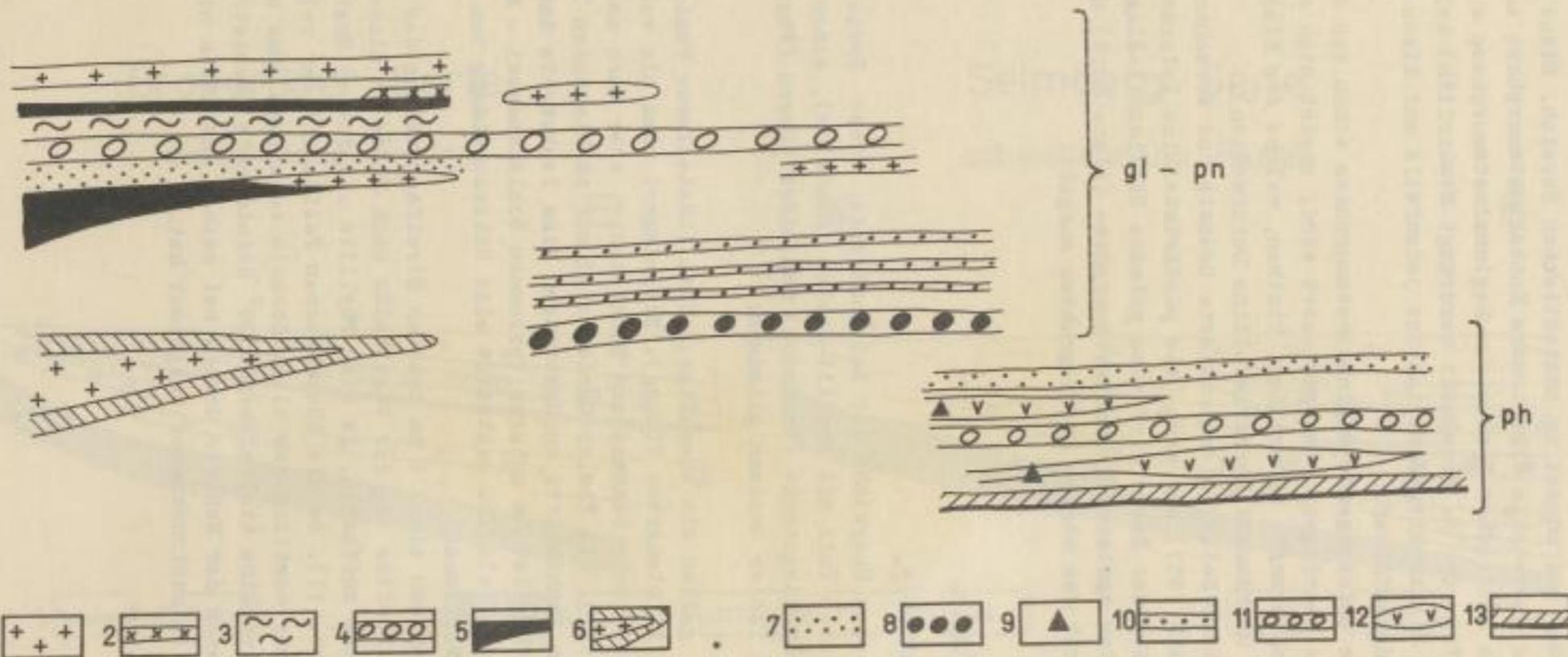
SW - Beckenfazies

S - Schwellenfazies

N - Beckenfazies

S

N



- 112 -

Abb. 5. Stratigraphische Gliederung der Ruhlaer Serie

- 1 - Thaler Gneis (Silbergrund); 2 - Magnetitgneis; 3 - Quarzitbänderschiefer; 4 - Granatglimmerschiefer; 5 - Phyllit; 6 - Thaler Gneis mit leukokrater Randzone; 7 - Quarzitische Glimmerschiefer; 8 - Vogelheidequarzit; 9 - Marmor; 10 - Glimmerschieferquarzit; 11 - Granatphyllit; 12 - Diabas-Schalsteinkomplex; 13 - Erbstromgneis mit Turmalinfels
 gl - Glimmerschiefer; pn - Paragneis; ph - Phyllit

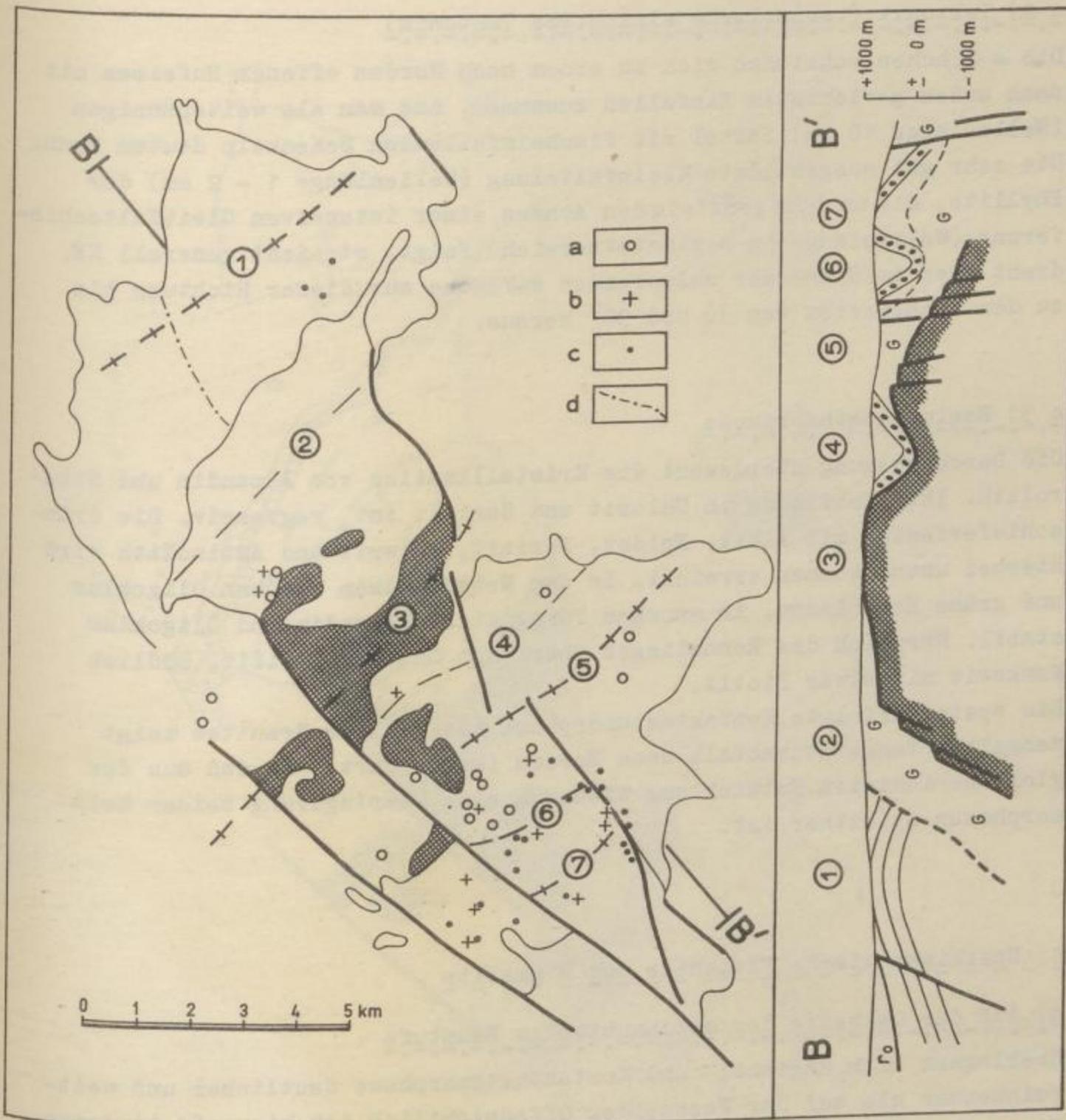


Abb. 6. Alpinotype variszische Verfaltung und Regionalmetamorphose

- ① - Gömigensteinsattel; ② - Gerbersteinmulde; ③ - Sattel der moldanubischen Baustufe; ④ - Gehegemulde; ⑤ - Inselwassersattel; ⑥ - Mommelsteinmulde; ⑦ - Fuchssteinsattel
 a - Sillimanit; b - Disthen; c - Staurolith, d - ungefähre Grenze zwischen Serizit-Chlorit im Norden und Muskowit-Biotit im Süden

c. 2) Tektonik (variszische alpinotype Tektonik)

Die s-Flächen schließen sich zu einem nach Norden offenem Hufeisen mit nach außen gerichtetem Einfallen zusammen, das man als weitspannigen (Wellenlänge 10 km) Sattel mit flacheinfallenden Schenkeln deuten kann. Die sehr gut ausgebildete Kleinfältelung (Wellenlänge 1 - 2 mm) der Phyllite, die am Gömigensteinden Achsen einer intensiven Gleitfaltschieferung (Wellenlänge im Dezimeterbereich) folgt, streicht generell NE, dreht aber im Sinne der umlaufenden s-Fläche aus dieser Richtung bis zu den Grenzwerten von 30 und 90° heraus.

c. 3) Regionalmetamorphose

Die Durchbewegung überdauert die Kristallisation von Almandin und Staurolith. Ihre Umbildung in Chlorit und Serizit ist regressiv. Die Grünschieferfazies mit Albit, Epidot, Serizit, Chlorit und Aktinolith wird hierbei unvollkommen erreicht. In den Metadiabasen bleiben Oligoklas und grüne Hornblende, in manchen Paragneisen Almandin und Oligoklas stabil. Nördlich des Rennstieges überwiegt Chlorit-Serizit, südlich Muskowit mit etwas Biotit.

Die später erfolgte Kontaktmetamorphose des Ruhlaer Granites zeigt denselben Temperaturabfall nach Norden (siehe dort), so daß aus der gleichgerichteten Entwicklung wiederum eine Überlagerung beider Metamorphosen ableitbar ist.

4. Spätkinematische Plutonite und Migmatite

a) Auf der Ostseite der moldanubischen Baustufe

überlagern sich Regional- und Kontaktmetamorphose deutlicher und weitreichender als auf der Westseite. Offensichtlich ist hier ein tieferes Niveau mit Plutonitbildung in statu nascendi angeschnitten, in dem das Zeitintervall zwischen beiden Metamorphosen gering ist. Stratigraphische Horizonte des Rahmens sind auch jenseits der Aufschmelzungsgrenze weiterzuverfolgen (Klaffendes Wasser, Hübelsberg). Diese Beobachtung dient als Kriterium für anatektische Entstehung und für Verharren der Schmelzmasse in situ. An anderen Orten ist ein geringer Aufstieg (unteres Trusetal) oder eine Aufdomung inmitten des Inselwassersattels (Diorit von Brotterode) erfolgt. Die Anatexite liegen flach auf der moldanubischen Baustufe (Eichigt, Lauden- und Hübels-Berg) und

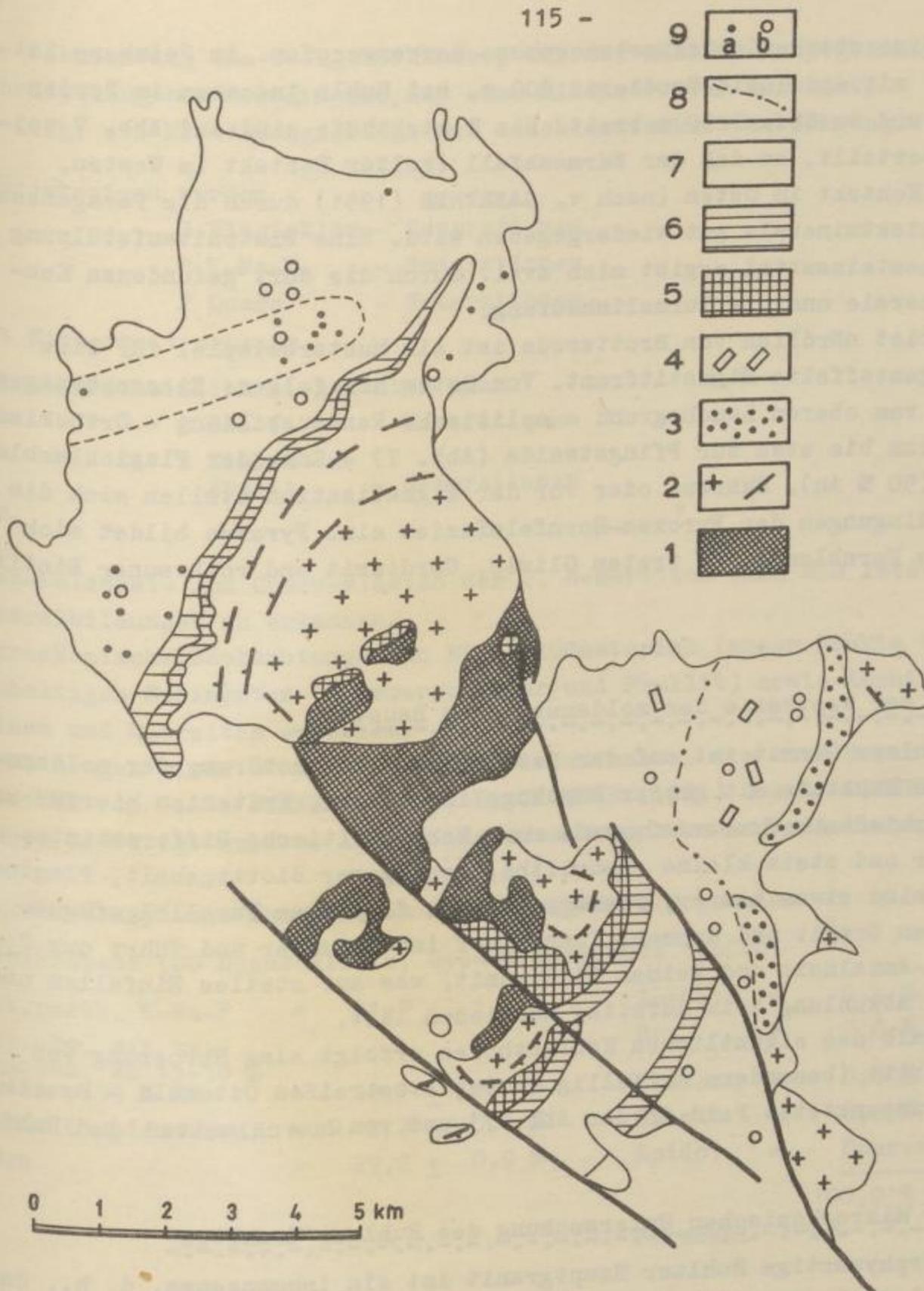


Abb. 7. Kontaktmetamorphose um variszische Plutonite

1 - moldanubische Baustufe; 2 - variszischer Plutonit mit flächigem Parallelgefüge; 3 - leukokrate Randausbildung; 4 - Pyroxen-Hornfelsfazies; 5 - Sillimanit-Cordierit; 6 - Cordierit-Andalusit; 7 - Andalusit; 8 - Westgrenze der Orthoklasinjektionen; 9 - postdeformative Sprossung von a - Biotit, b - Chlorit

haben eine starke Kontaktmetamorphose hervorgerufen. Am Seimberg ist der Hof mit Andalusit-Cordierit 800 m, bei Ruhla indessen im Norden nur 50 und im Süden 250 m breit. Die Kontakthöfe sind auf Abb. 7 weiter unterteilt, so daß der Wärmeabfall (kalter Kontakt im Westen, heißer Kontakt im Osten (nach v. GAERTNER (1951) durch die Paragenesen der Kontaktminerale gut wiedergegeben wird. Eine Plutonitaufstülpung im Fuchssteinsattel ergibt sich evtl. durch die dort gefundenen Kontaktminerale und die Turmalinhäufung.

Das Gebiet nördlich von Brotterode ist ein Musterbeispiel für eine gut gestaffelte Migmatitfront. Von Osten her folgen: Riesenkörniger Granit vom oberen Lauchagrund - aplitische Randausbildung - Orthoklasinjektion bis etwa zur Pflingstweide (Abb. 7) - Zone der Plagioklasblastese (50 % An). Während oder vor der Migmatisation stellen sich die ptx-Bedingungen der Pyroxen-Hornfelsfazies ein. Pyroxen bildet sich neu aus Hornblende. Es treten Olivin, Cordierit und rotbrauner Biotit auf.

b) Auf der Westseite der moldanubischen Baustufe

Der Ruhlaer Granit ist auf der westlichen Flankenstörung der moldanubischen Baustufe mit großer Weglänge intrudiert. Kriterien hierfür und Unterschiede zum Trusentalgranit sind: Mehr aplitische Differentiate, weniger und stets kleine Xenolithe, geringerer Biotitgehalt, Plagioklasse sind etwas saurer, Disharmonie des flächigen Parallelgefüges zwischen Granit und Rahmen, Kontakthof ist schmaler und führt nur Cordierit-Andalusit und keinen Sillimanit, was auf steiles Einfallen und starke Abkühlung beim Aufstieg schließen läßt.

Außerhalb des eigentlichen Kontakthofes erfolgt eine Sprossung von Querbiotit (besonders auffällig im Gebietsstreifen Ottowald - Breitenberg, umpunktetes Feld in der Abb. 7) und von Querchloriten bei Ruhla.

c) Zur mikroskopischen Untersuchung des Ruhlaer Granites

Der porphyrtartige Ruhlaer Hauptgranit ist ein inhomogenes, d. h., durch Einschlußmaterial verschiedenster Art verunreinigtes Gestein.

Auch in den megaskopisch einheitlich erscheinenden Gesteinspartien sind bei Dünnschliffuntersuchungen die Relikte ehemaliger Altbestände noch zu erkennen (Plagioklasse, Apatite, Zirkone).

Die qualitativen Dünnschliffuntersuchungen ergaben in Verbindung mit

der Betrachtung des Gefügeverbandes, daß der Ruhlaer Hauptgranit ein hybridpalingendes Gestein ist, das eine Mischstruktur aufweist. Es liegt ein Erstarrungsgefüge mit endoblastischer Überprägung vor.

Mikroskopisch wurden

- 3 Plagioklas - Generationen
- 2 K-Na-F - Generationen
- 2 Quarz - Generationen

mit Sicherheit erkannt.

Sehr wahrscheinlich liegen aber auch

- 2 Biotit - Generationen
- 2 Zirkon- u. Apatit - Generationen

vor.

K-Na-Feldspat- und Quarz-Blasten der 2. Generation sind als letzte Mineralbildungen zu erkennen.

Mikroskopische Beobachtungen an Einschlußmaterial lassen Edukte von tonhaltigen Sedimenten (Glimmerschiefer und Phyllit) sowie Amphiboliten, Kalken und Quarziten erkennen.

Diese Zeugen einer starken Fremdmaterialaufnahme, die auch durch die Arbeiten von C.-D. WERNER (1953), R. ORTMANN (1955) und A. TIMMERMANN (1959) bestätigt wurden, liegen in verschiedensten Assimilationsgraden vor.

Die mikroskopische Integration hatte folgendes Ergebnis:

Modalbestand (80 Dünnschliffe, Gesamtzählpunkte 145040)

Trik.perth. K-Na-F	=	31,2 ± 1,2 %	Apatit	=	0,4 %
Plag.-Zw. mit tw. Zonarbau, An 15-50 % Mittel = 30 % An	=	28,7 ± 0,7 %	Erz	=	2,0 %
Biotit (Lepidomelan)	=	8,2 ± 0,3 %	Zirkon	=	0,1 %
Quarz	=	29,2 ± 0,9 %	Kalzit	=	0,2 %
			Epidot	=	Spuren
					100,0 %
			Farbzahl		10

Nach statistischen Berechnungen liegen die wahren Mittelwerte der 4 Hauptkomponenten einschließlich der in ihnen eingeschlossenen Nebengemengteile mit 68,3 % Wahrscheinlichkeit im angegebenen Fehlerbereich.

Deutung

Ein migmatischer Schmelzbrei intrudierte spättektonisch, sehr wahrscheinlich im Anschluß an die Hauptphase der variszischen Orogenese, d. h., vermutlich zwischen der Wende Visé - Namur und oberes Westfal - Stephan in unausgereiftem Zustand diskordant in einen alten Bau altpaläozoischer Schichten.

Teilweise bildeten sich Aplitsäume und Hornfelskontakterscheinungen aus.

Durch die unmittelbare geologische Nachbarschaft des Granits mit den Migmatiten des Brotteröder Raumes lassen sich genetische Rückschlüsse auf den Bildungsgang des Gesteins ziehen.

Ehemalige Gesteinskomplexe der jüngeren Baustufe von toniger bis amphibolischer Zusammensetzung (Glimmerschiefer, Quarzite, Kalke und Amphibolite), wie sie heute noch im benachbarten Seimbergkomplex erhalten sind und deren Äquivalente nach W. KOCH (1940) im Brotteröder Gebiet als Migmatite vorliegen, wurden in der Tiefe diatektisch mobilisiert und bildeten eine hybridpalingene Schmelze, die spätvariszisch zur Intrusion kam. Bei der Erstarrung bildete sich ein granitoides Gefüge heraus, das durch eine Kali- und Quarzzufuhr endoblastisch überprägt wurde (Migmagranit).

Der Schmelzherd wird im Kern des Kristallins in nicht allzu großer Tiefe angenommen.

d) Zur Petrographie der posttektonischen Palingenite

Grundlage sind 22 Vollanalysen der Granite (Ruhla 13, Lauchgrund 4, Trusetal 5) und 8 des Brotteröder Diorits. Einzelheiten siehe C.-D. WERNER, Wiss. Z. Univ. Halle, Math.-Nat. XIII (1964) (in Druck). Infolge Kristallisation vor anatektischer Homogenisierung, uneinheitlicher K-Na-F-Blastese und unterschiedlichen Ausgangsmaterials ist die Variation recht erheblich: Abb. 8. Die durch mikroskopische (LAMPRECHT) und schwermineralanalytischen (ORTMANN und TIMMERMANN) Untersuchungen gewonnene Ansicht einer anatektischen bzw. palingenen Herkunft wird petrochemisch gestützt und steht mit dem Geländebefund im Einklang.

Abb. 9 zeigt die gute Korrelation zwischen Zirkonuntersuchung und petrochem. Daten (Gew.-% Zirkon und Verhältnis Apatit/Zirkon \pm parallel Norm-Biotit, reziprok zu SiO_2 , si, Norm-Quarz). Länge/Breite der Zirkone, \emptyset : Diorit 1,4, Trusetalgranit 1,5, Gneismetablastite 1,5, Ruhlaer Granit 2,1.

In der Alkaliverteilung kommt die - zwar prinzipiell ähnliche - genetische Entwicklung im Abhängigkeit von Ausgangsmaterial und unterschiedlichem anatektischem Reifegrad am deutlichsten zum Ausdruck (Abb. 10). Der intrusive Ruhlaer Granit ist am weitesten im palingenmagmatischen Reifestadium fortgeschritten, gefolgt vom Granit des oberen Lauchgrundes. Beide haben aplitische Differentiate entwickelt, der Ruhlaer Granit auch eine embryonale Vererzung. Der deutlich aoritische Trusentalgranit befindet sich im wesentlichen noch am Ort seiner Anatexis; in dem großen Variationsfeld spiegelt sich der fließende Übergang zu metablastischen Parabiolitigoklasgneisen wieder. Die Dominanz amphibolitogenen Paläosoms bedingt die auffällige Lücke zum Diorit-Diatexit von Brotterode, obwohl lokal Übergänge zum Trusentalgranit vorkommen.

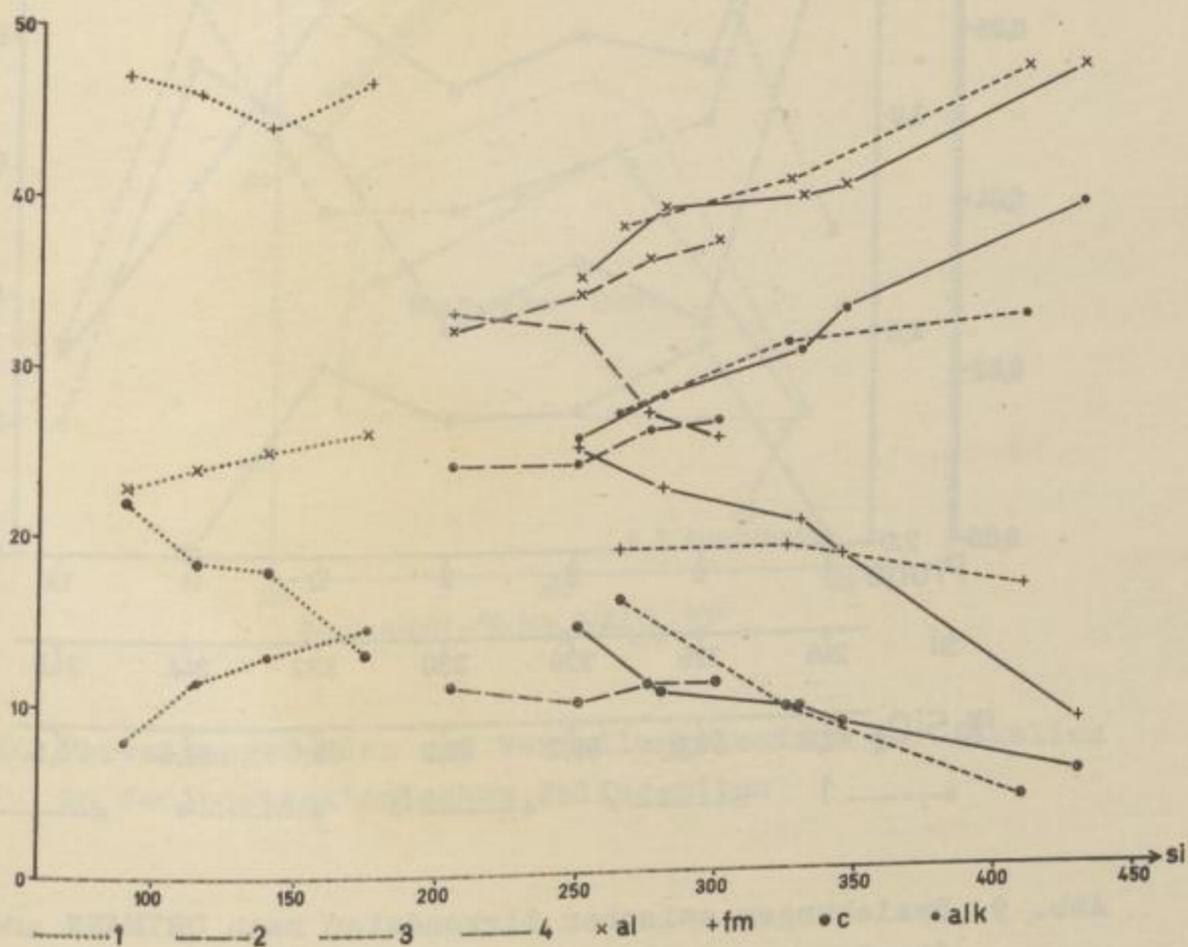


Abb. 8. Variationsdiagramm der posttektonischen Palingenite
 1 - Diorit-Diatexit von Brotterode; 2 - Trusentalgranit;
 3 - Lauchgrund-Granit; 4 - Ruhlaer Granit

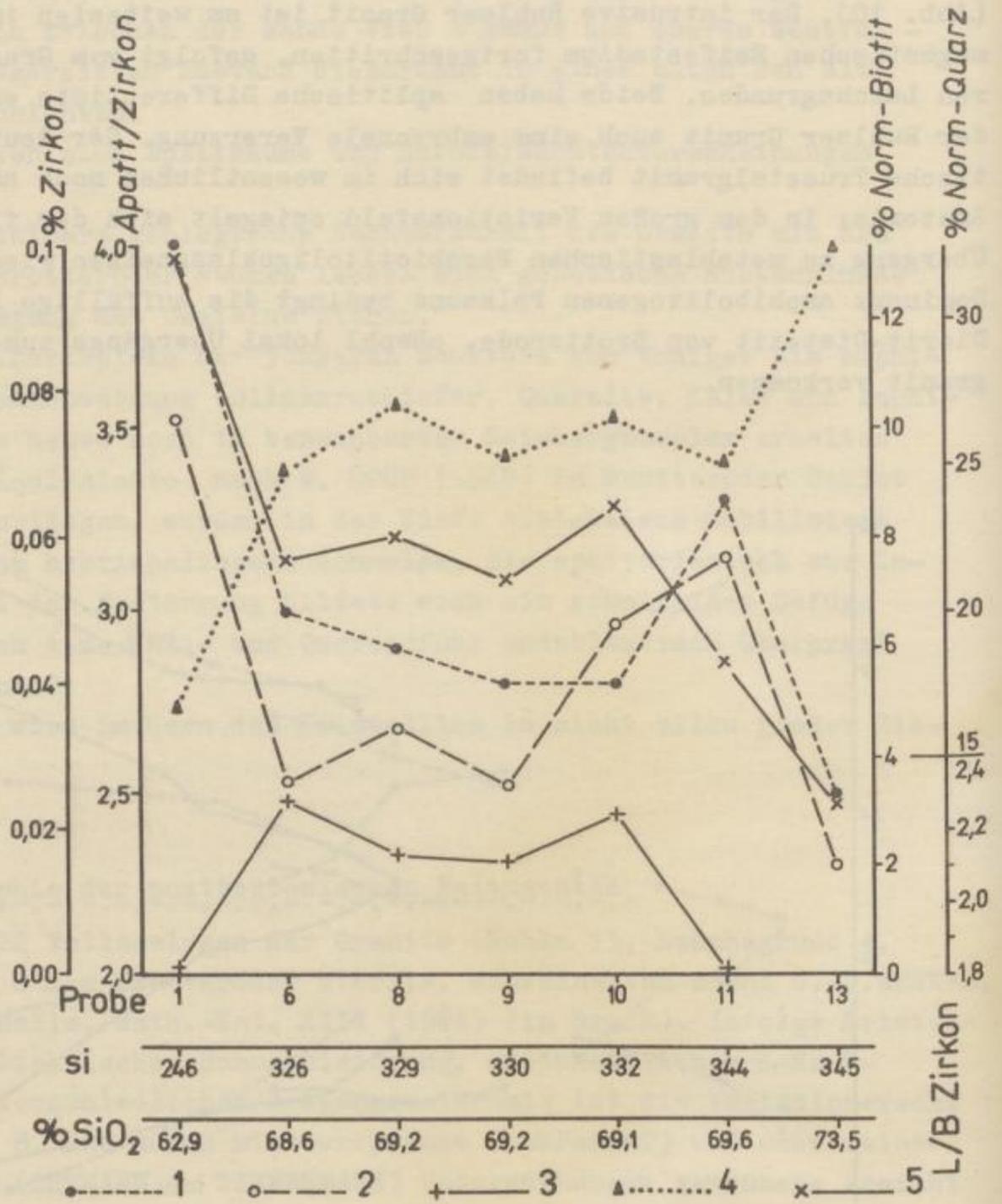


Abb. 9. Beziehungen zwischen Zirkondaten nach ORTMANN und dem Chemismus des Ruhlaer Granits
 1 - % Zirkon; 2 - Apatit/Zirkon; 3 - L/B Zirkon;
 4 - % Norm-Quarz; 5 - % Norm-Biotit

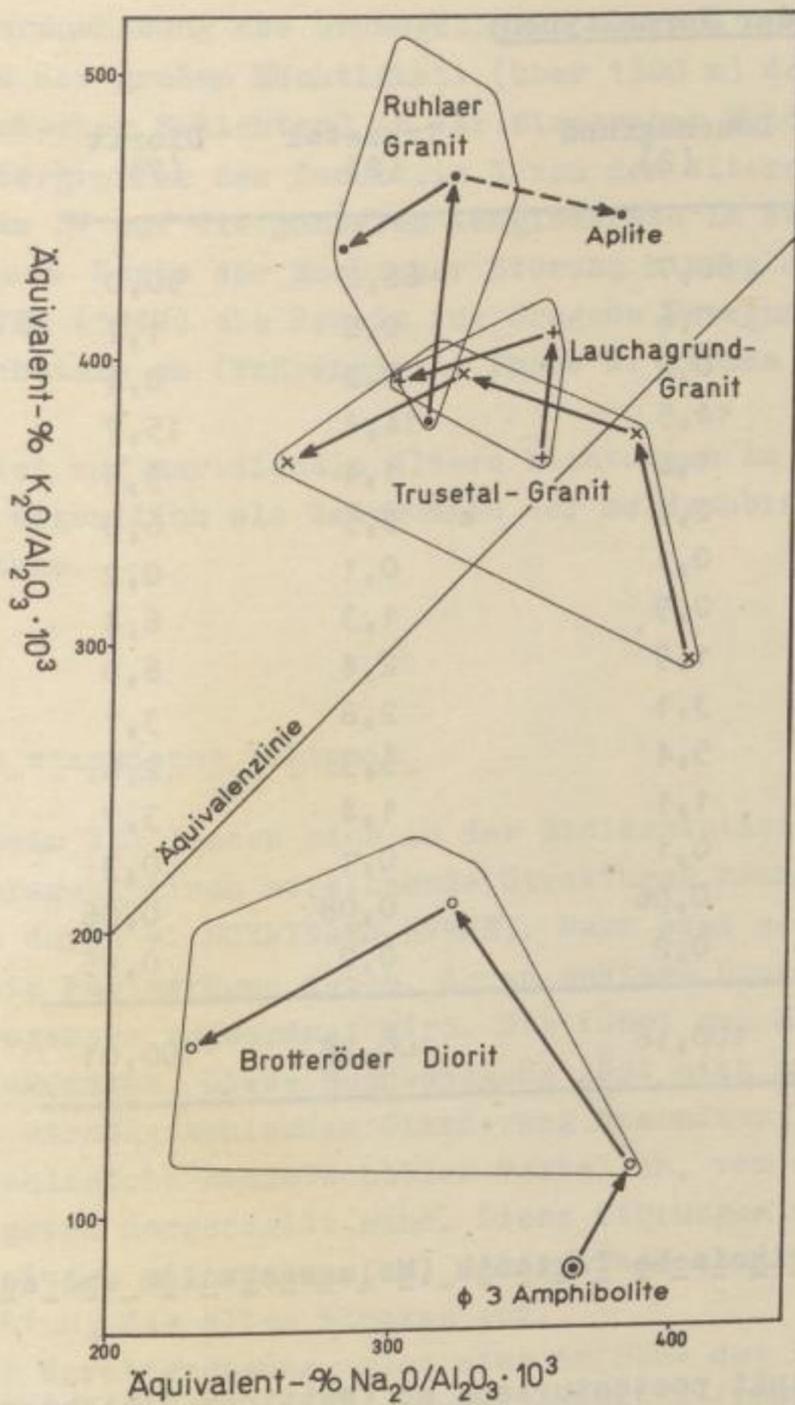


Abb. 10. Verteilungsfelder und Verteilungstendenz der Alkalien in den posttektonischen Paläingeniten

Durchschnittswerte der Normaltypen:

	Ruhla (5)	Lauchagrund (2)	Trusetal (2)	Diorit (7)
SiO ₂	69,0	68,7	66,2	50,0
TiO ₂	0,6	0,6	0,8	1,7
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,3	0,4
Al ₂ O ₃	14,0	14,5	14,4	15,7
Fe ₂ O ₃	1,1	1,2	1,4	3,4
FeO	2,4	2,1	3,5	6,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	0,9	0,9	1,3	6,4
CaO	1,9	1,9	2,4	6,0
Na ₂ O	2,7	3,1	2,8	3,1
K ₂ O	5,9	5,4	5,3	2,6
H ₂ O ⁺	1,1	1,1	1,4	3,7
H ₂ O ⁻	0,1	0,1	0,1	0,3
F	0,06	0,06	0,08	0,06
CO ₂	0,2	0,2	0,2	0,45
	100,26	100,16	100,28	100,01

5. Ausklingende variszische Tektonik (Molassestadium und subsequenter Vulkanismus)

Das Grundgebirge sinkt postasturisch ab (Wettiner Schichten der Öhrenkammer sind sandig-tonig mit Kohlenflözen). Kristalline Gerölle in den Gehrener, Goldlauterer und später in den Tambacher Schichten zeigen eine erneute Hochbewegung an, welche die saalische Phase ankündet. Die nunmehr auch versteifte jüngere Baustufe zerbricht längs 60 - 110° streichender Spalten, in welche unterrotliegende Vulkanite eindringen. Dieser Vulkanismus steht im subsequenter Zusammenhang mit den Plutoniten und Migmatiten der jüngeren Baustufe (basische Gänge in Dioritnähe, saure in Granitnähe, was schon J.L. HEIM (1798) aufgefallen ist. Die Gänge dringen nur randlich (Rennweggneis) in die moldanubische Baustufe ein und sind östlich von ihr weitaus häufiger als westlich.

Eine starke Heraushebung des Grundgebirges während des Oberrotliegenden resultiert aus der großen Mächtigkeit (über 1300 m) der detraktiven Sedimente (Tambacher Schichten) in der Eisenacher Mulde. Das erosionsdiskordante Übergreifen des Zechstein I von den älteren Konglomeraten dieser Mulde im SW auf die jüngeren Konglomerate im NW und über die bereits vorhandene Narbe der Mosbacher Störung hinweg auf Grundgebirge führt G. RICHTER (1942) als Beweis für orogene Bewegungen an der Grenze Rotliegend/Zechstein an (Thüringische Phase H. WEBERS).

G. RICHTER weist auf meridionale ältere Richtungen im Grundgebirge hin, die wir jetzt eigentlich als Belebungen der moldanubischen ac-Richtung betrachten können.

6. Germanotype_saxonische_Tektonik

Bis zum Zechstein III lassen sich in der Sedimentation des Thüringer Beckens noch erzgebirgisch streichende Strukturen nachweisen (freundl. mündl. Hinweis durch v. HOYNINGEN-HUENE). Dann erst setzen sich herzynisch gerichtete Faziesräume durch, deren spätere Bruchfaltung der saxonischen Orogenese zugeordnet wird. Sie führt zur Heraushebung des Thüringer-Wald-Horstes. Diese Hochbewegung läßt sich auf Grund der durchgeführten stratigraphischen Gliederung besonders in der jüngeren Baustufe auf zahlreiche Einzelschollen verteilen, von denen in Abb. 11 nur die wichtigsten dargestellt sind. Diese Störungen umfahren die moldanubische Baustufe, sie spalten bei Seligenthal und Mosbach spitzwinklig in Richtung des alten Blockes auf.

Jenseits seiner Nordbegrenzung, also etwa in Höhe des Rennstieges, wird die jüngere Baustufe in Form einer Schollentreppe (Profil A der Abb. 11) zum Thüringer Becken abgesenkt. Auf dem alten Sockel und südlich von ihm sind die saxonischen Verstellungen durch Rumpftreppen der präpermischen Landoberfläche (Lauden- und Vorderberg) markiert.

Die freigelegte Spessart-Unterharzschwelle ist durch Auflager von Zechstein auf Grundgebirge mit Ausbildung von Riffdolomit gekennzeichnet. Trotz der saxonischen Absenkung des südlichen Vorlandes sind dort im Dorngehege und am Katzenstein die tiefsten Bereiche des Grundgebirges angeschnitten. Hier hat sich die Heraushebung während der älteren Orogenesen am stärksten summiert.

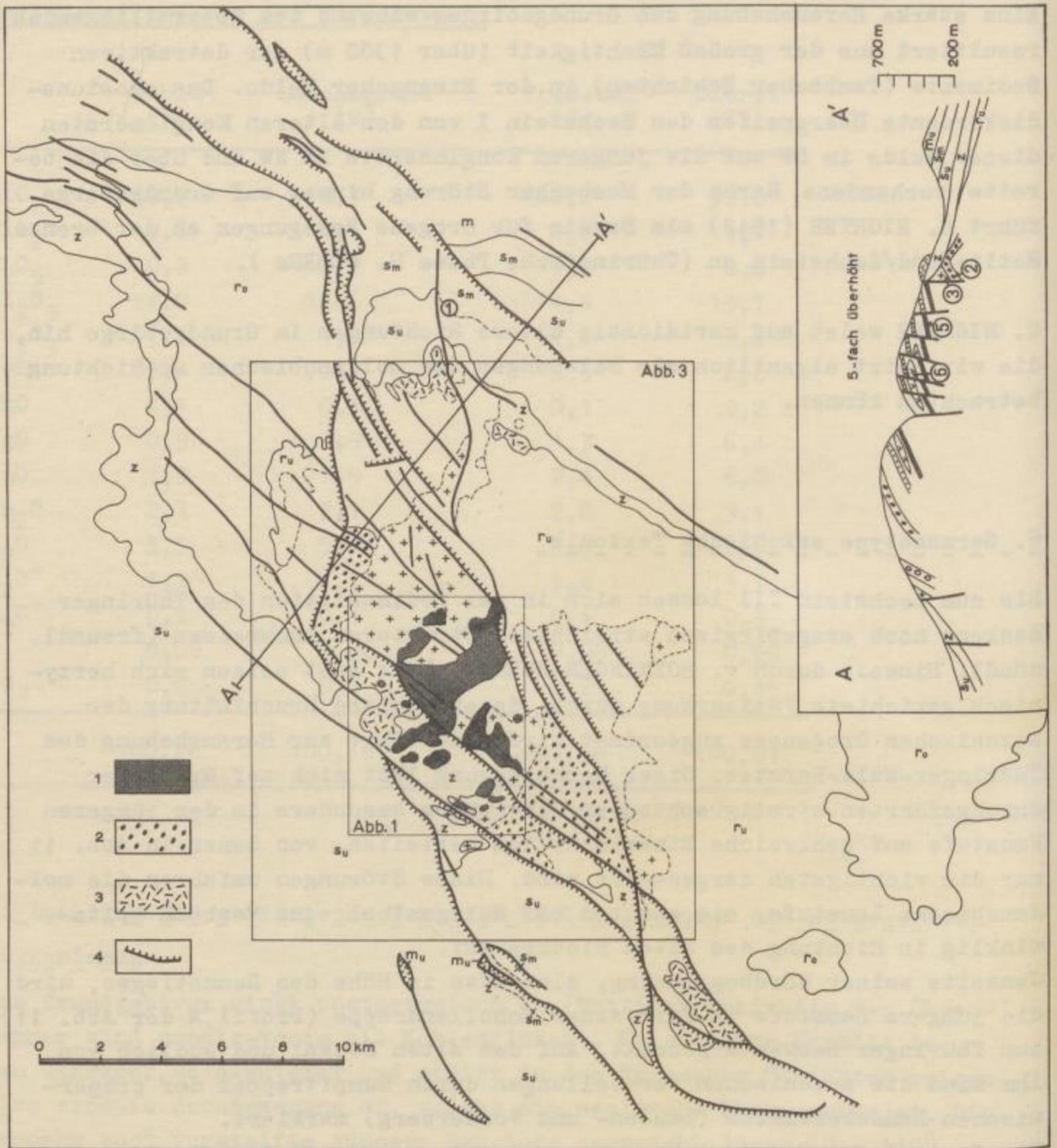


Abb. 11. Das nordwestliche Ende des Thüringer Waldes und der Verlauf der saxonischen Störungen. Profillegende wie in Abb. 5
 1 - moldanubische Baustufe; 2 - Schwellenfazies der jüngeren Baustufe; 3 - Schwellenfazies (Bryozoenriffe) der Zechsteintransgression; 4 - Störungen. Querstriche zeigen die abgesunkene Scholle an

7. Geophysik

a) Gravimetrie (Abb. 12)

Nach G. SIEMENS (1953) quert eine negative Schwereachse den Thüringer Wald mit 30° -Streichen in Höhe des riesenkörnigen Ruhlaer Granites, dem sie gewöhnlich zugeordnet wird. Die sich nach Süden öffnenden Kurven mit dem quergestellten Minimum SE Bad Salzungen lassen aber außerdem eine Ableitung von den leukokraten Partien der moldanubischen Baustufe zu, die ja im Süden am stärksten herausgehoben ist.

b) Magnetik

Im Jahre 1960 führte der VEB Geophysik eine magnetische Regionalvermessung des nordwestlichen Thüringer Waldes durch. Als Ergebnis dieser Messungen wurde im Gebiet des Diorites von Brotterode eine starke magnetische Anomalie (max. Störwerte über 1000) aufgefunden. Als Ursache muß der Diorit angesehen werden (Magnetit aus der Umwandlung von Hornblende in Biotit). Das Hauptstreichen der Anomalie ist erzgebirgisch. Im Zentrum des magnetischen Störungfeldes tritt aber deutlich die herzynische Streichrichtung, entsprechend der saxonischen Tektonik des nordwestlichen Thüringer Waldes, hervor. Im wesentlichen stimmt die Begrenzung der Anomalie mit der Verbreitung des Diorites überein. Das nordwestlich des positiven Störfeldes gelegene kräftige magnetische Minimum unter -100) ist als induktiv anzusehen. Der Ruhlaer Granit zeichnet sich im magnetischen Bild nicht ab.

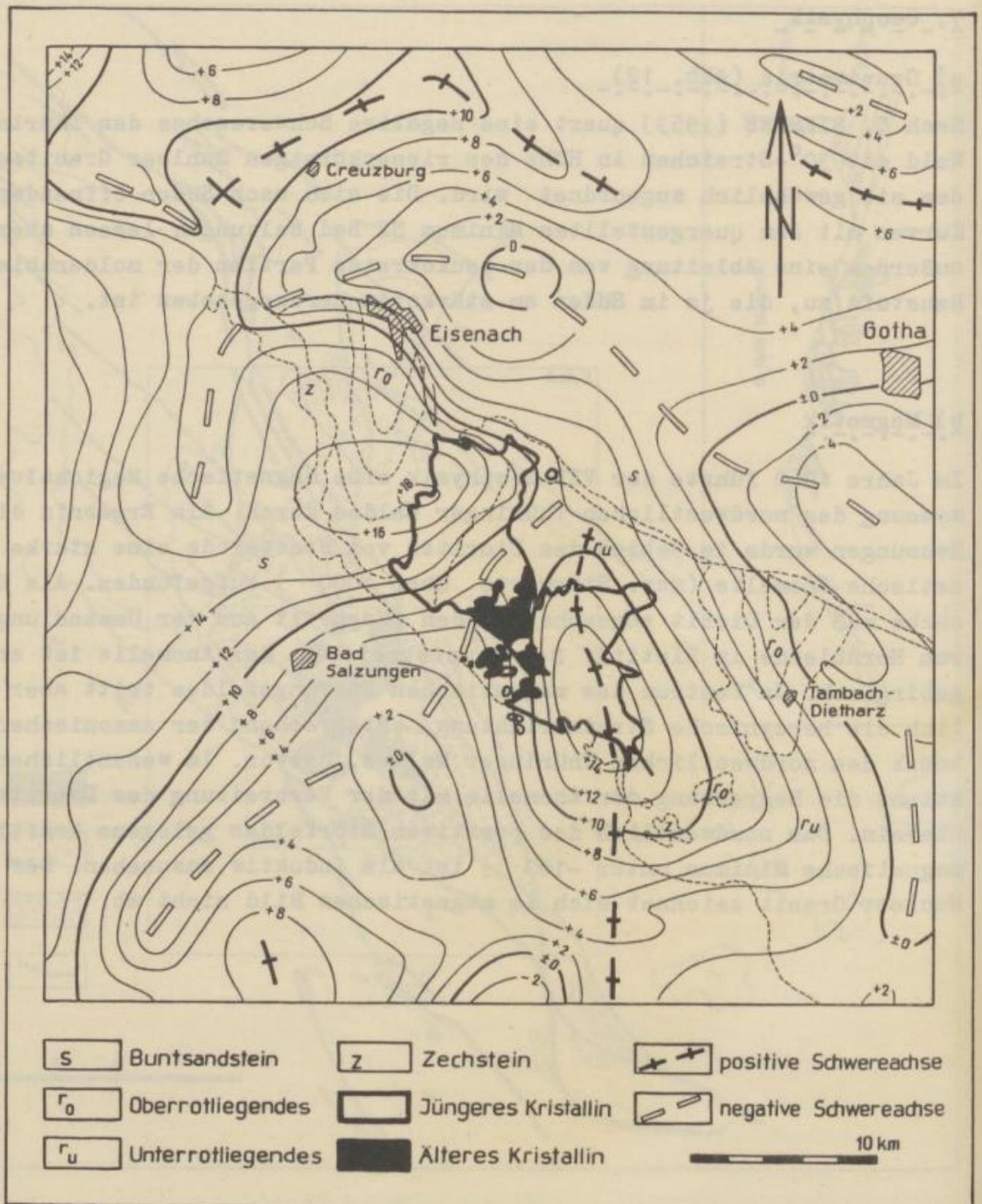


Abb. 12. Ausschnitt aus der gravimetrischen Karte (Originalmaßstab 1 : 200 000) von G. SIEMENS (1953). Die Umgrenzung der moldanubischen Baustufe hat Verf. vorgenommen

B. Beschreibung der Einzelaufschlüsse

Am ersten Exkursionstag können die einfachen metamorphen Verhältnisse am Aufschluß studiert werden. Am zweiten Tag werden komplizierte metamorphe Verhältnisse an der Untergrenze der variszischen Geosynklinale gezeigt werden: Polymetamorphose und Anatexis.

Erster Tag

① 1 km südlich Wutha

Saxonische Tektonik des Großen Hörselberges (mu), des Mosbacher Grabens und des Grundgebirges bei Ruhla.

② SE-Rand der Struth

Quarzit mit hangendem Graphitquarzit (Goldisthaler Schichten), Störungsbrekzien und Kreuzung zweier Störungssysteme. (Entfällt bei Zeitmangel.)

③ Thal, Ortsausgang nach Seebach

Grobkörniger flaseriger Albitgranitgneis mit leukokrater plattiger Randvarietät aus dem oberen Teil der Ruhlaer Serie. Er und der oben angeführte Quarzit verbreiten sich auf der Randstörung durch tektonische Selektion.

④ Thal, Ortsteil Mönchsfeld

Thal-Heiligensteiner Granitporphyr mit geschwänzten Quarzen und kataklastischen Orthoklasen. (Entfällt bei Zeitmangel.)

⑤ Ruhla, alte Gasanstalt

Feinplattiger Albitgranitgneis (Erbstromgneis) mit liegendem Turmalin-felshorizont. Streicht am Dichterhain bei Ruhla wieder aus und bildet deshalb einen wichtigen Leithorizont.

⑥ Steinbruch am Bahnhof Ruhla oder Gömigenstein

Diabas-Schalsteinkomplexe mit starken Fazies- und Mächtigkeitsänderungen geben dem Thüringer Wald in Höhe Breiten- und Ringberg als Härtinge morphologische Wertigkeit, obwohl sie selbst im saxonischen Störungsfeld liegen. Diese Brüche benutzen spätvariszische Spalten, die durch den Ruhlaer Granit pneumatolytisch und hydrothermal vererzt sind. Auch auf saxonischen Querstörungen (60 - 80° Streichen) sind Absenkungen nach NW, in Richtung Mosbachgraben, erfolgt.

⑦ Glöckner am Rennstieg

Ruhlaer Granit, 750 m vom Kontakt entfernt. N-S-streichendes flächiges Parallelgefüge, das disharmonisch zum Rahmgefüge verläuft. Petrographie und Geochemie des Granites.

⑧ Unteres Thüringer Tal in Höhe Eselsprung

Moldanubische Baustufe unterhalb der Kakiritzone. Kontakt des Katzensteingranites zu Hornblende-Oligoklasgneisen.

⑨ Dorngehege (Fußmarsch)

Dorngehegegneis am locus typicus.

Zweiter Tag
=====

⑩ Mittlerer Beer-Berg an der Fahrstraße Ruhla-Brotterode

Rennweggneis und auflagernde Brotteröder Serie, beide in Grünschieferfazies und winkelkonkordant verschweißt.

⑪ Oberes Thüringer Tal in Höhe Floß-Berg

Flachliegende Kakiritzone zu beiden Seiten des Tales. Faltenachsen unterhalb der Kakiritzone.

⑫ Happeraff

Erosionsdiskordante Lagerung der in situ aufgeschmolzenen Brotteröder Serie auf der moldanubischen Baustufe unterhalb der Kakiritzone. Diese flache Zone setzt sich undeutlich in die jüngere Baustufe fort und grenzt die hangenden Migmatite von den liegenden Anatexiten ab.

⑬ Steinbruch Schmalwasserstein, 1 km SW Brotterode

Saxonische Störungskataklase des Schmalwassersteingneises, der von Diorit überlagert wird.

⑭ Fußmarsch zum Südabfall des Juden-Kopfes und

⑮ zu einer Klippe zwischen Lauden- und Kohl-Berg

wo die jüngere Baustufe winkeldiskordant auf steilgestelltem Schmalwassersteingneis aufliegt. (Entfallen bei Zeitmangel.)

⑯ Trusehang östlich Heßles, Waldabteilung 120

Konkordante Lagerung der jüngeren Baustufe auf Heßles-Gneis und winkeldiskordante Lagerung auf Schmalwassersteingneis. Die jüngere Baustufe wird längs 20° streichender Störungen zum Trusetal abgesenkt und dabei zunehmend anatektisch.

L i t e r a t u r

BEDERKE, E.: Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. - Abh. hess. Landesamt. Bodenforsch. 18, 7 - 19, Wiesbaden 1957.

- GAEDEKE, R.: Autorenreferate der in den Jahren 1953 bis 1959 im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg ausgeführten Diplomarbeiten. - Wiss. Z. Univ. Halle, math.-nat. R. X, 1, 157 - 178, Halle 1961.
- GAERTNER, H.-R. v.: Probleme des Saxothuringikums. - Geol. Jb. 65, Hannover 1951.
- KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. - Min. petr. Mitt. 51, 1 - 101, Leipzig 1940.
- KODYM, O. sen.: Die regionale Metamorphose des böhmischen Massivs. - Freib. Forschungsh. C 102, 14 - 19, Berlin 1961.
- LAMPRECHT, J.: Zur Petrographie des Migmatitgebietes von Ruhla (Thüringer Wald). - Wiss. Z. Univ. Halle, math.-nat. R. IX, 1, 131 - 142, Halle 1960.
- NEUMANN, W.: Gefügeuntersuchungen im Ruhlaer Kristallin. - Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol., Biol. 1956, 5, Berlin 1957.
- Zum Stand der Erforschung des kristallinen Grundgebirges von Ruhla - Brotterode. - DEUBEL-Festschrift, Akad.-Verl., Berlin 1964 (in Druck).
- RICHTER, G.: Das Überleiten von variscischer zu saxonischer Tektonik am nordwestlichen Thüringer Walde. - Geol. Rdsch. 33, 20 - 31, Stuttgart 1942.
- SCHEUMANN, K. H.: Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. - Min. petr. Mitt. 50, 391 - 440, Leipzig 1939.
- SIEMENS, G.: Die Schwerekarte der DDR. - Freib. Forschungsh. C 7, 21 - 29, Berlin 1953.
- WERNER, C.-D.: Beitrag zur Petrogenese des Ruhlaer Kristallins. I. Einführung und Petrochemie unter besonderer Berücksichtigung der Palingenite. - Wiss. Z. Univ. Halle 1964 (in Druck).

Exkursion 6

Südwestthüringen

- Stratigraphie des Buntsandsteins, Tektonik und Auslaugung im Werra-Kaligebiet -

Gesamtleitung: E. GRUMBT, Jena

Teilleitungen: J. ELLENBERG, F. FALK, H. LÜTZNER, Jena

Unter Mitarbeit von: G. HAASE, Merkers (Rhön), W. HOPPE, Jena,
H. KÄSTNER, Jena, L. WÜSTNER, Dorndorf (Rhön)

Exkursionsroute:

1. Tag: Leipzig - Gotha - Gumpelstadt - Witzelroda - Allendorf - Unterrohn - Bad Salzungen - Leimbach - Merkers - Kieselbach - Dorndorf - Frauensee - Eisenach - Gotha
2. Tag: Gotha - Bad Salzungen - Stadtlengsfeld - Dietlas - Weilar-Urnshausen - Roßdorf - Rosa - Brotterode - Leipzig

A. Geologischer Überblick

Im Werra-Kalirevier liegt eine Bruchtektonik vor, die strukturgeologisch nur geringes Ausmaß erreicht, in mehrfacher Hinsicht aber den Kalibergbau beeinflusst (Verletzung des abdichtenden Deckgebirges, Lagerstättengrenzen, Laugengefahr, Aufstiegswege für Basalte). Die große praktische Bedeutung der tektonischen Verhältnisse wird durch ein zur Zeit laufendes Arbeitsprogramm unterstrichen, in dem geologische Kartierung, Tiefbohrungen und verschiedene geophysikalische Verfahren komplex im Einsatz sind.

Paläogeographie, Stratigraphie (J. ELLENBERG, E. GRUMBT, H. LÜTZNER)

Das Werrabecken bildet eine rheinisch bis erzgebirgisch verlaufende Senke zwischen der Hunsrück-Oberharz- und der Ruhla-Spessart-Schwelle (Abb. 1). Nicht nur während des Zechsteins, als in diesem Gebiet

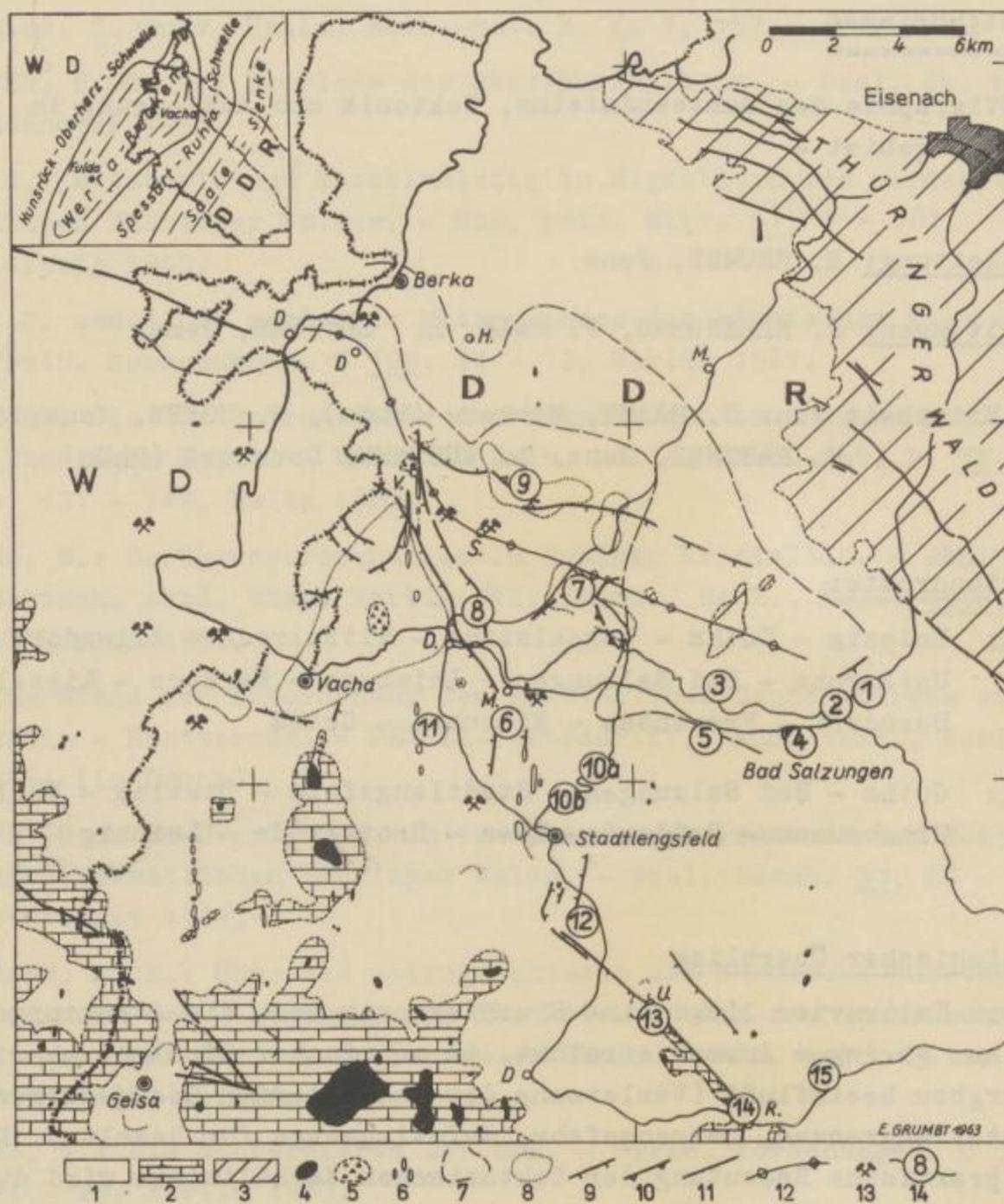


Abb. 1. Geologische Übersichtsskizze des Werra-Kaligebietes

1 - Quartär, Buntsandstein; 2 - Muschelkalk; 3 - Paläozoikum, Kristallin; 4 - Basalt; 5 - Basalttuff, Schlotbrekzie (4 und 5 = über Tage anstehend). 6 - durch Geophysik und Bergbau erfaßte Basaltvorkommen; 7 - Salzhang, -spiegel; 8 - Auslaugungssenken (7 und 8 n. HOPPE, HAASE & OETTEL). 9 - Abschiebung; 10 - Aufschiebung; 11 - Verwerfung unsicheren Charakters; 12 - Sattelachse; 13 - Kalischacht (i. Betr.); 14 - Exkursionspunkt

mächtige saline Serien zur Abscheidung gelangten, sondern zumindest auch noch in der unteren Trias hielt die Absenkung des Beckens an. Daher schwanken Mächtigkeiten und Fazies des Buntsandsteins je nach Lage innerhalb der Senke beträchtlich (Abb. 3).

Der Untere Buntsandstein, vom Beckenrand bis zum Innern von 200 auf 400 m Mächtigkeit ansteigend, besitzt nur fein- bis mittelgrobes Korn (bis 0,5 mm \emptyset). Die klastische Abfolge weist jedoch in größeren Abständen deutliche Farbunterschiede auf, ferner schwankt auch ihr Tongehalt beträchtlich, wodurch eine kartierbare stratigraphische Gliederung ermöglicht wird (Abb. 2).

Auch der Mittlere Buntsandstein erreicht im Beckeninnern fast doppelt so große Mächtigkeiten wie am Rande. Besonders in seinem tieferen Teil ist ein zyklischer Wechsel von grob- bis feinkörnigen und tonigen Horizonten deutlich, so daß auch hier eine lithologisch begründete Gliederung ohne weiteres möglich ist (Abb. 2).

Im Rahmen der Kartierung des Werra-Kaligebietes soll auch eine Neugliederung des Quartärs der Werra und der Auslaugungssenken erreicht werden. Das Pleistozän speziell zwischen Bad Salzungen und Vacha wurde in der Vergangenheit besonders von O. GRUPE (1909, 1926), F. MEINECKE (1913), L. SIEGERT (1921) und W. SOERGEL (1927) bearbeitet. An der Werra sind zu finden:

1. Normalprofile der Terrassenlagen (0 - 21 m rel. H. Niederterrassen, 29 - 56 m Mittelterrassen, um 80 m Oberterrassen und 3 Hochterrassen in 100, 120 und 145 m rel. H.) sowie
2. gestörte Terrassenprofile, bedingt durch die Auslaugung (Profile mit abgesunkenen Schotterkörpern, z. B. Kieselbach).

Alle Terrassen sind bisher fossilleer, eine Parallelisierung der abgesunkenen Terrassen mit denen in ursprünglicher Lage soll auf sedimentpetrographischem Wege erfolgen. Neben diesen Ablagerungen werden alle anderen quartären Bildungen wie Löss, Lehm und Schutt bearbeitet.

Tektonik

Auf Grund der detaillierten Stratigraphie des Buntsandsteins konnten erstmalig - zunächst im zentralen Teil des Werragebietes - eine beachtliche Zahl von kleineren und größeren Verwerfungen bis zu 100 m Sprung-

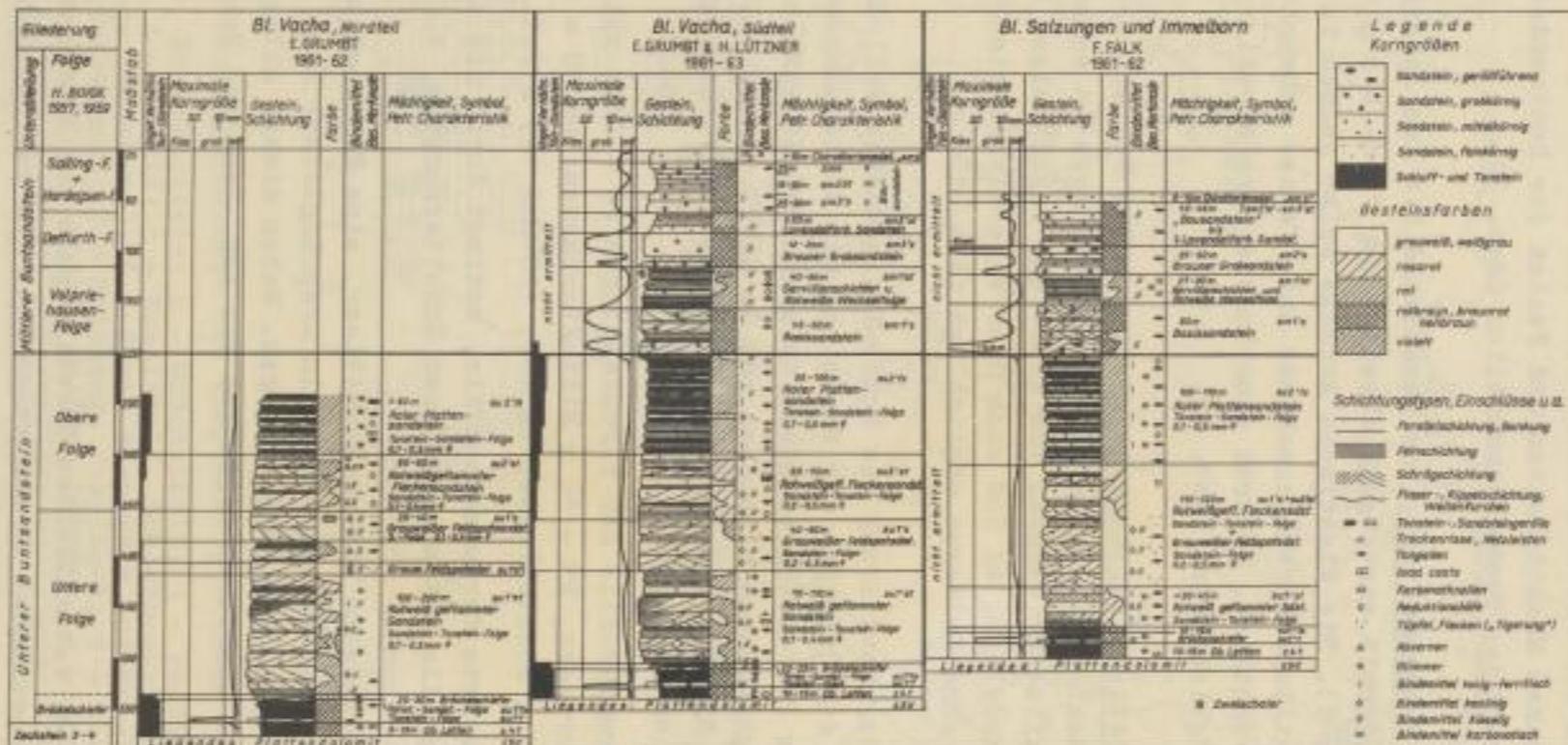


Abb. 2. Normalprofile des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Werrabeckens

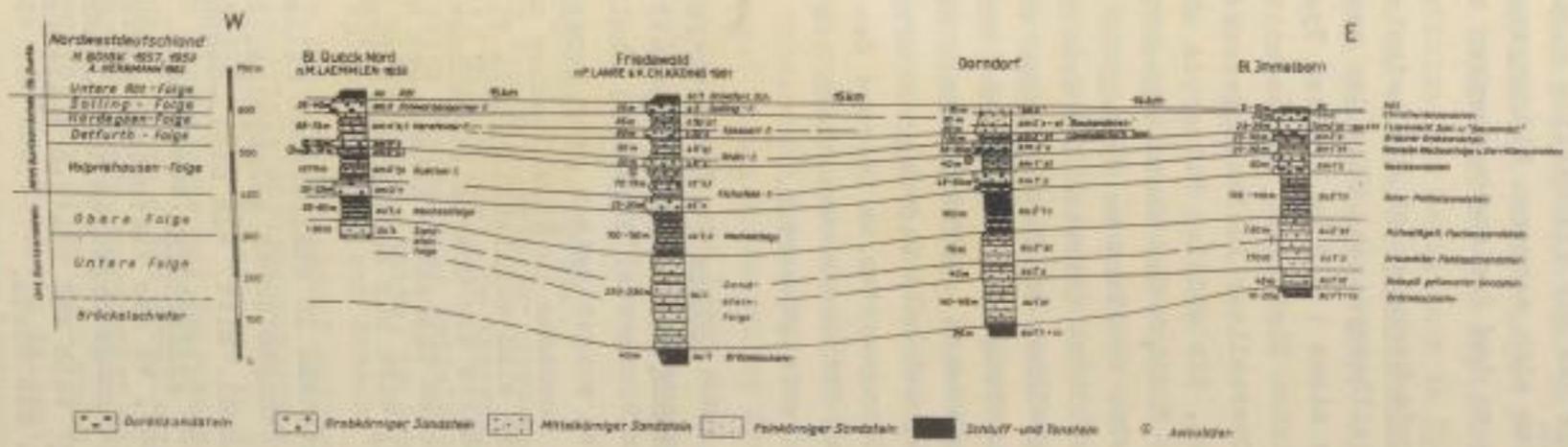


Abb. 3. Faziesprofil des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Werrabecken

höhe nachgewiesen werden, die das nur flachwellig verbogene Deckgebirge durchsetzen. Sie lassen sich mehreren Störungszonen zuordnen, wobei deutliche Beziehungen zu den Auslaugungssenken zu erkennen sind.

Die Störungzone von Vitzeroda-Merkers ist die bedeutendste. Sie verläuft mit generell 155° (steilherzynisch) über das gesamte Meßtischblatt Vacha und besteht aus einem 1 - 2 km breiten System synthetischer Sprünge mit südwestlichem Einfallen. Im Abschnitt Vitzeroda-Dorndorf begrenzt sie die Oberzellaer Auslaugungssenke im E, während zwei rheinische Verwerfungen, die südlich Vitzeroda abzweigen, dieser Senke im W parallel laufen. Südlich der Werra schwenkt die Störungzone in Richtungen um N-S ein, verliert an Sprunghöhe und läßt das Salinar im wesentlichen unverletzt (Bereich der Grubenbaue von Merkers). Bei Stadtlengsfeld gewinnen die Verwerfungen wieder an Tiefgang (Auslaugungsgebiet Stadtlengsfeld) und drehen südlich der Felda in die herzynische Richtung zurück (LÜTZNER 1955). Sie schließen dann über die bereits früher bekannte Störung von Urnshausen-Roßdorf an das große rheinische Störungssystem am Ostrand der Rhön an. Nach NW kann die Störungzone von Vitzeroda vermutlich bis an den S-Rand des Richelsdorfer Gebirges verfolgt werden.

Eine weitere, von Abteroda nach Dönges in flachherzynischer Richtung (110°) verlaufende Störungzone weist besonders deutliche Beziehungen zu den Auslaugungssenken im Frauenseer Raum auf. Ähnliche Erscheinungen lassen sich teilweise an erzgebirgisch oder herzynisch verlaufenden Verwerfungen kleineren Ausmaßes im Kieselbacher und Tiefenorter Raum erkennen. Bemerkenswert sind schließlich eine Vielzahl kleinerer Störungen an der W- und S-Seite der Oberzella-Vachaer Senke, die teilweise zweifellos atektonischen Charakter haben. Der herzynisch gerichtete Tiefenorter Sattel wird nur selten von Störungen berührt.

Die Verwerfungen, deren Existenz in zahlreichen Fällen völlig unabhängig von unseren Untersuchungen durch geophysikalische Messungen bestätigt werden konnte (mündl. Mitt. von Dipl.-Geophys. L. WÜSTNER), bleiben in der Regel auf das Deckgebirge beschränkt. Jedoch werden immer mehr Beispiele bekannt, wo das tektonisch zerrüttete Deckgebirge zum Ausgangspunkt von Auslaugungsvorgängen im Salinar wurde. Vielfach drangen lösende Tageswässer auch auf breiten Spaltenzonen (Zerrüttungszonen) des Deckgebirges in die Tiefe.

In beschränktem Maße lassen sich auch im Salinar rapturelle Verformungen beobachten, die mit Verwerfungen im Deckgebirge in ursächlicher Beziehung stehen (mündl. Mitt. von Dipl.-Geol. G. HAASE). Schließlich sind von geophysikalischer Seite auch im Subsalinar Störungszonen erfaßt worden (z. B. nordwestlich Frauensee), die den Deckgebirgsstrukturen parallel laufen (mündl. Mitt. von Dipl.-Geophys. L. WÜSTNER).

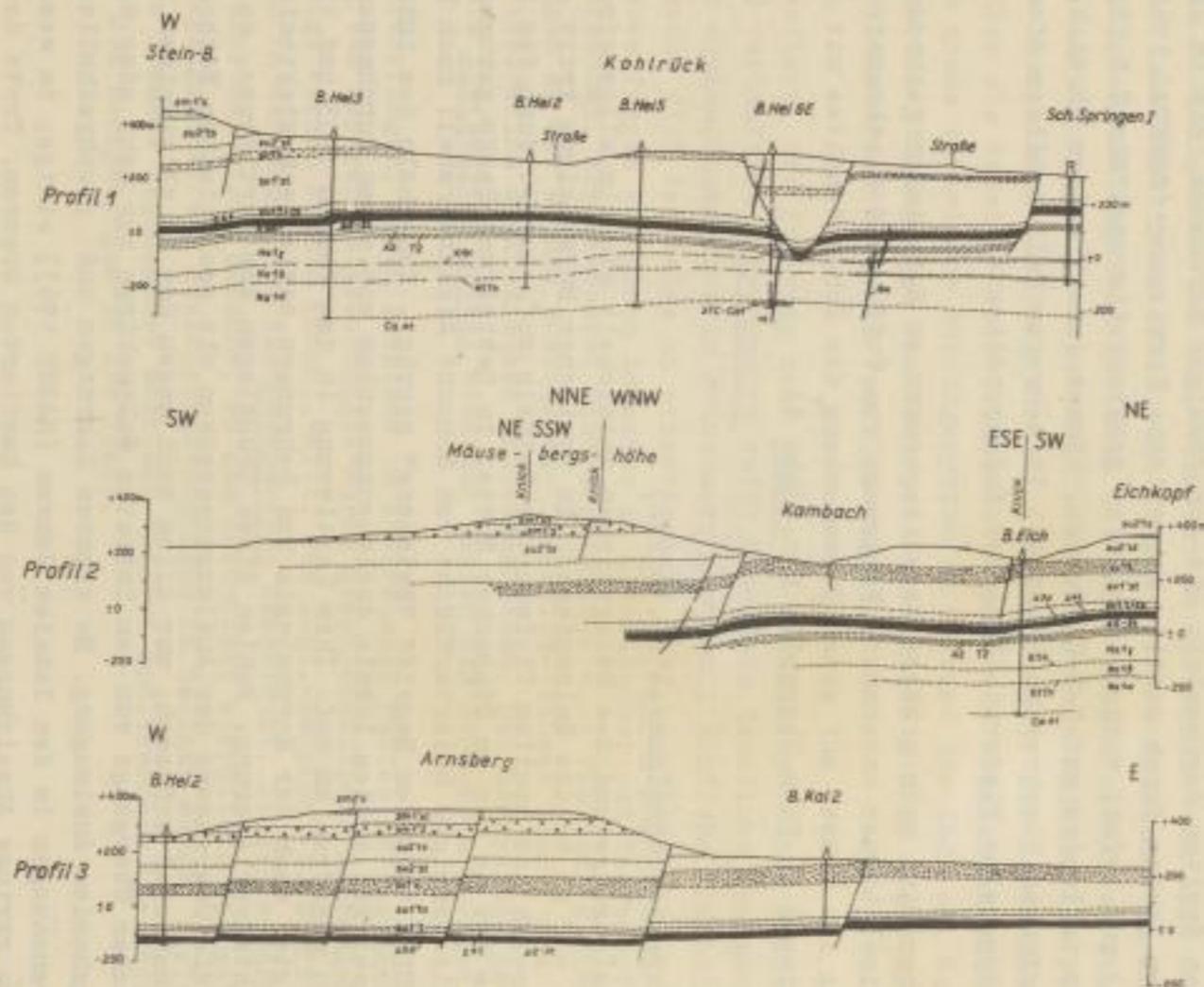
Basalte

Das Gebiet wird von zahlreichen Basalten, Schotbrekzien und tuffgefüllten Spalten durchsetzt. Die gangförmigen Vorkommen, die in den letzten Jahren durch subtile magnetische Kartierung (SONNTAG 1962 u. a.) gut erfaßt wurden, verlaufen größtenteils ungefähr N-S. Sie sitzen teilweise auf N-S-Störungen, können jedoch anders streichende Verwerfungen überkreuzen (Abb. 4). In mehreren Fällen bilden die Basaltgänge eine Fiederstellung der Zufuhrspalten ab.

Offenbar sind auch größere Basaltvorkommen an N-S-Linien gebunden. So weisen bisher unbekannte Vorkommen von Tuff und Schlotbrekzie am N-Hang des Öchsen auf einen Zusammenhang des Öchsenbasaltes mit den Eruptionen im Raum Oberzella hin (Abb. 4).

Auslaugungserscheinungen (W. HOPPE)

Am Auslaugungsrand des Salzgebirges entwickelt sich im allgemeinen der 1 - 2 km breite Salzspiegel. In typischer Entwicklung tritt er im Bereich des breiten Tiefenorter Sattels auf. Zur Bildung des Salzhanges ist es nur am Dippacher Sattel im Gebiet von Berka gekommen. Für die geneigte Salzoberfläche vom Schacht Alexandershall nach Berka hat FULDA 1923 den Begriff "Salzhang" geprägt. Innerhalb des intakten Salzgebirges treten lokale Auslaugungssenken von einem Durchmesser bis zu mehreren km auf. Ihre Kartierung in den Jahren 1933 und 1934 erfolgte nach der Morphologie und Bohrungen sowie nach atektonischer Schichtenverlagerung. Fehlen diese Grundlagen zur Kartierung, so läßt sich die Umgrenzung der Auslaugungssenken mit geologischen Methoden nur annähernd erfassen, vor allem auch wegen des im allgemeinen allmählichen Übergangs von dem intakten Salzgebirge zur mehr oder weniger weitgehenden Auslaugung. So ergaben Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen in den letzten Jahren (HAASE 1963) einige, im wesentlichen geringe Abweichungen von den kartierten Grenzen. Trotz der mit



sm2's - Brauner Grob-
sandstein; sm1's -
Gervilleienschichten
und Rotweiße Wechsel-
folge; sm1's - Basis-
sandstein; su2's -
Roter Plattensandstein;
su2'st - Rotweißgeflam-
mter Fleckensandstein;
su1's - Grauweißer Feld-
spatsandstein; su1'st -
Rotweiß geflammter Sand-
stein; su1't + ts -
Bröckelschiefer; z4t -
Obere Zechsteinletten;
z3d - Plattendolomit;
z2 - 3t - Untere Let-
ten; A2 - Jüngerer An-
hydrit; T2 - Braunro-
ter Salzton; Na1y -
Oberes Werrasteinsalz;
K1H - Kaliflöz Hessen;
Na1β - Mittleres Werra-
steinsalz; K1Th - Kali-
flöz Thüringer; Na1α -
Unteres Werrasteinsalz;
CaA1 - Anhydritknoten-
schiefer; Ca1 - Zech-
steinkalk; z1C - Ca1 -
Zechsteinkonglomerat -
Zechsteinkalk; ro -
Oberrotliegendes;
Ba - Basalt

Abb. 4. Tektonische Profile durch das nördliche Werra-Kalirevier

Erfolg einzusetzenden seismischen Verfahren zur Ermittlung der Auslaugungsgebiete wird die geologische Methode ihrer Kartierung stets ihren Wert behalten.

Die Auslaugungsvorgänge sind für die Kalisalzlagerstätten von Einfluß, einmal durch die damit im Zusammenhang stehenden Bildungen wertvoller posthumer Salze, zum anderen werden dadurch dem Abbau aus sicherheitlichen Gründen klare Grenzen gesetzt. Durch die Kaliabwässerversenkung haben die Auslaugungssenken eine weitere Bedeutung erlangt. Mit Hilfe der Untersuchungen der chemischen Beschaffenheit der in den Versenkräumen hochsteigenden Wasser konnte der Nachweis geführt werden, daß nicht der Plattendolomithorizont den Hauptaufnahmeraum der versenkten Kaliabwässer darstellt, sondern die großen Auslaugungsbereiche mit ihren z. T. bis einige 100 m mächtigen verbrochenen und zerrütteten Deckgebirgsschichten.

B. Bedeutung der Auslaugungserscheinungen für den Bergbau im Werra-Kaligebiet und seine Schutzmaßnahmen (G. HAASE)

Für den Kalibergbau an der Werra stellen die Auslaugungserscheinungen im Salinar ein Problem besonderer Art dar. In enger Verknüpfung mit tektonischen Vorgängen bzw. als Folge davon ist es im ganzen Werra-Kaligebiet lokal zu einer beträchtlichen salinaren Ablaugung gekommen, die im extremsten Fall zur Auflösung des gesamten Werrasteinsalzes geführt hat. Im nördlichen Teil des Bergbaureviers ist es der Bereich des sogenannten Salzhanges und Salzspiegels, der als ein mehrere Kilometer breites Band die Grubenfelder der Schachtanlagen Alexandershall, Springen und Ernst Thälmann tangiert oder teilweise umschließt und somit dem Abbau von Kalisalz bestimmte Grenzen setzt. Eine weitere Einengung erfährt der Bergbau durch die nördlich von Vacha gelegene große Auslaugungssenke Oberzella-Heiligenroda sowie durch die im südlichen Werragebiet neu festgestellten Auslaugungszonen von Stadtlengsfeld-Urnshausen, Geisa-Bremen und anderen. Im Ergebnis der noch nicht abgeschlossenen seismischen Untersuchungen und der Bohrerkundung kann schon jetzt festgestellt werden, daß die salinare Ablaugung im Werra-Kaligebiet weiter verbreitet ist, als bisher angenommen werden konnte.

Diese Erkenntnis ist für die Gruben des VEB Kalikombinat "Werra" hin-

sichtlich der Perspektive und der Grubensicherheit von erheblicher Bedeutung. Um beim Vortrieb in Richtung auf hydrogeologisch schwierige Feldesteile die nötige Laugensicherheit zu gewährleisten, werden neben der Festlegung von Sicherheitspfeilern und Laugendämmen seit Jahren mit gutem Erfolg verschiedene Untertage-Erkundungsverfahren zur Klärung der hydrogeologischen Situation angewandt: Craelius-Kernbohrungen, die nach einem bestimmten System schräg in das hangende Steinsalz gestoßen werden; geoelektrische Verfahren, die z. T. noch in der Entwicklung stehen (elektromagnetische Durchstrahlung, Slingram-Verfahren); Kartierung aller Klüfte, Schnitte, Laugentropfstellen und posthumer Salze; ständige Kontrolle der zusetzenden Laugen nach Menge und Chemismus und anderes.

C. Die Anwendung seismischer Messungen zur Erfassung von Auslaugungserscheinungen im Werragebiet (L. WÜSTNER)

Der Erfassung und Begrenzung von Auslaugungsgebieten durch Tiefbohrungen und geologische Kartierung von über Tage sind Grenzen gesetzt. Die Aufgabe der seismischen Messungen im Werragebiet war es, eine Erfassung der Auslaugungsgrenzen auch dort zu ermöglichen, wo dies mit geologischen Methoden bisher nicht möglich war.

Durch die Reflexionsmessungen konnten im Werragebiet zwei Horizonte verfolgt werden: Der Plattendolomit im Hangenden des Salzgebirges und ein Horizont in der Nähe der Basis des Salzes. Vermutlich ist es der Anhydritknotenschiefer.

Infolge des ungünstigen Geländes oder wegen starker Zerrüttung des Deckgebirges als Folge der Auslaugungsvorgänge brachten in manchen Gebieten die Reflexionsmessungen keine Ergebnisse. Hier wurden dann Refraktionsmessungen eingesetzt. Diese erfassen nur einen Horizont und zwar meist die Salzoberfläche direkt.

Im nördlichen Werragebiet kann die Salzoberfläche in Anlehnung an die Tiefbohrungen etwa 80 bis 90 m unter den Reflexionen des Plattendolomits in die Profile eingezeichnet werden. Auf den Profilabschnitten, wo auch die Basis des Salzes reflektiert, ist damit die Salzmächtigkeit bekannt (Profilbeispiel).

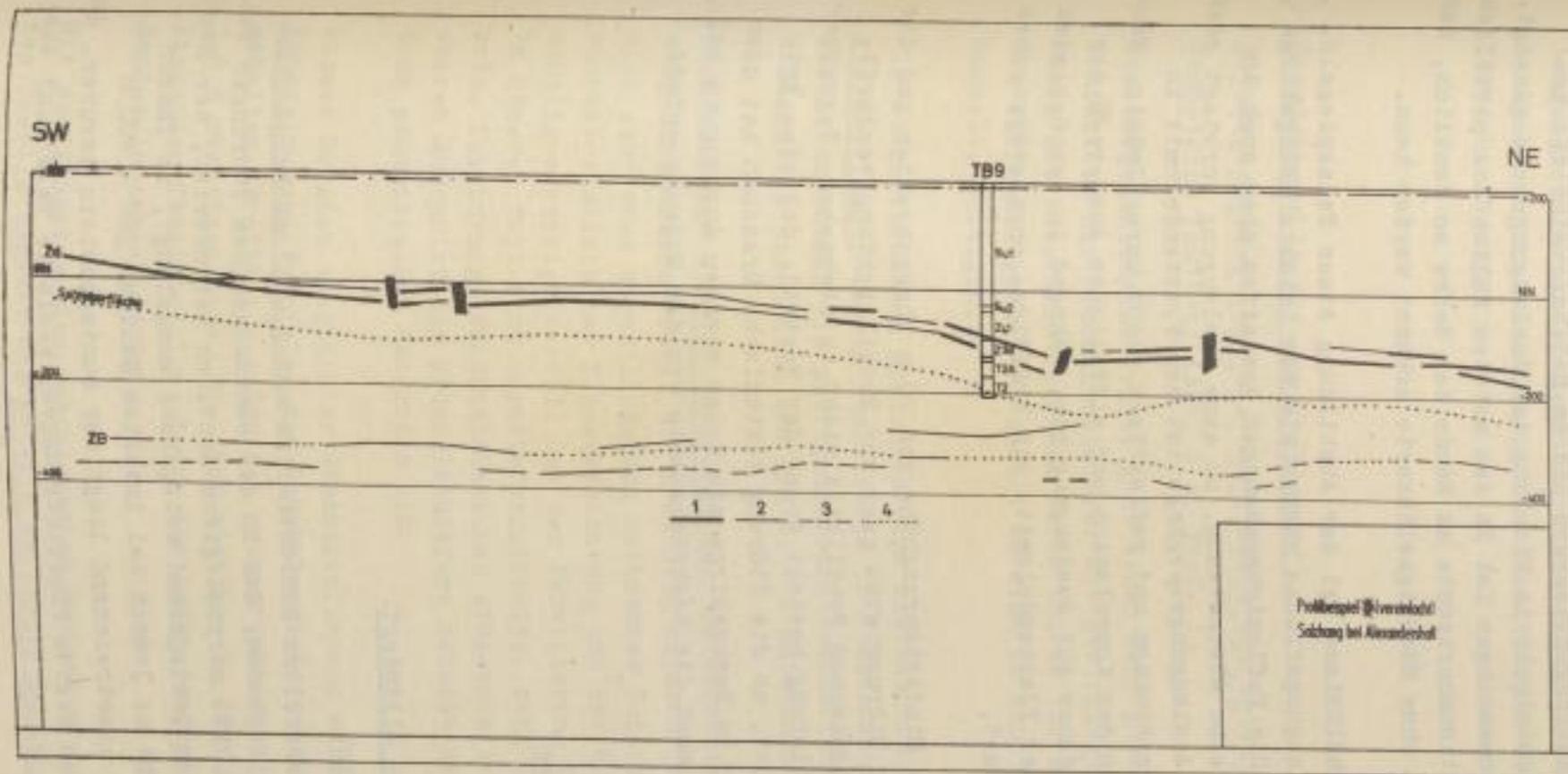


Abb. 5. Profilbeispiel (vereinfacht) Salzhang bei Alexandershall

Reflexionen: 1 - sehr stark; 2 - stark; 3 - schwach; 4 - geologische Interpretation

An den Rändern der Auslaugungssenken und am Salzhang sind die Reflexionen vom Plattendolomit in Richtung der Auslaugungszone geneigt. Auch bei Refraktionsmessungen ist in den meisten Fällen das plötzliche Absinken der Refraktionshorizonte am Rande der Senke so deutlich, daß der Auslaugungsrand ohne Mächtigkeitkarte erkannt werden kann.

Anders sind die Verhältnisse bei der Ausbildung eines Salzspiegels. Hier liegen die Ablaugungsfläche ebenso wie das intakte Salzgebirge völlig horizontal. Die Reflexionsmessungen gestatten aber auch in diesem Fall häufig eine Abschätzung, ob eine Auslaugung vorliegt oder nicht. Infolge der Auslaugungsvorgänge ist der Plattendolomit in einzelne Schollen zerbrochen und reflektiert recht unregelmäßig. Häufige Unterbrechungen der Korrelation und plötzliches Aussetzen der Reflexionen deuten daher auf Auslaugung hin, während in den Gebieten mit intaktem Salz der Plattendolomit ein kräftiges ununterbrochenes Reflexionsband liefert.

Wenn Störungen eine Mindestsprunghöhe von 20 m überschreiten und die Streichrichtung der Störung etwa quer zur Profilrichtung verläuft, dann ist sie im seismischen Profilbild nicht zu übersehen. Gegenüber der Oberflächenkartierung besteht sogar der Vorteil, daß eine Entscheidung möglich ist, ob die Störung tektonische Ursachen hat oder ob es nur ein Bruch im Deckgebirge als Folge starker Auslaugung ist. Im ersten Fall ist auch die Zechsteinbasis von der Störung erfaßt.

D. Einzelaufschlüsse

Erster Tag
=====

① Straße Witzelroda - Allendorf

Allgemeiner Überblick

Entsprechend dem generellen Schichtfallen von 2 - 3° SW folgt über Kristallin und Rotliegendem, das in den Höhenzügen des Thüringer Waldes (400 - 900 m ü. NN) morphologisch deutlich hervortritt, der Zechstein. Dieser ist am Gebirgsrand weitgehend ausgelaugt, im Innern des Beckens erreicht er jedoch bei intaktem Salinar 300 - 400 m Mächtigkeit. Breit ausstreichend liegt der Buntsandstein darüber, der landschaftlich durch breite Flußniederungen, kleinere Täler und Aus-

laugungssenken reich gegliedert ist. Nach S steigt das Gelände allmählich zu den Muschelkalk- und Basalkuppen der vorderen Rhön (500 - 700 m ü. NN) an.

E. GRUMBT

② Straßenhang in Allendorf (Kloster)

Bröckelschiefer (su1't + 'ts), Basis des Rotweiß geflammten Sandsteins (su1'st) (Abb. 6 a, Prof. 1)

Das aufgeschlossene Profil gibt einen sehr guten Eindruck vom Gesamtaufbau des Bröckelschiefers. Mit geringfügigen Einschränkungen haben die hier angetroffenen Verhältnisse für den gesamten Bereich des Werra-Kaligebietes, soweit es sich um den Übertageausstrich handelt, Gültigkeit.

Die aufgeschlossene Schichtenfolge beginnt mit dem basalen Grobsandsteinhorizont, dessen obere Teile im Bacheinschnitt unterhalb der Straße anstehen. Die petrographische Beschaffenheit (Korngröße, Bindemittel etc.) kann dem Profil 1 b entnommen werden.

Darüber folgt die Tonsteinfolge des Bröckelschiefers (su1't), im aufgeschlossenen Profil 8,7 m mächtig werdend. Es handelt sich um eine sehr enge Wechsellagerung rotbrauner Schluff- und Tonsteine. Sehr charakteristisch ist Flaserschichtung und der dadurch bedingte krummschalig-scherbige Zerfall bei der Verwitterung ("Bröckelschiefer"). Im höheren Teil sind bereits vereinzelte, sehr geringmächtige, braunrote, feinkörnige Sandsteinbänkchen eingeschaltet. Sie weisen auf die im oberen Abschnitt des Bröckelschiefers relativ stark einsetzende Schüttung psammitischen Materials hin.

Dieser Bereich verstärkter Sandsteinführung wurde in den Profilen als Tonstein-Sandsteinfolge des Bröckelschiefers (su1'ts) gesondert ausgehalten. Profil 1 b zeigt den petrographischen Aufbau dieser hier rund 3,6 m mächtigen Zone. Sie läßt sich nur im Aufschluß von der darunter liegenden Tonsteinfolge durch das Auftreten der ersten markanten Sandsteinbank abtrennen.

Mit dem Einsetzen der geschlossenen Sandsteinfolge im obersten Teil des Profils beginnt der Rotweiß geflammte Sandstein (su1'st) (Basis

des su2 im alten Sinne). Die untersten Meter dieser Zone bestehen meist (so auch hier) aus deutlich feinkörnigen und horizontal feingeschichteten Sandsteinen, die vielfach ausgesprochen dünnplattig absonders.

③ Steinbruch südöstlich Unterrohn

Rotweiß geflammter Sandstein (su1'st) (Abb. 6 a, Prof. 2)

Der Aufschluß zeigt recht gut die namengebende Eigenschaft dieser Zone, den ausgeprägten, oft bis ins Handstück verfolgbaren Farbwechsel zwischen roten Farbtönen einerseits und grauweißen andererseits. Die Sandsteine sind fein- bis mittelkörnig; Schrägschichtung ist weit

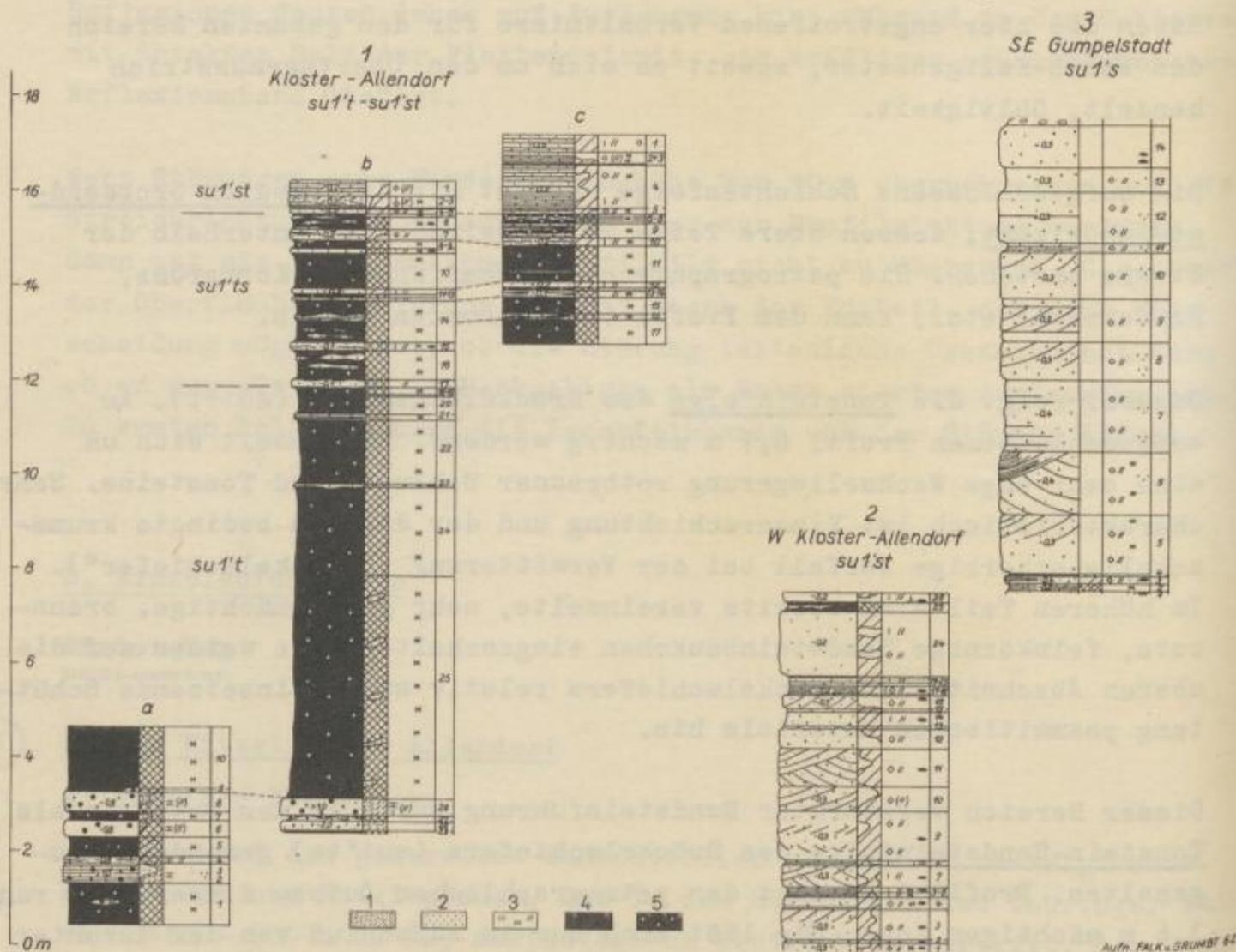


Abb. 6 a. Feinstratigraphische Profile aus dem Unteren Buntsandstein.

Legende s. Abb. 2, zusätzlich:

- 1 - hellbraun; 2 - graugrün bzw. grüngrau; 3 - Hangschutt;
- 4 - Tonstein; 5 - Schluffstein

AUFN. FALK-GRUNDT 62

verbreitet. Sie sondern dünn- bis dickbankig ab.

Profil 2 wurde in einem anderen Steinbruch aufgenommen. Es soll den Gesamtcharakter dieser Zone zeigen.

④ Straßeneinschnitt östlich des Salzunger Sees in Bad Salzungen

Grauweißer Feldspatsandstein (su²'s) (Abb. 6 a, Prof. 3)

Die beiderseits der Straße anstehenden Sandsteine fallen flach zum Salzunger See (Erdfall) hin ein. Sie sind schräggeschichtet mittel- bis feinkörnig und führen Feldspat (Lupe!). Einen Eindruck vom relativ eintönigen petrographischen Aufbau dieser Zone soll Profil 3 (aufgenommen bei Gumpelstadt) vermitteln.

⑤ Steinbruch südlich Leimbach

Rotweiß geflammtter Fleckensandstein (su²'st)

Dieses über dem Grauweißen Feldspatsandstein folgende Schichtglied unterscheidet sich petrographisch, abgesehen von den namengebenden reduktionsbedingten Flecken, nur unwesentlich von dem tieferen Rotweiß geflammten Sandstein (\pm gleiche Farbe und Korngröße, ebenfalls vielfach schräggeschichtet usw.). Die weitgehende Übereinstimmung wird deutlich, wenn man die Verhältnisse in diesem Steinbruch mit Exkursionspunkt 3 vergleicht. Bei den erwähnten Flecken handelt es sich um grauweiße, in der Regel 3 - 5 mm große, im zweiseitigen Anschnitt kreisrunde Reduktionshöfe. Sie sind nicht durchgängig vorhanden. Lokal können diese Reduktionshöfe auch Durchmesser von 2 cm und mehr erreichen. Im mittleren Niveau des Steinbruches ist eine Bank mit ausgesprochen großen Reduktionshöfen angeschnitten.

F. FALK

⑥ Aufschluß am Sportplatz südsüdwestlich Merkers

Roter Plattensandstein (su²'ts) (Abb. 6 b)

Anstehend eine 5 m mächtige Wechselfolge rot- bis violettroter, teilweise rotweißgefammter Sandsteine und rotbrauner Tonsteine. Die Sand-

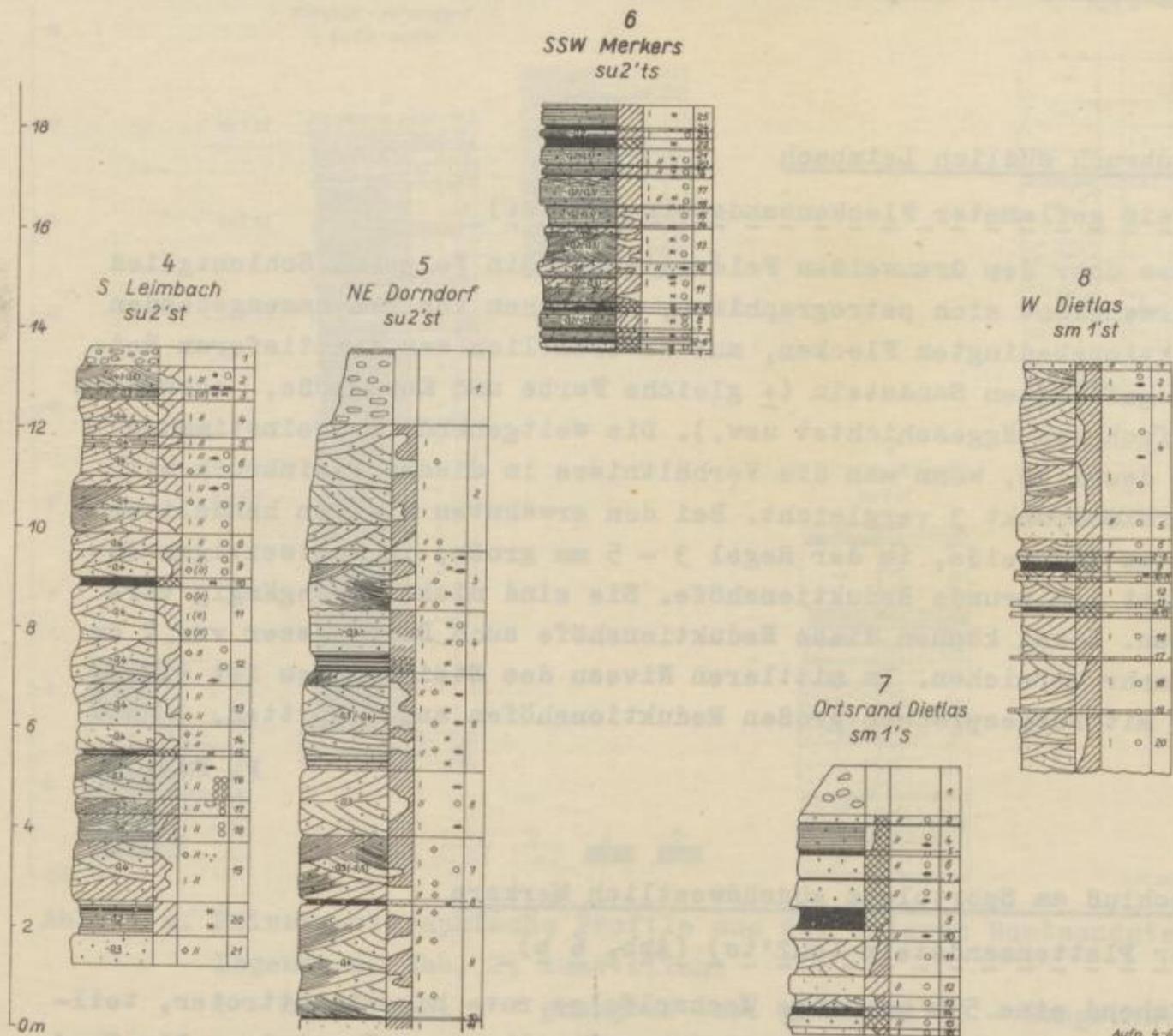
steine sind meist überwiegend feinkörnig (0,1 - 0,2, max. 0,3 mm Ø), vielfach fein horizontalgeschichtet, mitunter auch schräg- und flaserschichtig. Glimmer und kleine Reduktionsflecken sind häufig. Das Bindemittel ist tonig-ferritisch, z. T. kieselig. Vereinzelt zwischengeschaltete, härtere Bänkchen erreichen Korngrößen bis 0,6 mm Ø.

E. GRUMBT

7 Westlich der Straße Tiefenort - Kieselbach

Auslaugungssenke Kieselbach (Abb. 7, 8)

Morphologische Depression der Kieselbacher Auslaugungssenke; im S an den Hängen Riedel von Werraterrassen in 29 - 41 und 51 - 56 m rel. Höhe. Die Senke ist angefüllt mit Sedimenten von max. 38 m Mächtigkeit; in den tiefen Teilen Kieselgur, Ton, Torf und Schluff, in den



Aufn. 4-6: GRUMBT
7-8: FREYBACH

Abb. 6 b. Feinstratigraphische Profile aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein. (Legende s. Abb. 2)

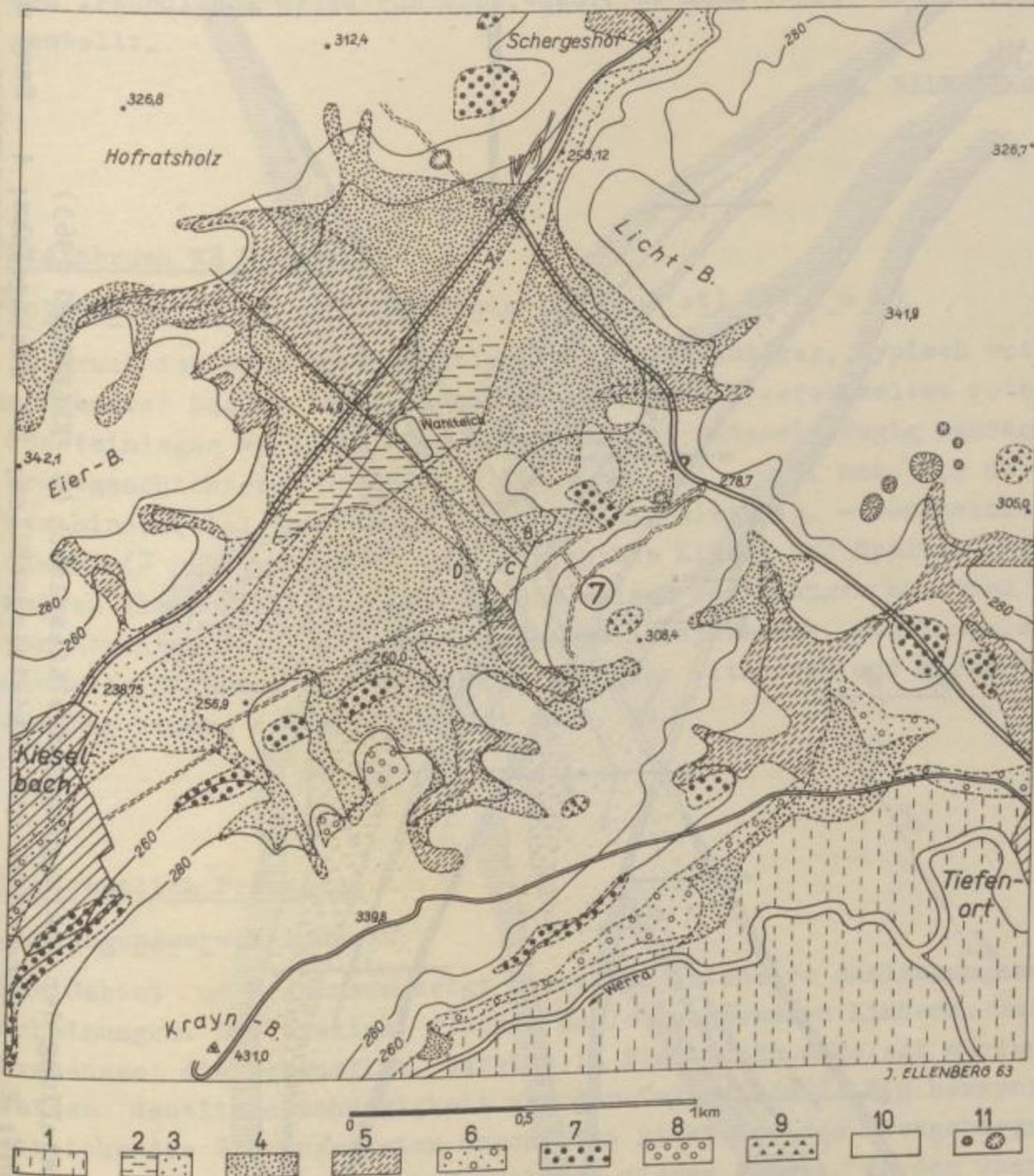


Abb. 7. Geologische Karte der Auslaugungssenke Kieselbach

- 1 - Auelehm; 2 - Ton; 3 - Sand; 4 - Sand mit Sandsteinbrocken; 5 - Lehm
Werraterassen: relative Höhe über der Werraaue. 6: 0 - 21 m;
 7: 29 - 41 m; 8: 51 - 56 m; 9: 81 und 96 m. 10 - Unterer Buntsandstein; 11 - Erdfälle und kleine Senkungen

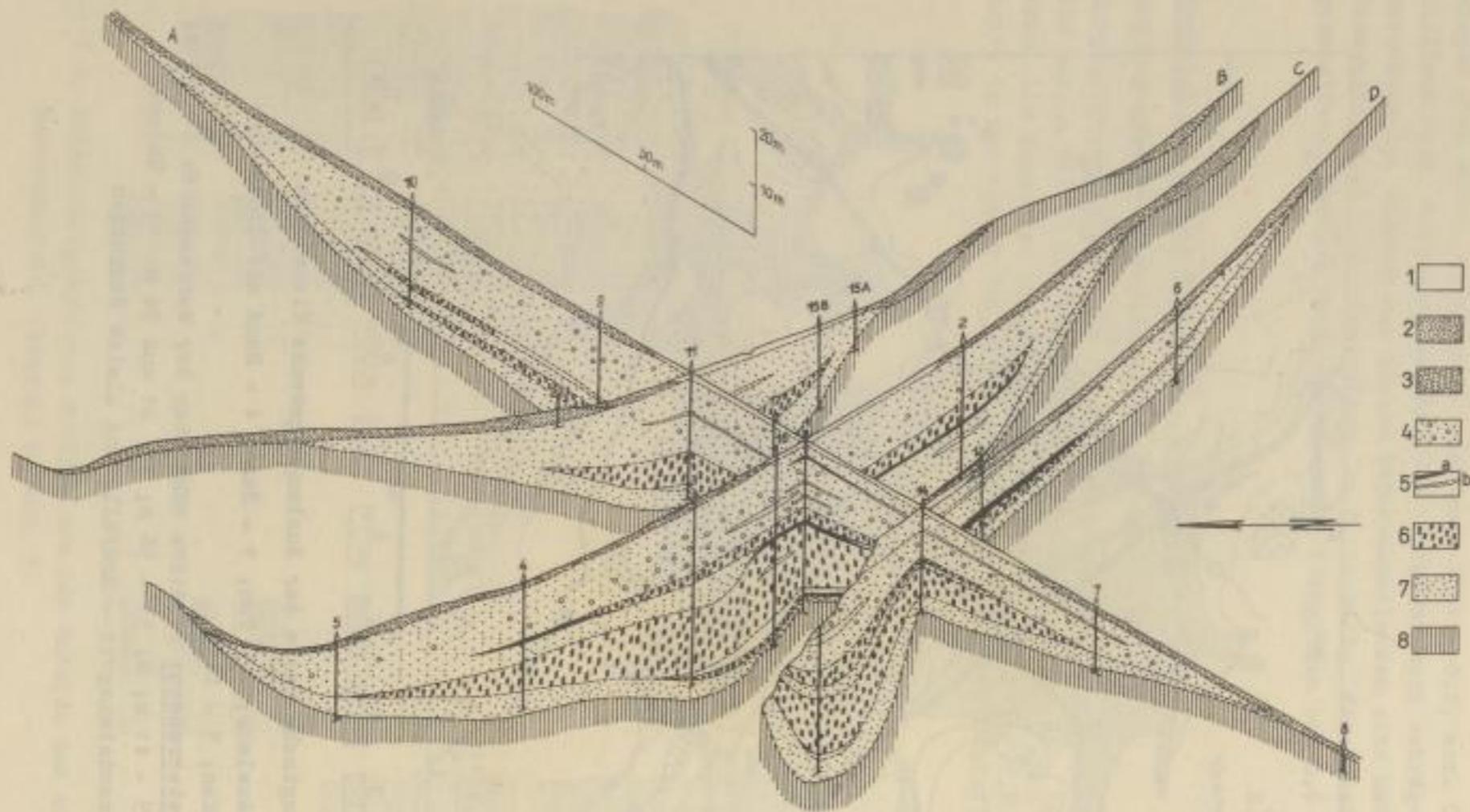


Abb. 8. Räumliche Darstellung der Auslaugungssenke Kieselbach (J. ELLENBERG 1963)

1 - Auesediment; 2 - brauner Sand mit Sandsteingeröllen; 3 - Gehängelehm; 4 - Sand mit
 + Buntsandsteinkies; 5a - Torf; 5b - Ton; 6 - Kieselgur; 7 - Auflockerungszone
 des Buntsandsteins; 8 - Unterer Buntsandstein

oberen Teilen überwiegend Sand und Schutt des Buntsandsteins von den Flanken der Senke. Die Erosion hat für alle Auslaugungssenken typische Talformen geschaffen. Die Ergebnisse der Bohrungen auf Kieselgur wurden freundlicherweise von Dipl.-Geol. G. KUHN (Jena) zur Verfügung gestellt.

J. ELLENBERG

8 Steinbruch NE Dorndorf

Rotweiß geflammerter Fleckensandstein (su²st) (Abb. 6_b)

Im Bruch ist eine 14 m mächtige Folge dickbankiger, typisch rotweiß geflammerter Sandsteine aufgeschlossen, die mit vereinzelt rotbraunen Tonsteinlagen wechseln. Die Korngröße der intensiv bogig schräg- und kreuzgeschichteten Sandsteine liegt bei 0,1 - 0,3, max. 0,5 mm ϕ , das Bindemittel ist tonig- bzw. kaolinig-kieselig. - Zahlreiche meridional ($\pm 0^\circ$) und E-W ($\pm 90^\circ$) gerichtete Klüfte und Spalten durchsetzen die Sandsteinschichten. Sie weisen Beziehungen zu einem System von Abschiebungen auf, das unter steilherzynischer, stellenweise meridionaler Richtung im Deckgebirge zwischen Vitzeroda und Merkers und darüber hinaus zu verfolgen ist (Abb. 9).

9 Nordwestlich Frauensee

Auslaugungserscheinungen

Das Gebiet um Frauensee zeigt besonders intensive Auslaugungserscheinungen. Die breiten, flachen Auslaugungssenken Lindenau und Frauensee, die vermutlich bereits im Pleistozän angelegt wurden, weisen deutliche Abhängigkeit von der Tektonik auf: Ein herzynisch streichendes Störungssystem durchsetzt nicht nur das Deckgebirge, sondern teilweise auch das Subsalinar dieses Raumes. An der Oberfläche treten innerhalb der Senken Erdfälle (Ortslage Frauensee, an den "Hohlen Bergen" NW Frauensee, hier noch in jüngster Zeit sich bildend) und breite, morphologisch deutliche Spaltenzüge von eggisch-meridionaler oder flachherzynisch-ostwestlicher Richtung in Erscheinung.

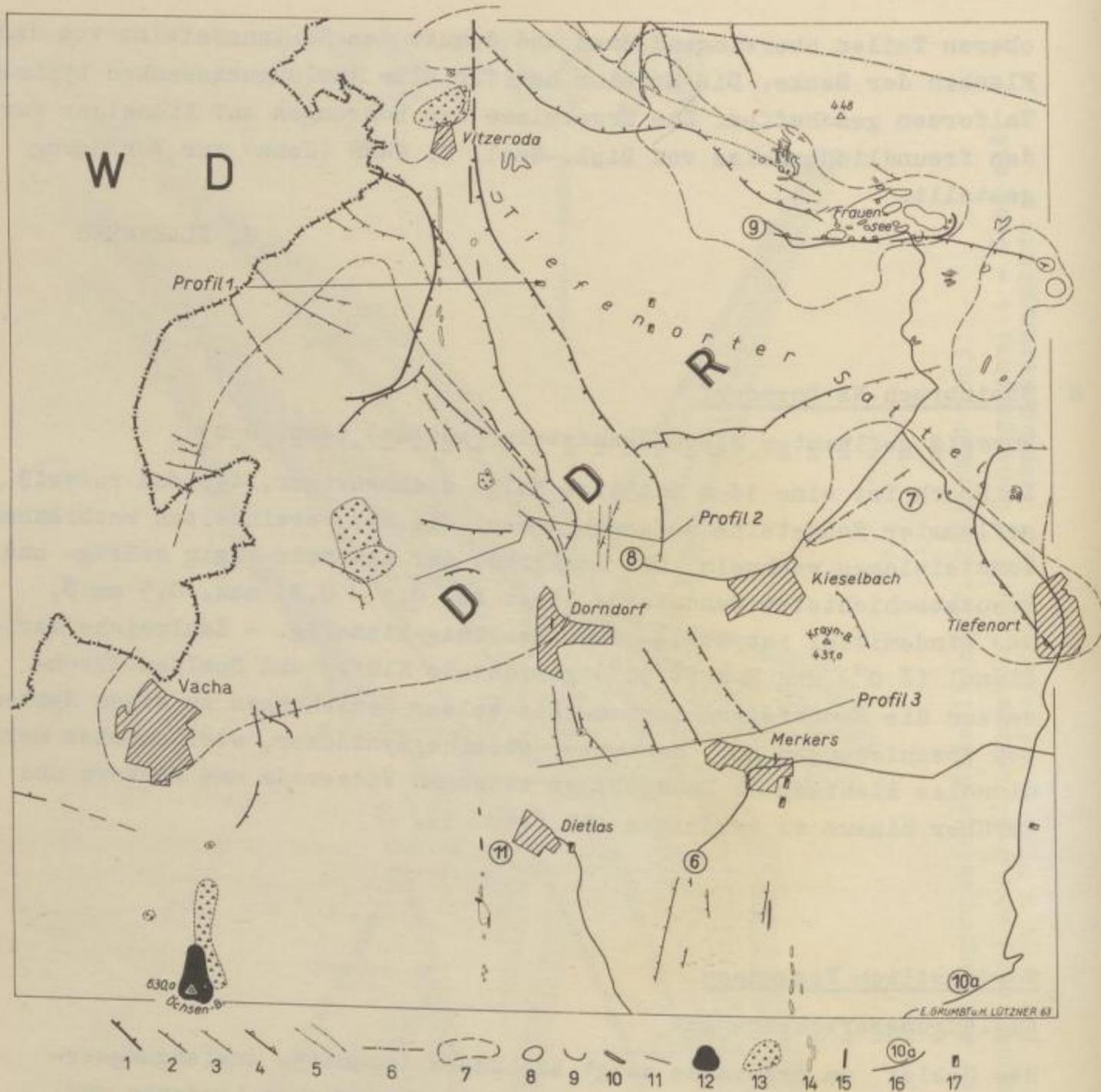


Abb. 9. Tektonik, Auslaugung und Basaltvorkommen im Bereich des Meßtischblattes Vacha

- 1 - Abschiebung (Sprunghöhe, 50 - 100 m); 2 - Abschiebung (Sprunghöhe 20 - 50 m); 3 - Abschiebung (Sprunghöhe 20 m); 4 - Aufschiebung (Verschiebungsbetrag 20 - 50 m); 5 - geophysikalisch erfaßte Störungszonen (z. T. an der Zechsteinbasis); 6 - Salzhang bzw. -spiegel; 7 - Auslaugungssenke; 8 - Erdfall; 9 - Senkungszone; 10 - Spaltengraben; 11 - Geländeknick; 12 - Basalt; 13 - Basaltuff und Schlotbrekzie; 14 - geophysikalisch erfaßte Basaltvorkommen; 15 - Über Tage und unter Tage anstehende Basalte; 16 - Exkursionspunkt; 17 - Kalischacht in Betrieb

10a

10b

89. Land. Bibl.

Zweiter Tag
=====

10a Straße Hämbach-Stadt lengsfeld

Morphologisch-geologischer Überblick über den nordöstlichen Teil des Werra-Kaligebietes

Blick nach N ins Werratal mit Merkers (VEB Kaliwerk "Ernst Thälmann"), dem Kraynberg (+ 431 m) und der Tiefenorter Auslaugungssenke. Im Hintergrund die flachen Höhenrücken des Unteren Buntsandsteins.

E. GRUMBT

10b Straße zwischen Hämbach und Stadt lengsfeld

Überblick über das Feldatal bei Stadt lengsfeld

Am Verlauf der morphologisch hervortretenden Grenze sm/su ist der NE-SW streichende Stadt lengsfelder Sattel zu verfolgen. Er wird von N-S streichenden Brüchen überquert, denen der Basalt des Hundskopfes aufsitzt.

Nordwestlich von Stadt lengsfeld liegt das Kaliwerk Menzengraben. Im Unteren Lager sind hier ungefähr N-S verlaufende tektonische Carnallitanstauungen entwickelt (LÜTZNER 1960). Stellenweise treten gehäuft Fiederklüfte auf, die nach einem einheitlichen Schema angeordnet sind

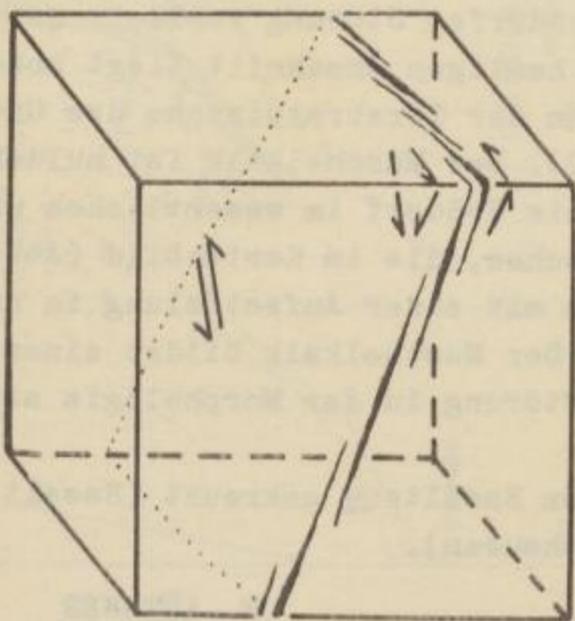


Abb. 10. Schema der Fiederklüfte im Grubenfeld Menzengraben

(Abb. 10). Die gleiche Anordnung haben an anderen Orten gefiederte Basaltgänge.

⑪ Riesengrund bei Dietlas

Aufschlüsse im Mittleren Buntsandstein

Am Ortsrand von Dietlas steht der Basissandstein des Mittleren Buntsandsteins an (Abb. 6 b, Prof. 7). Im höheren Teil des Grundes sind fossilführende Gervillieinschichten angeschnitten. Einem vorwiegend feinkörnigen Profilausschnitt (Abb. 6 b, Prof. 8) folgt ein Aufschluß mit grobkörnigen Sandsteinen. Im höchsten Teil des Wasserrisses steht Brauner Grobsandstein an.

⑫ Weganschnitt westlich von Weilar

Basaltische Schlotbrekzie

In einer stark verwitterten Tuffmasse liegen Basaltstücke mit Zersetzungsrinde, ferner Stücke von Muschelkalk, Rötton und anderem. Es handelt sich um eine gangförmige, N-S verlaufende Spaltenfüllung.

⑬ Anhöhe südlich von Urnshausen

Überblick über die tektonische Situation bei Urnshausen

Die herzynisch streichende Urnshausen-Roßdorfer Störung verläuft quer durch das Ortsgebiet von Urnshausen. Im heutigen Anschnitt liegt hoher Mittlerer Buntsandstein (NE-Flügel) neben der Terebratulazone des Unteren Muschelkalkes (SW-Flügel) (Abb. 12). Der Muschelkalk ist muldenförmig gelagert. Dieser Baustil bleibt bis Roßdorf im wesentlichen unverändert. Zwei Verbiegungen der Muldenachse, die im Kartenbild (Abb. 12) deutlich hervortreten, sind jeweils mit einer Aufsattelung in unmittelbarer Nähe der Störung verbunden. Der Muschelkalk bildet einen Höhenrücken, durch den der Verlauf der Störung in der Morphologie sichtbar wird.

Die Störung wird bei Urnshausen von einem Basaltzug gekreuzt (Basalt des Horn, Tuffbrekzien nordöstlich Urnshausen).

H. LÜTZNER

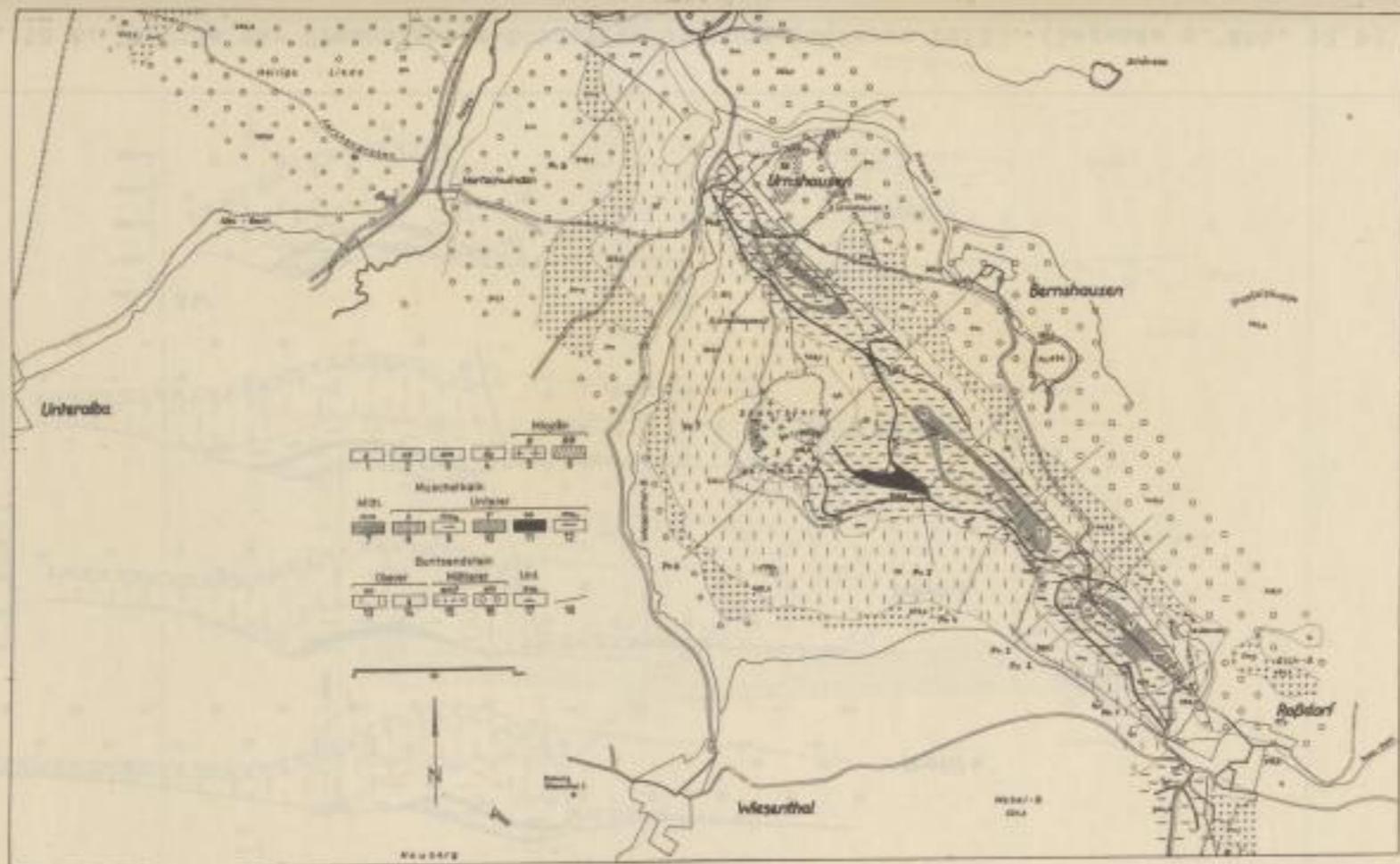


Abb. 11. Geologische Karte der Urnshausener - Roßdorfer Störung

1 - Ebener Talboden der Gewässer; 2 - Basaltschutt; 3 - abgestürzter Muschelkalk; 4 - Löss und Lösslehm; 5 - Basalt; 6 - Basalttuff und Schlotbrekzie; 7 - Mittlerer Muschelkalk; 8 - Schaumkalkzone; 9 - Oberer Wellenkalk; 10 - Terebratelzone; 11 - Oolithzone; 12 - Unterer Wellenkalk; 13 - Röt; 14 - Gips; 15 - Chirotheriensandstein; 16 - Mittlerer Buntsandstein, ungliedert; 17 - Feinkörnige Sandsteine; 18 - Profilinie

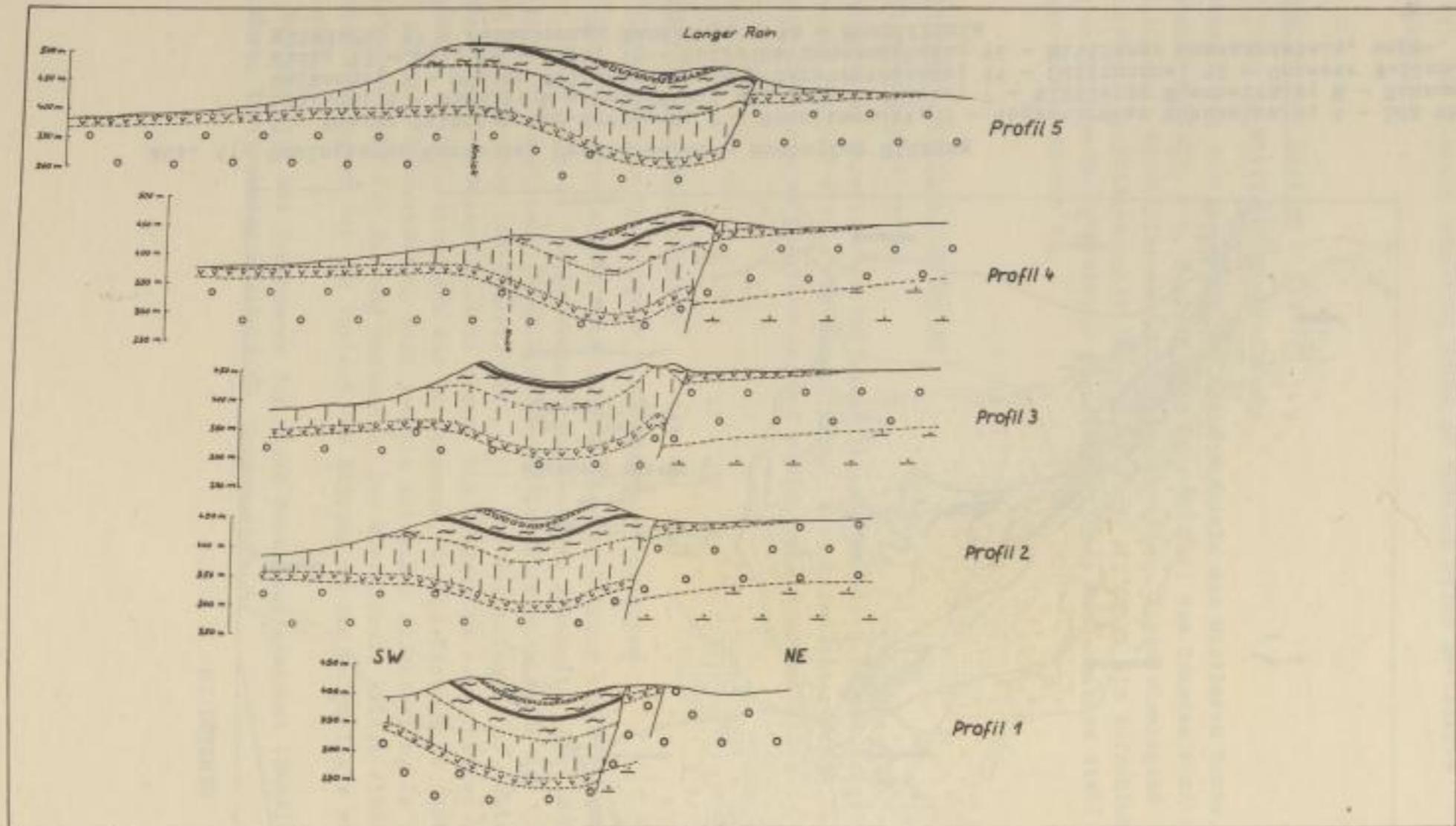


Abb. 12 a. Profile der Urnshausener-Roßdorfer Störung (unterer Teil). (Legende s. Abb. 12 b)

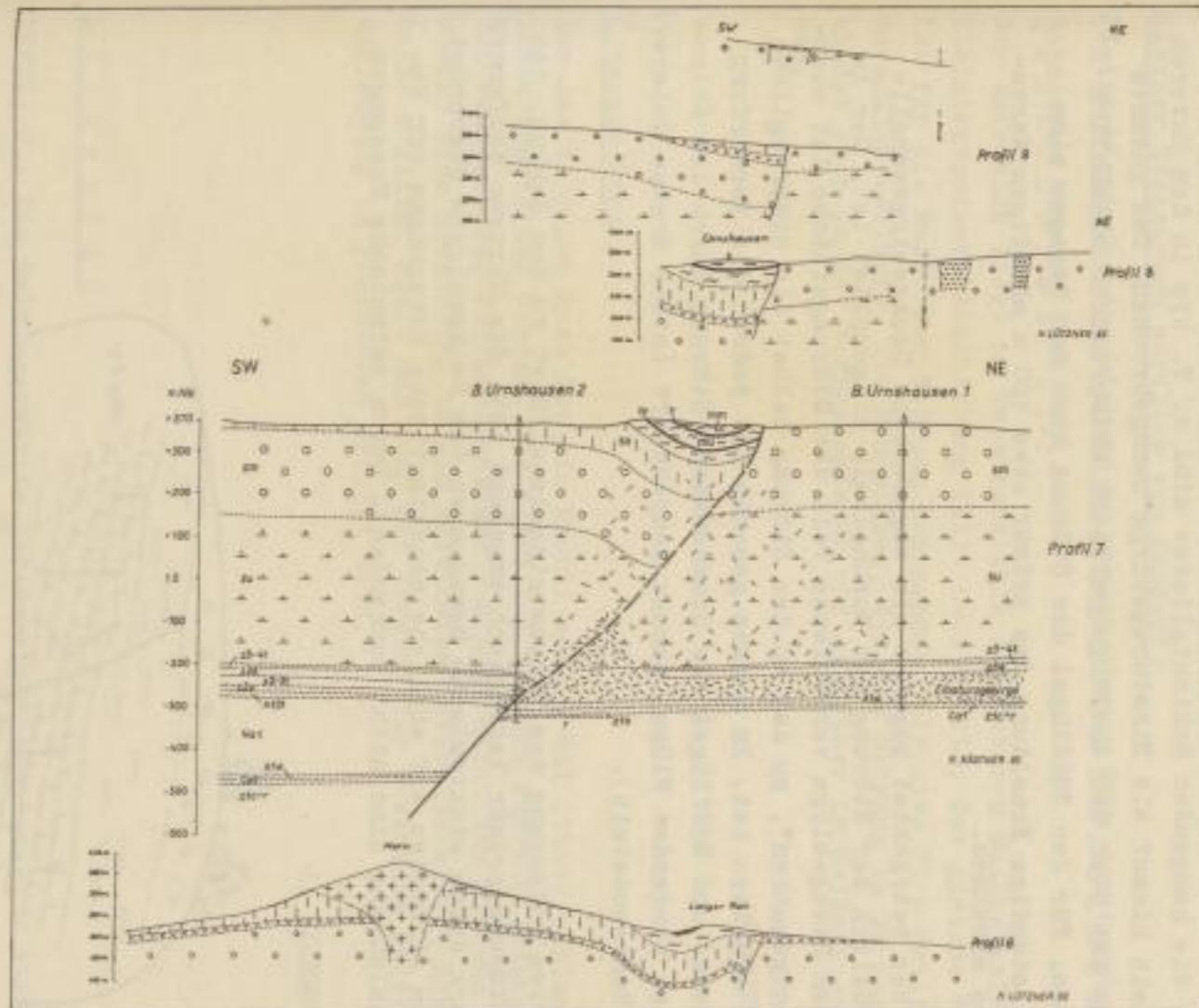


Abb. 12 b. Profile der Urnshausener-Roßdorfer Störung (oberer Teil)

Je eine Bohrung nördlich und südlich des Übertageausstriches der Urns-
hausener Störung geben Hinweise über die Untertagesituation im Be-
reich der Störung (Abb. 12 b, Prof. 7; vgl. auch KÄSTNER 1964). Die
Bohrungen erreichten das Zechsteinkonglomerat bzw. das Rotliegende.
Auf dem Nordflügel der Störung ist das gesamte Werrasteinsalz ausge-
laugt, und die hangenden Schichtglieder sind z. T. bis in den Unteren
Buntsandstein hinauf als Einsturzgebirge nachgebrochen. Das gesamte
Deckgebirge ist über der Auslaugungsfläche entsprechend allmählich
nachgesunken. Für den Südflügel der Störung kann man dagegen eine
(fast) vollständige Erhaltung des primär etwa 180 m mächtigen Werra-
steinsalzes annehmen.

Von Süden her betrachtet beginnt die abgesunkene Deckgebirgsscholle
dort, wo südlich der Störung der Muschelkalk eingemuldet ist. Der im
triassischen Deckgebirge verlaufende Teil der Störungsfläche ist eben-
falls "nachgesunken", so daß an der Störung selbst die ursprüngliche
Sprunghöhe erhalten ist. Im großen gesehen ist jedoch die Verwerfung
zwischen Nord- und Südflügel der Urnsausener Störung durch die Ablau-
gung auf dem hangenden Flügel nahezu kompensiert (siehe Grenze Unterer/
Mittlerer Buntsandstein).

Die intensive Ablaugung des Werrasteinsalzes führt zu dem Schluß, daß
zwar die Störung primär tektonisch angelegt ist, die übrigen Bauformen
jedoch stark durch atektonische Bewegungen des Deckgebirges überprägt
sein können (Hinweise auf mögliche halokinetische Bewegungen vor Be-
ginn der Ablaugung sind nicht vorhanden). Durch seismische Messungen

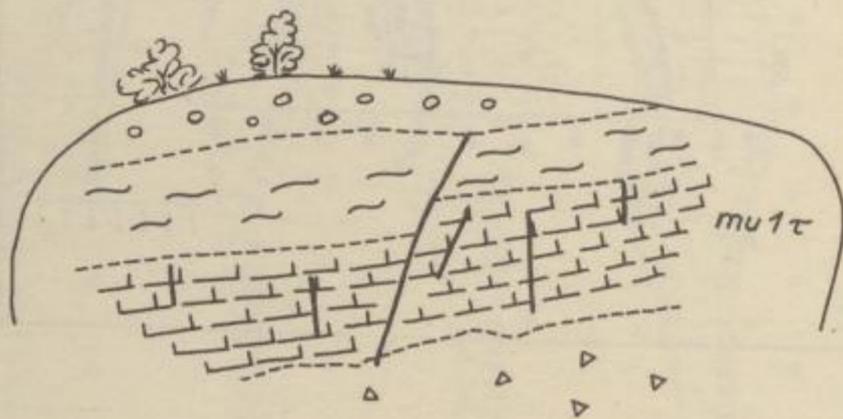


Abb. 13. Kleintektonische Abschiebung. Steinbruch nördlich von
Roßdorf

wurde die prinzipielle Richtigkeit dieser Darstellung bestätigt.

H. KÄSTNER

⑭ Kleiner Steinbruch nördlich von Roßdorf)

Kleintektonische Abschiebung in unmittelbarer Nähe der Urnshausener-
Roßdorfer Störung (Abb. 13)

Der Aufschluß liegt im Terebratelkalk des Unteren Muschelkalks. Die kleintektonische Abschiebung fällt nach SW ein, der gleiche Baustil ist für die Roßdorfer Störung anzunehmen, die etwa 20 m östlich vom Aufschluß verläuft. Die Einmündung, die die Störung im SW begleitet, bildet sich in der Morphologie ab und ist daher im Gelände gut sichtbar.

H. LÜTZNER

⑮ Tongrube Rosa

Aus der Tongrube Rosa ist ein Profil von D. MAI (1961) pollenanalytisch bearbeitet worden. Die Flora ist typisch für ein Interglazial und beweist, daß Ton und Moostorf von Rosa nicht dem Pliozän angehören. Eine Einstufung in ein bestimmtes Interglazial ist bisher nicht möglich. Damit muß auch der Vorgang der Absenkung infolge der Auslaugung im Pleistozän erfolgt sein.

J. ELLENBERG

L i t e r a t u r

DIETZ, C.: Die Salzlagerstätte des Werra-Kaligebietes. - Arch. Lagerstättenforsch. 40, 129 S., Berlin 1928.

DITTRICH, E.: Bericht über die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der im Jahre 1958 niedergebrachten Kaliuntersuchungsbohrung Heiligenroda 6/6E. - Unveröff. Ergebnisber. VEB Geol. Erkundung West, BA Jena 1959.

- FAIK, F., GRUMBT, E. & LÜTZNER, H.: Stratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im thüringischen Werra-Kaligebiet. - Geologie 13, 1964 (in Druck).
- HAASE, G. & OETTEL, S.: Beitrag zur Kenntnis der Auslaugungserscheinungen im Werra-Kaligebiet. - Bergakademie 15, 370 - 375, Berlin 1963.
- HOPPE, W.: Die Auslaugungserscheinungen im Werra-Kaligebiet, ihre Bedeutung für die Lagerstätte und die Landschaftsformen. - Jb. Reichsst. Bodenforsch. 62, 248 - 271, Berlin 1941.
- Die Kalisalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik, Teil 1. Das Werra-Gebiet. - Freib. Forschungsh. C 97, I, 166 S., Berlin 1960.
- Grundlagen, Auswirkungen und Aussichten der Kaliabwässerversenkung im Werra-Kaligebiet. - Geologie 11, 1059 - 1086, Berlin 1962.
- KÄSTNER, H.: Zur Kenntnis von Auslaugungserscheinungen im südlichen Werra-Kaligebiet. - Bergakademie 16, Berlin 1964 (in Druck).
- LANGE, P., & KÄDING, K. CHR.: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld. - Notizbl. hess. Landesamt 89, 242 - 265, Wiesbaden 1961.
- LÜTZNER, H.: Die Urnhäuser Störung und die Frage ihrer Fortsetzung bis zur Schachanlage Menzengraben. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1955.
- Zur Tektonik der Trümmercarnallitite von Menzengraben (Werra-Kaligebiet). - Geologie 9, 277 - 287, Berlin 1955.
- MAI, D.: Bericht über fossile Floren aus pliozänen und pleistozänen Ablagerungen Thüringens. - Unveröff. Ber. ZGI Berlin 1961.
- SOERGEL, W.: Zur Talentwicklung des Werra-Weser- und des Ilm-Saale-Systems. - Geol. Rdsch. 18, 103 - 120, Stuttgart 1927.
- SONNTAG, : Ergebnisbericht über erdmagnetische Erkundung im Werragebiet. - Unveröff. Ber. VEB Geophysik, Leipzig 1962.
- WÜSTNER, L.: Seismische Ergebnisse bei der Erkundung von Auslaugungserscheinungen im Werragebiet. - Freib. Forschungsh. C 161, 75 - 82, Berlin 1963.
- Auslaugung und Tektonik im Zechstein des Werra-Kalireviers nach seismischen Messungen. - Z. angew. Geol. 1964 (in Druck).

K a r t e n

Geol. Übersichtskarte i. M. 1 : 100 000, Bl. Gotha.

Geol. Spezialkarte i. M. 1 : 25 000, die Blätter: Altenbreitungen,
Lengsfeld, Salzungen, Vacha.

Geologische Karte
1. Blatt: Altenbreitungen, Lengsfeld, Salzungen, Vacha

Geologische Karte
2. Blatt: Altenbreitungen, Lengsfeld, Salzungen, Vacha

Geologische Karte
3. Blatt: Altenbreitungen, Lengsfeld, Salzungen, Vacha

Das geologische Profil durch die Gegend von Altenbreitungen, Lengsfeld, Salzungen und Vacha zeigt die folgenden Schichten: ...

Die geologische Karte zeigt die folgenden Schichten: ...

Exkursion 7

Thüringisch - Vogtländisches Schiefergebirge
=====

- Strukturtypen in Schiefer- und Phyllitgebieten -

Gesamtleitung: E. SCHROEDER, Berlin

Teilleitungen: P. BANKWITZ, H.-J. PAECH, Berlin

Exkursionsroute:

1. Tag: Saalfeld - Ziegenrück - Remptendorf - Saalfeld - Bad Blankenburg - Sitzendorf - Mellenbach - Schönbrunn - Katzhütte - Zirkel - Saalfeld
2. Tag: Saalfeld - Zeulenroda - Naitschau - Neumühle - Greiz - Reichenbach - Rodewisch - Kirchberg - Wilkau-Haßlau - Zwickau - Leipzig

A. Geologische Übersicht

1. Großbau und Stratigraphie

Das Thüringisch-Vogtländische Schiefergebirge erstreckt sich vom Schwarzburger Sattel im Westen bis zum Rand der westerzgebirgischen Granite im Osten. Sein Großbau wird durch je zwei NE-SW streichende Antiklinorien und Synklinorien mit 10 - 25 km Spannweite bestimmt: Schwarzburger Sattel, Ziegenrücker Mulde, Bergaer Sattel, Vogtländische Mulde. Der Ostteil gehört der Schiefer- und Phyllithülle des Erzgebirges an. Mehrere NW-SE streichende Querelemente sind vorhanden, von denen die Frankenwälder Querzone das bedeutendste ist.

Die Schichtenfolge reicht vom Proterozoikum bis zum Unterkarbon (Tab.1). Vorpaläozoikum und Kambrium - nicht näher eingestuft - erscheinen nur im Schwarzburger Sattel. Die paläozoische Folge vom Tremadoc bis zum höheren Kulm am Schwarzburger Sattel ist konkordant und im wesentlichen kontinuierlich, wenn auch die Sedimentationsraten sehr stark schwanken. Im Ostteil des Schiefergebirges ist die tektonische Aktivität größer,

Tabelle 1. Schichtenfolge des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges (sehr vereinfacht)

Unterkarbon:	Tonschiefer und Grauwacken (Kulm)	über 1000 m
Devon:	Tonschiefer und Kalke	wenige 100 m
Silur:	Alaunschiefer und Kalke	65 m
Ordovizium:	{ Gräfenthaler Serie Phycoden-Serie Frauenbach-Serie }	{ Tonschiefer und Quarzite über 1000 m
? Kambrium:	Goldisthaler Schichten	350 m
Präkambrium:	Katzhütter Schichten	über 1000 m

was in Lücken und schwachen Diskordanzen sowie in dem intensiven tiefoberdevonischen Initialmagmatismus zum Ausdruck kommt.

Mächtige pelitisch-psammitische Serien treten vor allem an der Basis und im oberen Teil des paläozoischen Profils auf. Aus ihnen bestehen die Kerne der Großsättel bzw. die Füllungen der Großmulden. Die geschlossenen Schieferfolgen des Kulm, der Phycoden-Serie und der Übergangszone im Hangenden der Frauenbach-Serie (im Bergaer Sattel) sowie die Katzhütter Schichten sind für feintektonische Untersuchungen, vor allem Schieferungsstudien, besonders geeignet.

2. Tektonik

Alle Schichten vom Proterozoikum bis zum Unterkarbon sind gefaltet und geschiefert, jedoch schwankt die Intensität der Faltung und Schieferung in weiten Grenzen. Zwischen der Verformung des Kulm und der älteren Horizonte besteht kein grundsätzlicher Unterschied, und infolgedessen liegt der Schluß nahe, daß der weitaus größte Teil der tektonischen Ereignisse an das Ende des Unterkarbons fällt, also etwa in die sudetische Phase. Reußische und bretonische Bewegungen sind besonders aus dem Ostteil des Gebietes bekannt, haben aber nur relativ geringe Intensität. Im Kern des Schwarzbürger Sattels wurde eine assyntische Diskordanz vermutet, die jedoch nicht eindeutig nachweisbar ist und mindestens stellenweise fehlen dürfte. Die wichtigsten tektonischen Richtungen im Vorpaläozoikum und Paläozoikum stimmen überein.

Im Vordergrund der tektonischen Forschung steht im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge demzufolge nicht die Ausscheidung von altersmäßig verschiedenen Bauelementen, sondern die Ausgliederung von Zonen verschiedenen Baustils im variszischen Faltengebiet.

An der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels, im Hauptteil der Frankenhäuser Querzone, in der Ziegenrück Mulde und im NW-Teil des Bergaer Sattels ist der Bau verhältnismäßig einfach. Die Schichtung (ss) ist gefaltet, und es tritt ein System von Schieferungsflächen (s_1) auf, in der Regel Transversalschieferung. Dieser Baustil kann als "reine Schiefergebirgstektonik" bezeichnet werden, der entsprechende Bereich als "normales Schiefergebirge".

Die Achsen der Falten III. und IV. Ordnung streichen im Bereich der Frankenhäuser Querzone relativ konstant NE-SW und fallen nach SW ein. In der Ziegenrück Mulde überwiegt NE-SW- bis ENE-WSW-Streichen und NE-Fallen, jedoch kommt untergeordnet auch SW-Fallen vor. Für den Südoststrand der Kulmmulde (Weida und Schleiz) sind starke Schwankungen der Raumlage der Faltenachsen charakteristisch.

Fast im gesamten Untersuchungsgebiet herrscht SE-Vergenz der Faltung. Gelegentlich kommen vergenzlose Falten vor, in denen die Schieferungsflächen dem NW fallenden Schenkel genähert sind. Am SE-Rand der Ziegenrück Mulde südwestlich Schleiz findet sich NW- bis W-Vergenz.

Das Streichen der Schieferungsflächen ist vorherrschend ENE-WSW, zeigt jedoch im Bereich der Frankenhäuser Querzone die bekannte sigmoidale Umbiegung in die NNE-SSW-Richtung. In der Querzone passen die Schieferungsflächen zur Faltensymmetrie, bei Weida und Schleiz gibt es erhebliche, im übrigen Gebiet geringe Abweichungen. Der mit Hilfe des Schmidtschen Netzes ermittelte Winkel zwischen Faltenachse und Schieferungsfläche wird als Maß für die Abweichung verwendet (Abb. 3).

Das Einfallen der Schieferungsflächen ist in der Regel steil bis mittelsteil. In der Frankenhäuser Querzone zwischen Probstzella und Hirschberg liegen die Fallwinkel jedoch unter 40° . Infolge des flachen Einfallens führten Schollenverkipnungen zu sehr erheblichen Änderungen des Streichens der Schieferungsflächen. Auch bei Auma liegen die Schieferungsflächen relativ flach.

An der Ostflanke des Schwarzburger Sattels gehört der Bereich des Bl. Gräfenthal zum größten Teil der Querzone an. Weiter nördlich ist der Rand der Querzone am flacherzgebirgischen Streichen der Schieferung zu erkennen. Die Gesteine sind wechselnd stark gefaltet, wobei diese Faltung in den Frauenbachschichten intensiver als in den Phycodenschichten sein dürfte. Eventuell hat schon vorsudetisch eine schwache Deformation das Altpaläozoikum erfaßt.

Die Vergenz ist ostgerichtet; nur in ordovizischen Gesteinen im unteren Schwarzatal und in Teilen der Kernzone des Sattels geht sie abweichend davon nach Westen.

Faltung mit transversalem s_1 ist in die Katzhütter Schichten hinein zu verfolgen. Zum tektonisch Liegenden stellt sich eine s_1 -parallels-Faltung ein, mit der eine stärkere Einengung senkrecht B_2 und die Ausbildung von s_2 -Flächen verknüpft ist. Bei NE-SW-Streichen und stark wechselndem Fallen sind diese Schubklüftungsflächen zu B_2 tautozonal. In der Kernzone des Sattels wird die s_1 -Faltung von einer $B \wedge B'$ -Faltung überlagert.

Diesen Gefügeänderungen der Gesteine entspricht eine zunehmende Phyllitisierung, die im derzeitigen Anschnittniveau mit der Neubildung von Biotit ihr Maximum erreicht.

Die SE-Grenze des normalen Schiefergebirges ist etwa durch die Linie Berga - Pausa gegeben. In der Vogtländischen Mulde und im SE-Teil des Bergaer Sattels bei Greiz treten Elemente der Phyllittektonik auf. Sehr typisch entwickelt ist verschiedentlich die s_1 -Faltung mit Runzelung und SE fallender Schubklüftung. In anderen Aufschlüssen treten zwei Systeme NW bzw. N fallender Schieferungsflächen auf, von denen keine als typische Schubklüftung angesprochen werden kann. Als dritter Strukturtyp sind sehr flache bis horizontale Schieferungsflächen zu erwähnen. Es kann gezeigt werden, daß es sich hierbei mindestens zum Teil um eine zusätzlich auftretende Flächenschar handelt.

Charakteristische Phyllitgefüge finden sich auch weiter östlich in den Rahmengesteinen des Kirchberger Granits. Diese Phyllite bilden den Übergang zu den höher metamorphen Gesteinen des Erzgebirges und können als dessen Hülle gelten. Südlich des Kirchberger Granits strei-

chen die s_2 -Falten N-S (Abb. 9 A), im NE des Plutons überwiegt dagegen NE-SW-Streichen. Die Faltenachsen fallen nach N bzw. NE ein. Zu diesen Falten gehören flache s_1 -Flächen (meist unter 30°). Nur westlich des Granits ist s_1 steil. Die erste Schieferung scheint sich dem Kontakt des Tiefengesteinskörpers anzuschmiegen (vgl. Abb. 1). Auch die während der zweiten Beanspruchung entstandenen tektonischen Elemente (s_1 -Falten, s_2 , Runzelung auf s_1) zeigen eine gewisse Abhängigkeit von der Kontaktlinie des Kirchberger Granits (Abb. 9 B). B_2 (Achsen der s_1 -Falten und Runzelung) streicht NE-SW bis E-W. Die Vergenz der entsprechenden Falten ist stets nach NW bzw. N gerichtet.

Da die thermische Beeinflussung durch den Kirchberger Granit nicht zur vollkommenen Übersprossung des vorliegenden Gefüges führte, sind die tektonischen Elemente meist auch im Kontakthof wiederzufinden. In den Cordieriten erkennt man mitunter noch die verfältelten s_1 -Flächen (Runzelung). Wegen des allgemeinen Achsengefalles der s_2 -Falten nach N bzw. NE ist die Abhängigkeit des tektonischen Inventars von der Kontaktlinie des Kirchberger Granits nicht als Aufwölbung des Tiefengesteinskörpers während der Intrusion zu deuten.

3. Geophysik

Gravimetrie

Das Exkursionsgebiet wird im Osten und Westen von negativen Schwereanomalien flankiert. Im Osten sind es die Granite von Kirchberg und Bergen, die Ausläufer des Erzgebirgsminimums verursachen. Im Westen fällt der Schwereabfall mit der Grenze des Schiefergebirges zum Rotliegenden des Thüringer Waldes zusammen. Ähnlich scharf markiert sich auf der Karte der Bouguerstörungen der Südrand des Schiefergebirges. Sonst kennzeichnet mäßige Überschwere das Gebiet, innerhalb dessen nur die z. T. verdeckten Granite der Querzone und die Struktur von Auma durch niedrige Werte auffallen. Von den kleineren Strukturen ist das Minimum am Glasbachgranit des Schwarzbürger Sattels zu erwähnen.

Magnetik (überarbeitet von G. ADLER)

Bedingt durch die unterschiedlichen petromagnetischen Eigenschaften der anstehenden oder oberflächennah lagernden Gesteine ist das ΔZ -Bild differenzierter als die Schwerekarte. Im Gebiet des Schwarzbürger

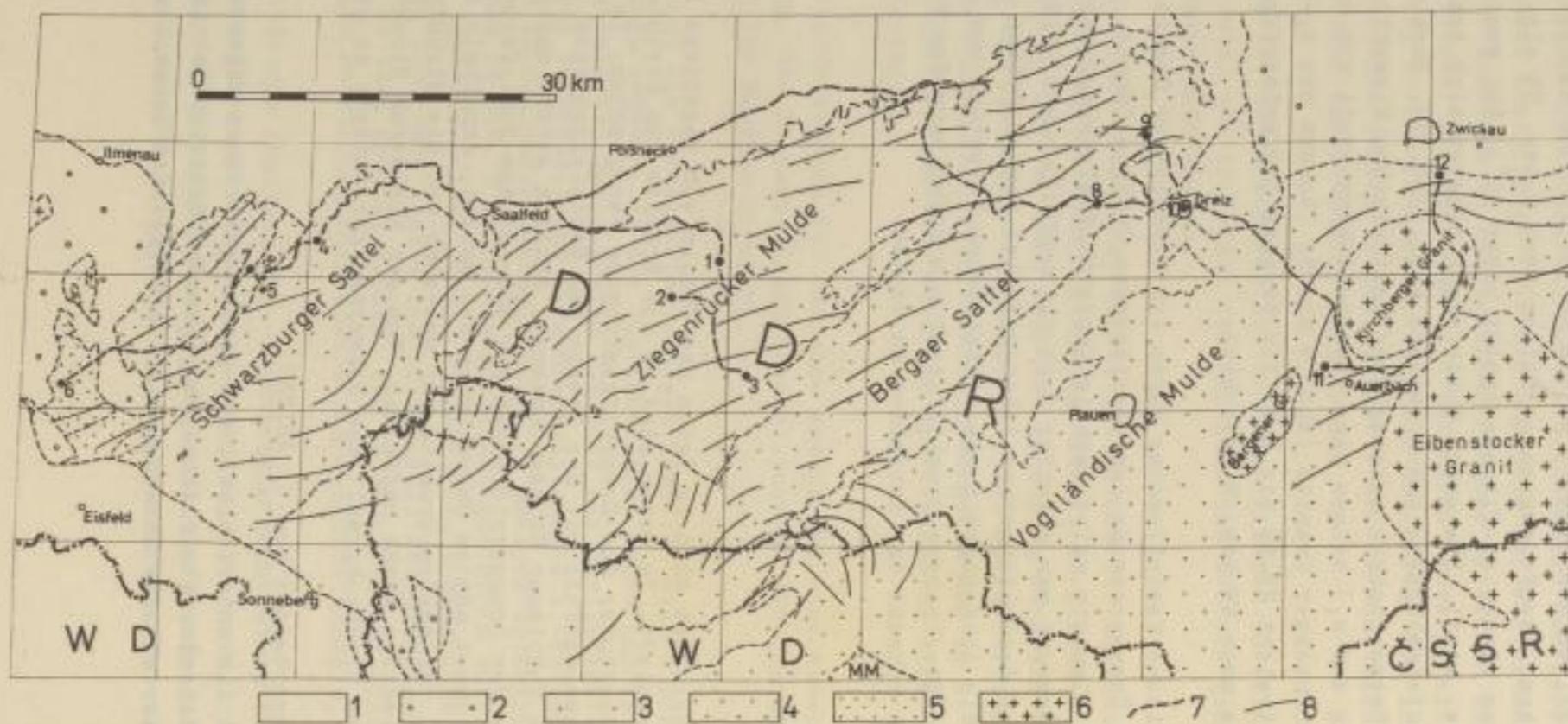


Abb. 1. Fahrtroute der Exkursion durch das Thüringisch-Vogtländische Schiefergebirge
 1 - Zechstein bis Känozoikum; 2 - Oberkarbon bis Rotliegendes; 3 - Unterkarbon;
 4 - Kambrium bis Devon; 5 - Proterozoikum; 6 - Granit; 7 - Exkursionsroute;
 8 - Streichen der Schieferungsflächen

Sattels beeinflussen Rotliegenderuptiva und vermutete Magmatite (FRANZ 1959) das Meßbild. Teile der Querzone sind durch Δ Z-Werte über 200γ gekennzeichnet. Ein nahezu ungestörtes Meßbild ergibt sich über der Vogtländischen Hauptmulde und über den ordovizischen Schichten des Bergaer Sattels. Nur über der Devonfläche treten einzelne Anomalien auf, als deren Ursachen Diabas, Diabasmandelstein und Paläopikrit anzunehmen sind.

Die vogtländischen und erzgebirgischen Granite bilden sich durch relative Minimalzonen ab, nur die porphyrkörnige Randzone des Kirchberger Granits zeigt erhöhte Störwerte. Die Kontaktzonen des Eibenstocker, Kirchberger und Bergener Granits zeigen stark gegliederte magnetische Anomalien. In den Phyllitzwischengebieten verursachen insbesondere die Quarzitschieferleinlagerungen magnetische Anomalien, während die Hornblendegesteine mit ihrer geringen Magnetisierbarkeit das Meßbild nicht merklich beeinflussen.

B. Beschreibung der Einzelaufschlüsse

1 Ziegenrück, Fuß des Schloßfelsens

Grauwacken mit Schieferzwischenschichten ("Oberkulm")

Der Aufschluß liegt im Zentrum der Ziegenrücker Mulde. Er zeigt einen Sattel, dessen Achse 68° streicht und mit 21° nach SW einfällt. Die aus der Lage der Schenkel (22/30 NW und 72/81 S) abzuleitende Vergenz beträgt 30° SE. Spezialfalten III. bis IV. Ordnung (100 m- bis 1 m-Bereich) mit NE-SW bis ENE-WSW streichenden Achsen und SE-Vergenz sind für das Thüringische Schiefergebirge typisch.

Wegen des Vorherrschens kompetenter Bänke treten Schieferungsflächen (s_1) im Umbiegungsbereich wenig hervor. Am besten kenntlich sind sie in den Schieferlagern des steilen SE-Schenkels. Sie liegen im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Frankenwälder Querzone und bei Auma relativ steil ($67/68$ NW). Im NW-Schenkel ist s_1 etwas flacher ($55/46$ NW), wodurch eine gewisse Meilerstellung zum Ausdruck kommt. Auch in den Grauwackenbänken des SE-Schenkels liegt s_1 infolge der Brechung flacher. Die s_1 -Flächen passen nicht genau zur Falte, sondern weichen im Mittel um 6° ab.

Das Scharnier zeigt eine deutliche Mächtigkeitsschwellung, während die Schenkeldicken etwa übereinstimmen. Infolge der inneren Gesteinsdeformation sind die Schichten umso mächtiger, je größer der Winkel zwischen Schichtung und s_1 -Flächen ist.

② Straße Liebschütz - Drognitz südlich Altenbeuthen, km 4,2

Tonschiefer ("Unterkulm")

Aufgeschlossen ist ein SE vergenter Sattel mit der Faltenachse B 13/18 N. Die Schieferungsflächen (71/49 NW) weichen im Uhrzeigersinn von der Mittelebene ab und überschneiden daher die Falte schief (vgl. Abb. 2 B).

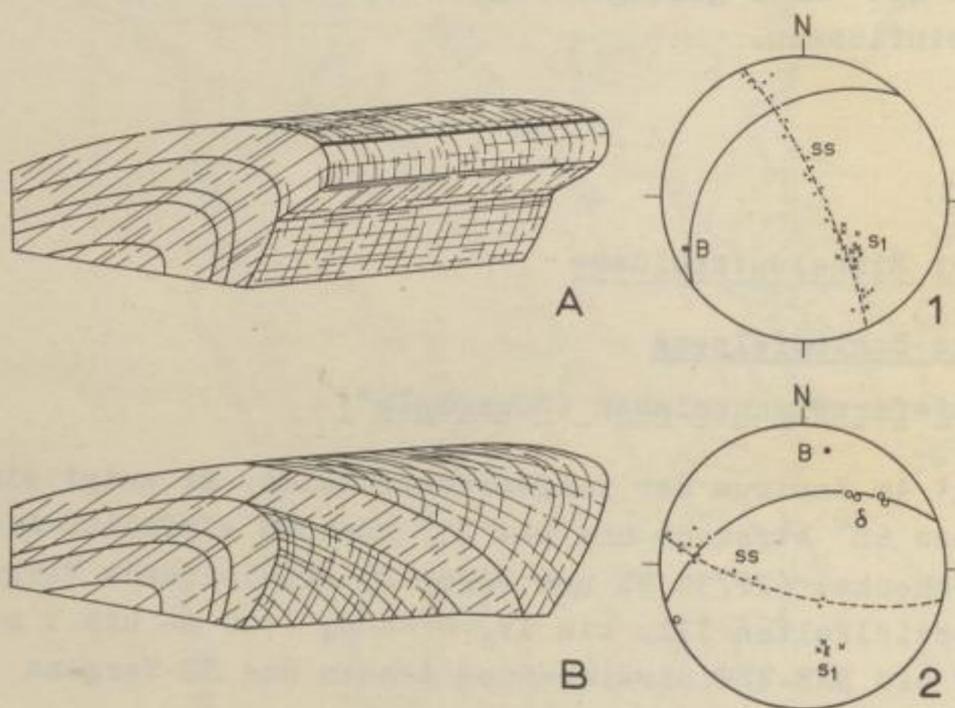


Abb. 2. Lagebeziehung zwischen Falten und Schieferungsflächen.
A: Schieferungsflächen und Faltenachse parallel; als Beispiel (D 1) eine Mulde aus dem Kulm, Bahneinschnitt Grünau, Bl. Leutenberg. B: Schieferungsflächen und Faltenachse nicht parallel (Rechtsabweichung); als Beispiel (D 2) ein Sattel aus dem Kulm, Straße Liebschütz - Drognitz südlich Altenbeuthen, Bl. Liebengrün (Aufschluß 2)

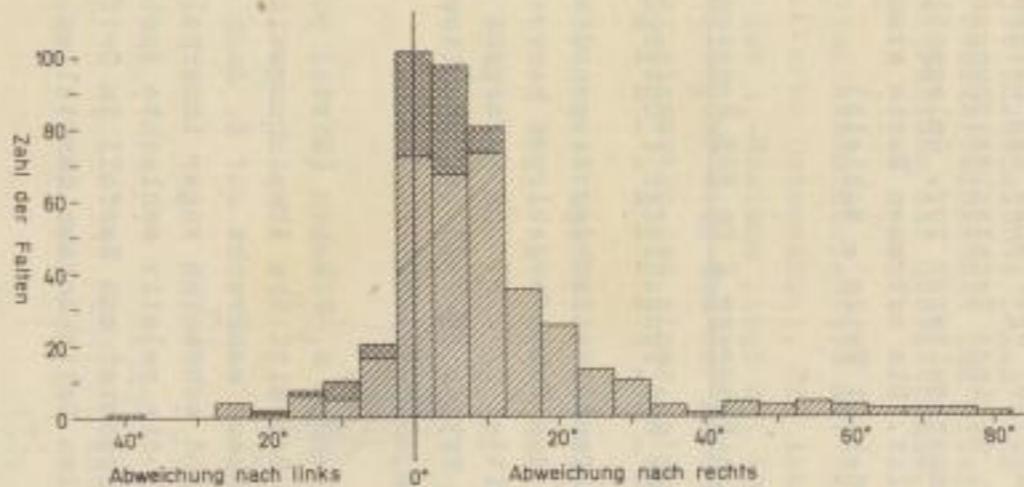


Abb. 3. Diagramm mit den Abweichungswinkeln B/s, für 430 Falten aus dem Ostthüringischen Schiefergebirge. Kreuzschraffur: 77 Falten aus der Franckenwälder Querzone. Einfach schraffiert: 353 Falten aus dem übrigen Gebiet

Im Diagramm (Abb. 2, D 2) liegen die Lote der s_1 -Flächen neben dem π -Kreis. Als Maß für die Abweichung kann der Winkel zwischen B und s_1 angegeben werden, der mit Hilfe des Schmidtschen Netzes zu bestimmen ist (in unserem Beispiel 25° Rechtsabweichung). Wegen dieser Abweichung sind Faltenachse und Schnittkanten ss/s_1 nicht parallel.

Abb. 3 gibt eine graphische Darstellung aller im Gebiet zwischen der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels und der NW-Flanke des Bergaer Sattels bestimmten Abweichungswinkel. Geringe Rechtsabweichungen sind häufig, starke Rechtsabweichungen kommen seltener vor. Gelegentlich wurde auch Linksabweichung festgestellt. Die extremen Werte stammen vom SE-Rand der Ziegenrücker Mulde (Gebiet Weida - Schleiz).

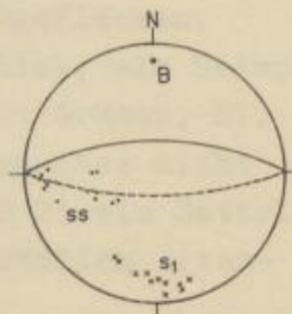
③ Uferweg am Retschbach-Arm des Bleiloch-Stausees 2 km ESE Remptendorf

Dünnbankige Grauwacken bzw. Sandsteine und Tonschiefer ("Unterkulm")

Dieser Punkt gehört dem südöstlichen Randstreifen der Ziegenrücker Mulde an. Im Gegensatz zum Hauptteil des Schiefergebirges herrschen hier N-S streichende Faltenachsen (Mittel 0/12 N) und W-Vergenz vor. Etwa in der streichenden Fortsetzung ist im NW-Teil der Pörmitzer Faltenzone durch Bohrungen NW-Vergenz nachgewiesen.

Die E-W streichenden und steil N fallenden s_1 -Flächen (Mittel 90/70 N) passen nicht zu den Falten (Abb. 4). Der mittlere Abweichungswinkel beträgt 58° , stellenweise steht s_1 nahezu senkrecht auf B. Auch die Delta-Achsen weichen stark von B ab und schwanken sogar innerhalb einer Falte erheblich. Auffällig ist die relativ schlechte Ausbildung der Schieferungsflächen. Vielfach beobachtet man Zerfall in Griffel, die durch ss und s_1 begrenzt sind, also Delta-Achsen darstellen.

Abb. 4. Sammeldiagramm westvergenter Falten mit starker Abweichung der s_1 -Flächen. Kulm, Uferweg am Retschbach-Arm des Bleiloch-Stausees 2 km ESE Remptendorf, (Aufschluß 3)



④

④ Sitzendorf, NE-Hang der Sorbitz vor deren Einmündung in die Schwarza

Frauenbachschichten (Ordovizium)

Oberer Frauenbachquarzit und Schiefer der Übergangszone sind vor ihrem Abtauchen unter den oberen Magnetitquarzit und die Phycoden-Serie intensiv gefaltet. Die transversalen s_1 -Flächen liegen in den Achsenebenen der vorwiegend SE-vergenten Falten verschiedener Größenordnung (Abb. 5). Inkompetente Lagen sind in den Scharnieren m-großer Quarzitalten stärker eingengt und widerspiegeln dann häufig nicht mehr das Bild der Faltung der Quarzitbänke.

Die Falten haben Stufenform mit längerem flachen westlichen und kürzerem steilerem Ostschenkel. Die Achsen verlaufen im Durchschnitt 70/10 NE; das s_1 -Maximum liegt bei 69/50-60 NW. Im Diagramm stärker streuendes s_1 ergibt sich aus der Brechung (hier mehr Flexur als Knick) an Materialgrenzen und einer gelegentlichen NW-Vergenz der Falten.

Die Klüfte bevorzugen die $ac(010)$ -Lage.

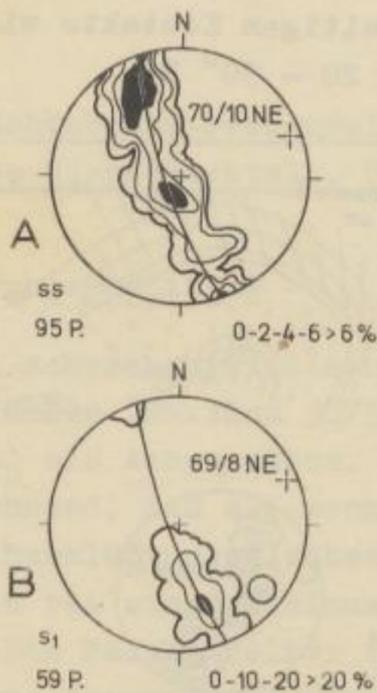


Abb. 5. Quarzite und quarzitische Schiefer der Frauenbachschichten; NE-Hang der Sorbitz vor deren Einmündung in die Schwarza bei Sitzendorf. A: Diagramm aus 95 Schichtflächen
B: Diagramm aus 59 Schieferungsflächen (Aufschluß 4)

⑤ Steinbruch der Mellenbacher Hartsteinwerke Gebr. Fischer KG, östlich

Mellenbach

Metadiabas in Phycodenschiefern (Ordovizium)

An der Ostflanke des Schwarzburger Sattels sind basische Eruptivgesteine untergeordnet verbreitet. Ende 1963 war im oben bezeichneten Aufschluß folgende Situation gegeben (Abb. 6):

Ein ca. 30 - 40 m mächtiger Metadiabas in Phycodenschiefern ist im Westteil des Steinbruchs mit steilen Kontakten den Schiefern eingeschaltet. Die westliche Hangendgrenze versteilt sich nach unten zu vom anfänglichen NW-Fallen bis zu einem 70° SE-Fallen; die Liegendgrenze fällt mittelsteil nach NW. Daraus ist eine Verjüngung des ganzen Körpers zum Liegenden hin abzulesen (Abb. 6). Die Schichtflächen des liegenden Schiefers sind kontaktparallel, die des hangenden sind es nur teilweise, mitunter gestört und bei steilem Kontaktfallen in dessen unmittelbarer Nähe kleingefaltet. Im Hangenden begleitet in diesem Teil des Bruchs eine Metadiabas-Apophyse den Hauptkontakt.

Im Ostteil fallen die beiderseitigen Kontakte wie auch die Schichtflächen des Schiefers mit ca. $20 - 30^{\circ}$ E.

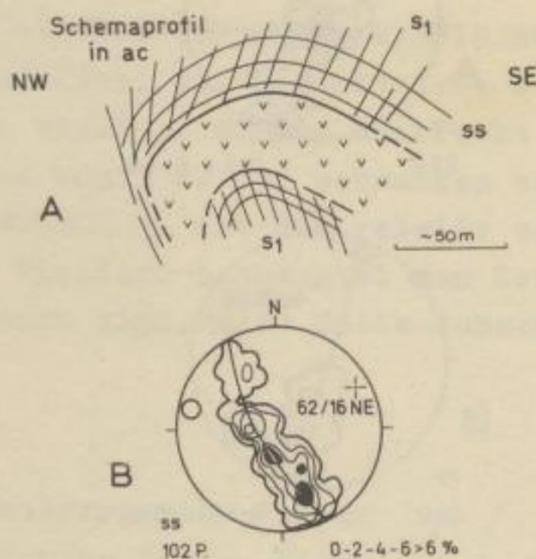


Abb. 6. Metadiabas von Mellenbach. A: Schemaprofil; Haken: Metadiabas. B: Diagramm aus 102 Schichtflächen im liegenden und hangenden Schiefer (Aufschluß 5)

⑥

Im ganzen haben also Metadiabas und begleitende Schiefer eine W-vergente Faltenform mit der Achse 362/16 NE.

s_1 fällt im hangenden Schiefer meist NW, ist im Metadiabas in ein SE-Fallen gebrochen und behält dieses SE-Fallen im liegenden Schiefer (am W-Kontakt auch im hangenden!) bei.

Die Querklüfte verlaufen spitzwinklig zu B_1 , sind also z. B. Okl-Klüfte. Metadiabas und liegender Schiefer sind zusätzlich durch abrupten Rupturen gekennzeichnet, zweisecharig besonders im Schiefer. Die Klüfte im Basit besetzen einen Großkreis senkrecht zu den Kontakten (? ange-deutete Säulenbildung). Die aufschlußtypischen Rutschstreifen passen nicht zur Symmetrie des $ss-s_1$ -Gefüges.

Die Gesteinszusammensetzung des Basits ist z. B. (in Vol.-%): HoI 14,7, HoII 4,6, PlagI + II 47,3, Chlorite 18,3, Epidot 8,2, "Leukoxen" 6,9.

Der Aufschluß wird im Hangenden - etwa 90 m über Sohlenniveau - von einer in der Schichtung der Schiefer liegenden Metadiabasbrekzie begleitet.

⑥ Felsen an der Straße Schönbrunn-Frauenwald, Westhang Schleusetal, oberhalb der Einmündung des Hühnerbachtals, Schönbrunn, Ortsteil Unterneubrunn

Katzhütter Schiefer (Proterozoikum)

Es sind Kleinfalten in schwachphyllitischen Katzhütter Schiefeln aufgeschlossen. Die s_1 -Flächen (Maximum 90/50 S) zeigen wenig regelmäßige, sinusoide Falten mit s_2 als Achsenebene. Allgemein ist für den Schwarzbürger Sattel kennzeichnend, daß s_2 , wenn vorhanden, mehr latent als realisiert ist. Die Schubklüftungsflächen fallen hier als dm-lange Klüfte auf. Sie belegen bei einem Maximum von 90/15 N einen Großkreis mit der Achse 90/3 W. Die Falten selber (λ 0,1-1 m) sind verzopft, halten im Streichen ohne Formwechsel kaum 0,5 m durch; ihre Achsen verlaufen im Durchschnitt 85-90/10 W (Abb. 7).

Unter den Klüften liegen zwei Maxima vor: eines entspricht ac (010); das andere wird von Klüften ausgemacht, deren Streichen dem der SE verlaufenden Gänge und Störungen (einschließlich der Randstörung)

entspricht und die wahrscheinlich ohne Bindung an den Faltungsvorgang sind.

⑦ Straßenanschnitt unmittelbar nördlich der scharfen Kurve am westlichen Ortsausgang Mellenbach Richtung Katzhütte, gegenüber Glaswerk (Glashütte) Mellenbach

Phyllite und Katzhütter Schichten (Proterozoikum)

Der Aufschluß liegt im Bereich der Blumenauer Überschiebung v. GAERTNERS. Albit-Chlorit-Serizitphyllite der Kernzone stoßen gegen Grauwacken, Grauwackenschiefer und Schiefer der südöstlich angrenzenden Katzhütter Schichten. Nordwestlich der Störung liegen Phyllite mit z. T. straffem Zellenbau und gelegentlichen Quarz-Albit-(Karbonat-)gängchen. Die s_1 -Flächen sind meist glatt, d. h., weniger gefaltet (Achse 44/8 NE) und

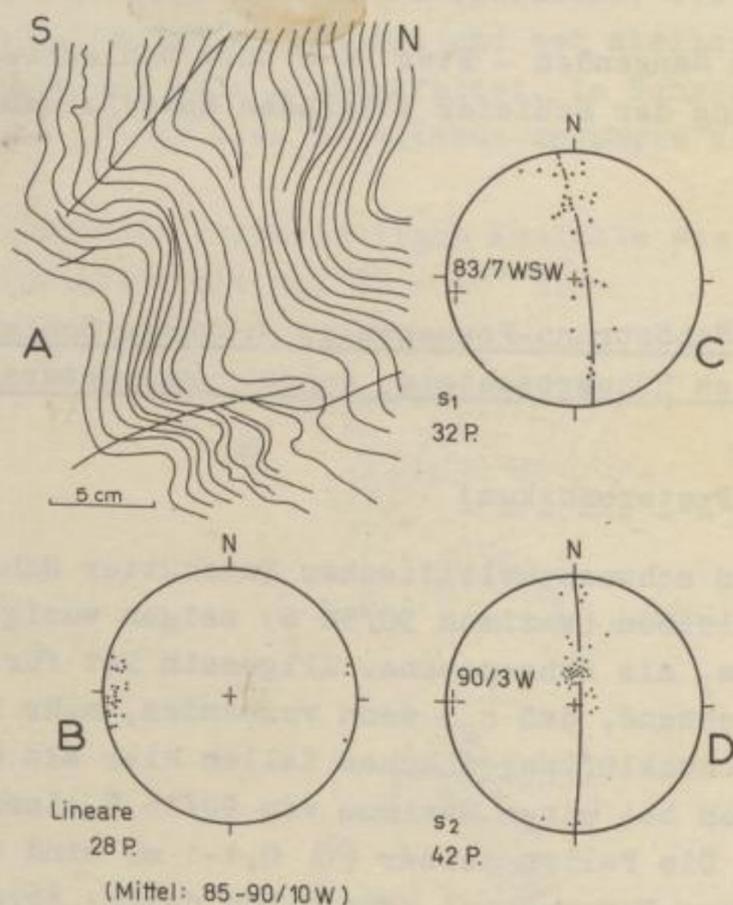


Abb. 7. Gefaltete (A), schwachphyllitische Katzhütter Schiefer. Felsen bei Schönbrunn, Straße nach Frauenwald. B: Diagramm mit 28 Linearen, C: Diagramm mit 32 s_1 -Flächen. D: Diagramm mit 42 s_2 -Flächen (Aufschluß 6)

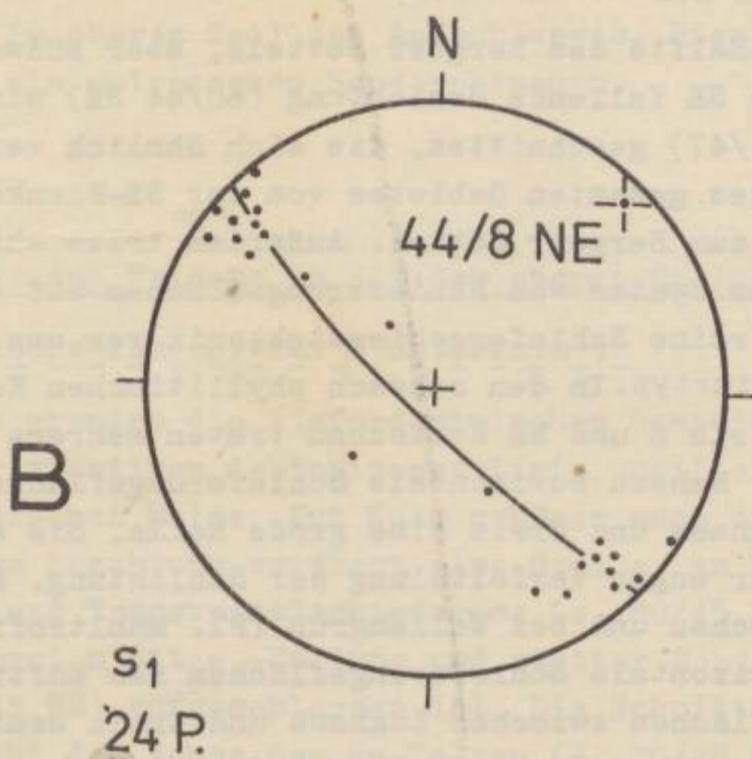
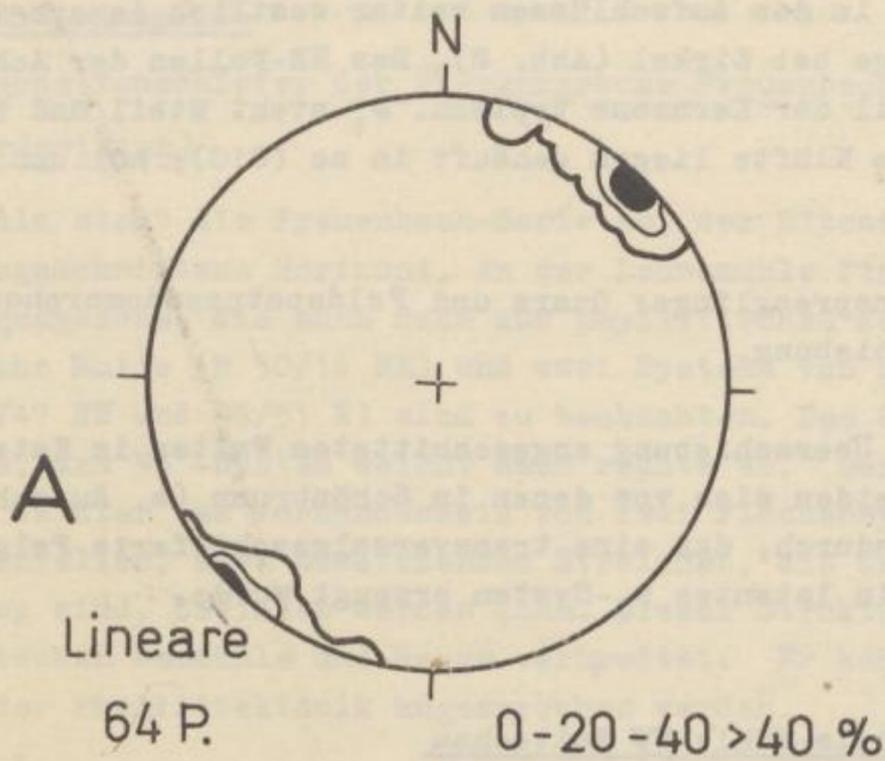


Abb. 8. Phyllite des Straßenanschnittes westlich Mellenbach. A: Diagramm mit 64 Linearen.
B: Diagramm mit 24 s₁-Flächen (Aufschluß 7)

schubgeklüftet als in den Aufschlüssen weiter westlich innerhalb der Schwarzaschlinge bei Zirkel (Abb. 8). Das NE-Fallen der Achsen ist für den Nordteil der Kernzone typisch. s_1 steht steil und fällt nach NW und SE. Die Klüfte liegen gehäuft in ac (010); h01 und h01 $\bar{1}$ -Klüfte kommen vor.

Ein Porphyroid (Einsprenglinge: Quarz und Feldspatpseudomorphosen) besetzt die Überschiebung.

Die südöstlich der Überschiebung angeschnitteten Falten in Katzhütter Schichten unterscheiden sich von denen in Schönbrunn (s. Aufschluß 6) schon qualitativ dadurch, daß eine transversalgeschieferte Folge gefaltet und dabei ein latentes s_2 -System erzeugt wurde.

⑧ Felsen an der Stöckels-Mühle NW Naitschau

Phycodenschiefer (Ordovizium)

Naitschau liegt in der SE-Hälfte des Bergaer Sattels, aber südwestlich seines ältesten Kerns. Die SE fallende Schichtung (60/44 SE) wird von NW fallenden s-Flächen (61/47) geschnitten, die sich ähnlich verhalten wie die Hauptschieferung des gesamten Gebietes von der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels bis zum Bergaer Sattel. Außerdem tritt aber hier ein zweites, \pm horizontales System von Schieferungsflächen auf (70/8 NW). Wir haben also keine reine Schiefergebirgstektonik vor uns, sondern einen komplizierteren Strukturtyp. In den schwach phyllitischen Kernschichten des Bergaer Sattels E und NE Naitschau treten mehrere Achsen- und s-Flächen-Systeme auf. Nahezu horizontale Schieferungsflächen spielen im Gebiet zwischen Zoghaus und Greiz eine große Rolle. Sie sind oft Achsenebenen einer sehr engen Verfältelung der Schichtung. Da einige Aufschlüsse bei Naitschau und bei Wallengrün (Bl. Mühltröff) zeigen, daß flache bis horizontale Schieferungsflächen neu auftreten, dürften auch die flachen Flächen zwischen Zoghaus und Greiz wenigstens zum Teil nicht dem s_1 entsprechen, sondern eine andere Flächenschar darstellen.

9

10

9) Steinbruch Lehnmühle

Phyllitische Tonschiefer der Übergangszone Frauenbach-Serie/Phycoden-Serie (Ordovizium)

SE Neumühle steht die Frauenbach-Serie an, der älteste im Bergaer Sattel angeschnittene Horizont. An der Lehnmühle finden wir Gesteine der Übergangszone, die auch noch zum phyllitischen Kerngebiet gehören. Eine flache Mulde (B 50/16 NE) und zwei Systeme von Schieferungsflächen (62/47 NW und 95/51 N) sind zu beobachten. Das 62°-System paßt zur Falte, das 95°-System weicht nach rechts ab. Der Aufschluß ist wichtig, da hier das Vorhandensein von zwei Flächensystemen mit ähnlichem Einfallen, aber abweichendem Streichen, die unabhängig von der Schichtung sind, bewiesen werden kann. Dieser Strukturtyp ist vor allem zwischen Neumühle und Berga verbreitet. Er kann wiederum als Merkmal der Phyllittektonik angesprochen werden.

Besonders auffällig ist die unruhig-wellige Lage der Schieferungsflächen im oberen Teil des Aufschlusses. Hierbei handelt es sich jedoch um ein untypisches Sonderphänomen.

10) Westseite des Felsens im Hof des oberen Greizer Schlosses

Phyllitische Tonschiefer ("Unterkulm")

NE Greiz grenzen die tiefordovizischen Gesteine des Bergaer Sattels an einer wichtigen tektonischen Linie unmittelbar gegen Kulm der Vogtländischen Mulde. Zum Kulm gehören auch die Felsen des Schloßberges. Besondere Beachtung verdient eine Stelle, an der ein Bereich mit ss-Faltung und Transversalschieferung (s_1 80/45 N) unmittelbar neben einem Bereich mit s_1 -Faltung und zweiter Schieferung oder Schubklüftung (s_2 60/45 SE) aufgeschlossen ist. Die Schnittkante ss/ s_1 oder Delta entspricht der Achse der ss-Falten (B_1 30/28 NE), die Runzelung der Achse der s_1 -Falten (B_2 75/5 NE). Schubklüftung und Runzelung sind charakteristische Gefügeelemente der metamorphen Zonen des Schiefergebirges. Im Greizer Gebiet finden sich aber auch abweichende Bilder, und zwar vor allem die flachen Schieferungsflächen zwischen Zoghaus und Greiz und die zwei Schieferungssysteme vom Typ Lehnmühle. Eine eindeutige Zuordnung aller Flächen- und Achsenelemente ist nicht immer möglich. Im vorliegenden Fall kann aber bewiesen werden, daß s_2 ein

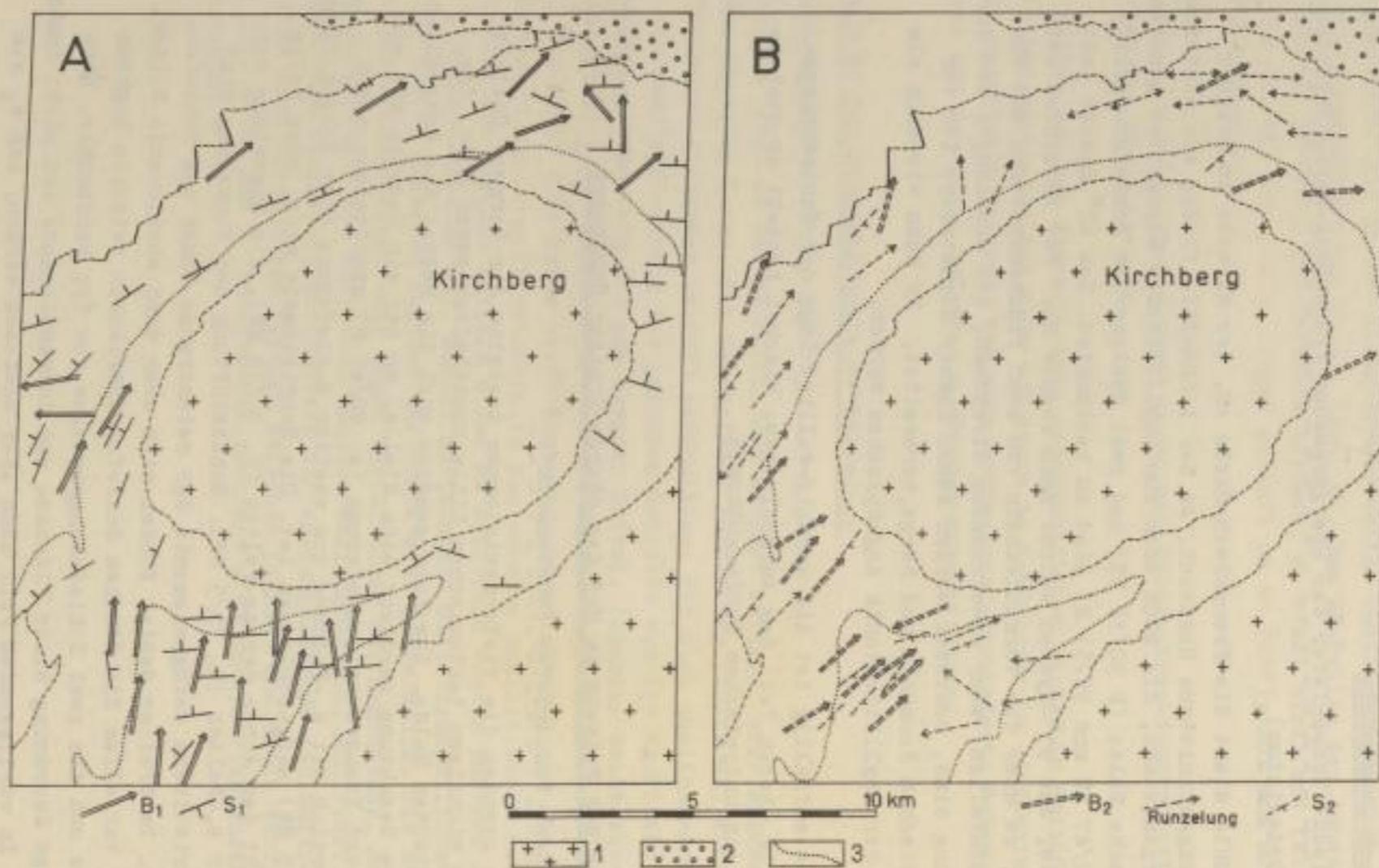


Abb. 9. Tektonische Elemente im Rahmen des Kirchberger Granites
 1 - Granit; 2 - Deckgebirge; 3 - äußere Grenze des Kontakthofes

selbständiges, jüngeres Flächensystem ist und nicht lediglich eine besondere Ausbildungsform der ersten Schieferung. Ein weiteres Merkmal der metamorphen Zone ist das Auftreten von Quarz in Nestern oder Lagen.

⑪ Ehemaliger Steinbruch an der Straße Rodewisch - Rebesgrün

Phycodenschichten (Ordovizium)

In diesem Aufschluß stehen deutlich gebänderte Phycodenschichten mit zahlreichen, unregelmäßig geformten Quarzknuern (teilweise mit Albit) an, die trotz des hohen Psammitanteiles noch reichlicher Feinglimmer enthalten und schon zur Phyllithülle des Erzgebirges gerechnet werden können. Die Gesteine sind ganz schwach kontaktmetamorph (beginnende Cordieritbildung) und gehören zum Verbindungsstück der Kontakthöfe des Kirchberger und Bergener Granites. Sie sind intensiv verfaltet, und wegen der Antivergenz lassen sich zwei Faltentypen deutlich

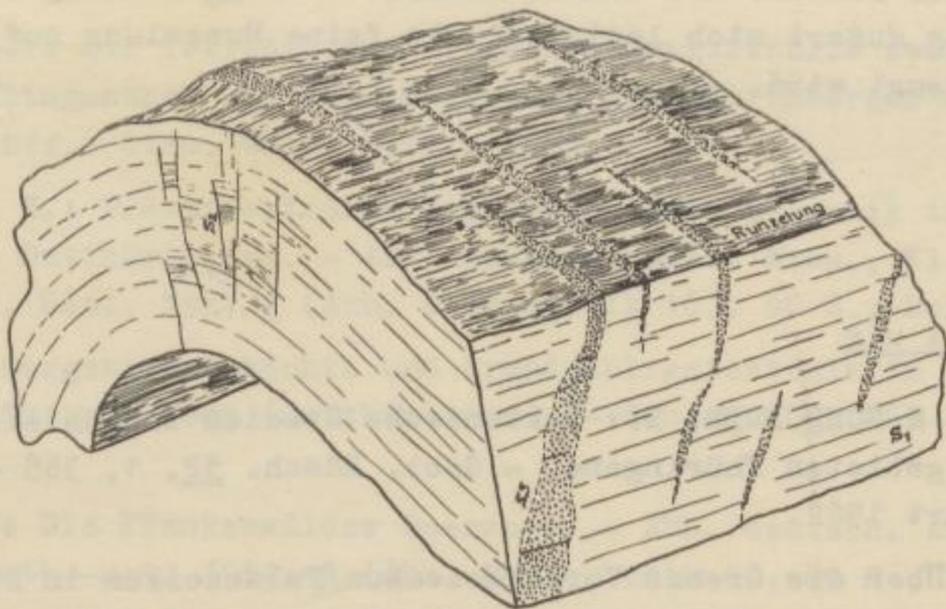


Abb. 10. s_1 -Falte im Handstück aus Aufschluß 11. Auf der verfalteten s_1 -Fläche sieht man sowohl die Spur der Schichtung als auch die durch s_2 erzeugte Runzelung

unterscheiden: SE vergente ss- und NW vergente s_1 -Falten, die allerdings gleich streichen. Eigenartigerweise unterliegt die Schnittkante ss/s_1 starken Schwankungen, während die Runzelung auf s_1 parallel B_2 liegt.

In s_1 -Falten ist neben der verfalteten s_1 -Fläche noch die Schichtung zu erkennen. Wie aus Abb. 10 zu ersehen ist, wird die zur Schichtung transversal liegende erste Schieferung verfaltet. Mit diesen s_1 -Falten ist die Schubklüftung genetisch verbunden, was aus der Symmetriebeziehung hervorgeht (h01 zur s_1 -Falte). Hier läßt sich also nachweisen, daß die s_1 -Falten jünger als ss-Falten sind.

⑫ Klippen am rechten Rödelbachhang in Wilkau-Haßlau

Phycodenschichten (Ordovizium)

Diese Klippen liegen nördlich des Kirchberger Granites und bestehen wie auch in Aufschluß 11 aus intensiv verfalteten Phycodenschichten. Man beobachtet aber nur einen Faltenantyp, nämlich NE streichende und SE vergente ss-Falten. Die in Aufschluß 11 zur s_1 -Faltung führende Beanspruchung äußert sich lediglich als feine Runzelung auf s_1 , die durch s_2 erzeugt wird.

L i t e r a t u r

- BANKWITZ, P. & SCHROEDER, E.: Tektonische Studien in Schiefer- und Phyllitgebieten Thüringens. - Geol. Rdsch. 52, 1, 365 - 376, Stuttgart 1962.
- DEUBEL, F.: Über die Grenze Vorpaläozoikum/Paläozoikum in Böhmen und Thüringen. - Geologie 8, 818 - 827, Berlin 1959.
- FRANZ, P.: Erdmagnetische und petromagnetische Untersuchungen im südwestlichen Teil des Schwarzburger Sattels und im Südwestthüringisch-Fränkischen Triasland als Beitrag zur Deutung regionaler magnetischer Anomalien. - Geophysik und Geologie 2, 64 - 77, Leipzig 1960.

- GAERTNER, H.-R. v.: Probleme des Saxothuringikums. - Geol. Jb. 65, 409 - 450, Hannover 1950.
- GRÄBE, R.: Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevons und Unterkarbons sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typus am NW-Rand des Bergaer Sattels. - Freib. Forschungsh. C 140, 83 S., Berlin 1962.
- HEMPEL, G.: Das metamorphe Kerngebiet (Ordovicium) des Bergaer Sattels östlich der Weißen Elster (Ostthüringen). - Geologie 7, 44 - 60, Berlin 1958.
- Die Nordwestflanke des Bergaer Sattels (Ostthüringen). - Wiss. Z. Univ. Jena 11, math.-nat. R., 1/2, 141 - 182, Jena 1962.
- HOFMANN, J.: Ein Beitrag zur Tektonik des Halbhorstes von Netzschkau. - Freib. Forschungsh. C 99, 49 S., Berlin 1961.
- JAEGER, W.: Der geologische Bau des vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz. - Abh. sächs. geol. Landesamts 6, 29 S., Leipzig 1927.
- LORENZ, W.: Die Schwereanomalie von Auma. Tektonisch-gefügekundliche Untersuchungen im ostthüringischen Schiefergebirge. - Freib. Forschungsh. C 39, 74 S., Berlin 1957.
- PAECH, H.-J.: Die Tektonik der Erzgebirgsphyllithülle zwischen Zwickau und Klingenthal und ihre Beziehung zum Kirchberger Granit. - Unveröff. Diss. Univ. Berlin 1963.
- SCHROEDER, E.: Prävariszischer Magmatismus und Tektonik in den Sattelzonen Ostthüringens. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol., Biol. 1957, 7 (Abh. Geotektonik 16), 60 S., Berlin 1958.
- Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). - Geologie 7, 465 - 483, Berlin 1958.
- SCHWAN, W.: Die Frankenwälder Querzone. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. math.-nat. 1954, 6 (Abh. Geotektonik 9), 80 S., Berlin 1956.

K a r t e n

- WATZNAUER, A.: Geologische Übersichtskarte i. M. 1 : 100 000, Bl. Ilmenau, Jena, Plauen, Altenburg, Eibenstock.

Geol. Spezialkarte i. M. 1 : 25 000; die Blätter Ziegenrück, Lieben-
grün, Königsee, Großbreitenbach, Weida, Naitschau (Triebes), Greiz,
Unterneubrunn (Masserberg), Schleiz, Bad Blankenburg, Kirchberg,
Auerbach.

Gravimetrische und magnetische Karten des VEB Geophysik Leipzig.

①

②

Exkursion 8

Kristallin westliches Erzgebirge

- Versuch einer stratigraphischen Einbindung des Kristallins
des Erzgebirges sowie Deutung der tektonischen Stellung der
Plutone -

Gesamtleitung: A. WATZNAUER, Freiberg (Sachsen)

Teilleitungen: K. HOTH, W. LORENZ, Freiberg (Sachsen),
S. WOZNIAK, Niederschlema

Exkursionsroute:

- 1. Tag: Karl-Marx-Stadt - Lößnitz - Affalter - Dittersdorf-
Dreihansen - Bärengrund bei Aue - Auerhammer - Steinbruch
Geyerscher Wald - Herold - Karl-Marx-Stadt
- 2. Tag: Karl-Marx-Stadt - Rittersgrün - Breitenbrunn - Steinbruch
Tellerhäuser, Fichtelberg - Steinbruch Gifthüttenberg -
Steinbruch Obermittweida - Hammerunterwiesenthal - Stein-
bruch Oberscheibe - Emmmler - Niederschlag - Sehmatal
bei Annaberg

Erster Tag

- ① (a) Fernverkehrsstraße 169 bei Lößnitz: }
Diabase, Tuffe } Devon
- (b) Schnepfenberg bei Leukersdorf: Diabase und }
Tuffe, verfaltet } - }
- ② Bahneinschnitt Affalter: Kiesel- und Alaun- }
schiefer, fossilführend } Silur

- ③ Steinbruch Dittersdorf-Dreihansen: Hauptquarzit und begleitende Tonschiefer } Gräfen-thaler Serie
- ④ Dittersdorf: Granitporphyr, Querstörung der Löß-nitzer Mulde
- ⑤ Bärengrund bei Aue: Profil in kontaktmetamorphen Phylliten und Quarzitschiefer (Äquivalent des Hohen-Stein-Quarzits) } Phycoden-serie
- ⑥ Auerhammer: cordieritführender Granit
- ⑦ Steinbruch Geyerscher Wald: Äquivalent des Hohen-Stein-Quarzits } Phycoden-serie
- ⑧ Hohlweg am Schafberg bei Herold: Albit-Aktino-lithschiefer und kohlenstoffführende Phyllite (Herolder Schichten) } unteres Ordo-vizium?
- Zweiter Tag
=====
- ⑨ Hohlweg am Hirschsprung bei Rittersgrün: Graphit-quarzit (Tellerhäuserer Schichten) } unteres Ordovizium?
- ⑩ Halde von St. Christoph Fundgrube Breitenbrunn: Kalksilikatfelse und Skarne (Breitenbrunner Schichten) } Joachimsthaler Serie

11

12

13

14

15

16

17

18

- ⑪ Steinbruch Tellerhäuser-Fichtelberg: Erläuterung der Position der Joachimsthaler Schiefer } Joachimsthaler Serie
- ⑫ Steinbruch Gifthüttenberg: Quarzitschiefer (Keilberg-Schichten) }
- ⑬ Steinbruch Obermittweida: Metagrauwacken und -konglomerate (Obermittweidaer Schichten) } Keilberg Serie
- ⑭ Schmiedels Bruch Hammerunterwiesenthal: Kristalline Karbonatgesteine und Metagrauwacken-Abkömmlinge (Obermittweidaer Schichten) }
- ⑮ Steinbruch Oberscheibe: Kristalline Karbonatgesteine (Raschauer Schichten) }
- ⑯ Emmmler bei Raschau: Quarzglimmerschiefer und Quarzitschiefer (Raschauer Schichten) }
- ⑰ Halden bei Niederschlag: Metagrauwacken, lokal mit Geröllen } Preßnitzer Serie
- ⑱ Sehmatal bei Annaberg: Zweiglimmerparagneis (Annaberger Gneis) } Graugneis-Komplex

L i t e r a t u r

GAERTNER, H. R. v.: Probleme des Saxothuringikums. - Geol. Jb. 65, Hannover 1951.

PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. - VEB deutsch. Verl. Wiss.,
Berlin 1962.

K a r t e n

Geol. Karte der DDR i. M. 1 : 200 000, Bl. Plauen - Karlovy Vary
(Karte ohne quartäre Bildungen), 1959.

Geol. Übersichtskarte von Deutschland i. M. 1 : 100 000; Bl. Eiben-
stock, 2. Aufl. 1956; Bl. Annaberg, 1955.

Geol. Karte des Gebietes Aue - Schwarzenberg - Johanngeorgenstadt
i. M. 1 : 10 000 (in 19 Teilblättern), SDAG Wismut 1959.

Exkursion 9

Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge

- Lausitzer Granodiorit-Granit-Massiv, Görlitzer Schiefergebirge -
assyntische Lausitzer Grauwackeneinheit -

Gesamtleitung: G. MÖBUS, Berlin

Teilleitungen: H. BRAUSE, G. HIRSCHMANN, Freiberg (Sachsen)

Exkursionsroute:

1. Tag: Görlitz - Arnsdorf - Wiesa - Rengersdorf - Särichen -
Ödernitz - Kunnersdorf - Emmrichswalde - Kunnersdorf -
Siebenhufen - Görlitz
2. Tag: Görlitz - Bautzen - Förstgen - Sproitz - Caminaberg -
Eichberg - Steinitz - Koschenberg - Leipzig

A. Geologische Übersicht (H. BRAUSE & G. HIRSCHMANN)

Diese Exkursion führt in ein bisher relativ wenig bekanntes Gebiet des deutschen Altpaläozoikums. Dieses Gebiet wurde allgemein zum Lugikum gerechnet, also zu jenem nach BEDERKE, DAHLGRÜN und STILLE kaledonisch verfaltetem und konsolidiertem Bereich, welcher als Altsubstanz den variszischen Gebirgsbau der Sudeten beeinflusste. Ältere Definitionen des Begriffes "Lugikum" hatten allerdings eine zum Teil andere Bedeutung. Nördlich an das Lugikum anschließend folgt die STILLESche "terra incognita" des variszischen Gebirgssystems.

Die Exkursion führt in das Gebiet der "Lausitzer Masse" (PIETZSCH). Deren Begrenzungen sind im Norden der Lausitzer Hauptabbruch, im Südwesten und Süden die Westlausitzer Störung, im Osten die Senkungszone von Zittau - Wegliniec (Kohlfurt). Diese Grenzen sind teilweise relativ junge Störungen, die das heutige Kartenbild bestimmen, aber verschiedentlich unabhängig von den alten Strukturgrenzen sind. So zerschneidet die Ostgrenze verschiedenalterige Gesteinseinheiten, welche Übergangsglieder zwischen der Lausitz und den Westsudeten sind, bzw. beiden geologischen Einheiten angehören (Seidenberger Granodiorit,

Rumburger Granit, Lausitzer Grauwackeneinheit, Paläozoikum u. a.). Auf Grund der gemeinsamen Eigenheiten beider Gebiete, sowohl in bezug auf den Magmatismus als auch auf den Schiefergebirgsrahmen wurden beide Gebiete stets zusammenfassend behandelt (Lugikum nach SUESS, STILLE 1961 u.a.m.). Das Altpaläozoikum der Lausitz und der Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge) wurden in einem gemeinsamen geosynklinalem Trog abgelagert, dessen Hauptfaltung nach der bis jetzt bestehenden Ansicht (besonders im Ostteil) jungkaledonischen Alters sein soll. Die variszische Orogenese sollte sich lediglich in einem starken Plutonismus und als germanotype Tektonik äußern. Nur lokal (besonders im Westteil) wurde auch der variszischen Faltung größere Bedeutung beigemessen.

Die Kartierungsarbeiten der letzten Jahre haben ein neues Bild ergeben. Ziel der Exkursion soll es sein, einen Überblick über das vollständige stratigraphische Profil (Kambrium bis Unterkarbon) zu geben, auf die engen Beziehungen vom Paläozoikum zum zentral gelegenen Granodiorit-Granit-Massiv hinzuweisen und ältere und jüngere tektonische Hauptlinien zu charakterisieren.

1. Stratigraphie und Paläogeographie (Altpaläozoikum)

Als besonders charakteristisch für das Altpaläozoikum der Lausitz erschienen früher:

- (a) die große Menge ordovizischer Gesteine,
- (b) die starke nachsilurische Faltung,
- (c) die durch diese Faltung bedingte Sedimentationslücke vom oberen Silur bis zum Mitteldevon,
- (d) der vorwiegend detraktive Charakter (Molasse) der oberdevonischen und unterkarbonischen Ablagerungen und
- (e) die schwache, bzw. fehlende assyntische Faltung.

Nach dem jetzigen Kenntnisstand ist hierzu folgendes zu bemerken:

- zu (a) Auf Grund geschlossener Bohrprofile und von Fossilfunden ist das bisherige "Ordovizium" fast vollständig in das jüngere Altpaläozoikum umzustufen (BRAUSE, HIRSCHMANN). Im Ordovizium stehen sicher nur ein hochordovizischer Quarzitkomplex (der "Eichbergsandstein" nach BRAUSE) und einigermaßen sicher der tiefordovizische Dubrauquarzit.

Ein erster Anhaltspunkt für diese Umstufung war der Nachweis von tieferem Oberdevon bei Sproitz durch ROSELT & FREYER (1958).

- zu (b) Die Verfaltung des Altpaläozoikums ist stärker als bisher vermutet wurde. In die oft isoklinale Verfaltung und Verschuppung sind auch mächtige unterkarbone Sedimente einbezogen. BRAUSE, HIRSCHMANN & TRÖGER (1962) haben mitverfaltetes Visé nachgewiesen.
- zu (c) Oberes Silur, Unter- und Mitteldevon sind an mehreren Punkten nachweisbar und paläontologisch belegt (vgl. H. BRAUSE 1964).
- zu (d) Die devonischen und unterkarbonischen Sedimente sind keinesfalls als Molasse deutbar, sondern als zum Teil flyschartige geosynklinale Sedimente.
- zu (e) Die sicher präkambrische "Lausitzer Grauwacke" ist vorpaläozoisch (assyntisch) gefaltet worden (SCHWAB 1962; LORENZ 1962).

Kambrium bis Unterkarbon gehören einer einheitlichen geosynklinalen Entwicklung an, die in einem Trog stattfand, dessen Geschichte eng mit der des südlich gelegenen Granodiorit-Granit-Massives verknüpft ist. Nur wenige Schichtglieder (z. B. das tiefere Silur und Teile des Devons und Unterkarbons) greifen auf diesen Block über. Meist bildet das alte Massiv den Rand des Sedimentationsbeckens. Die Verbreitung vieler grobklastischer Sedimente und auch der initialen Vulkanite sind von der Lage zu diesem Zentralgebiet abhängig.

Die beigegebene Tabelle 1 soll nur eine Übersicht über den neuen Kenntnisstand geben. Sie gilt nur für einen engbegrenzten Raum nördlich der Innerlausitzer Hauptverwerfung. Fast nirgendwo ist die Entwicklung vollständig. Die Tabelle gibt somit nur ein vorläufiges Ergebnis, da alle Arbeiten noch in vollem Gange sind.

2. Tektonik

Die tektonogenetische Gesamtentwicklung ging im Exkursionsgebiet wie folgt vonstatten:

vorpaläozoisch: Zweiphasige assyntische Tektonogenese. Diese betraf die Gesteine der Lausitzer Grauwackeneinheit. Die ältere Faltung schuf Großfalten geringer Vergenz mit einem Achsenstreichen um ENE. Die jüngere Phase führte (G. SCHWAB 1962, S. 20) nur zu einer zonen-

System	Abteil.	Stand bis etwa 1950	Stand 1963	Mächtigkeit (m)	Orogenesen (Sprag u. Bruchbildg.)	Lithologische Kolonne (vereinfacht)
Karbon (C)	Stefan (Ce)	-	?			
	Westfal (Ow)	* Porphyrit, Tuffe, Tuffite	Porphyrittuffe Porphyrit Porphyrittuffe * tuffitische Sedimente	> 10 ? 50 50 30 ?		
	Hemur (Oe)	-	-			
Karbon (C)	Elsäss (Oe) Vias Tourel Del	Kiesel- und Hornsteinkonglomerat Tonschiefer, Grauwacken, Kalkstein	⊕ Tonschiefer Kiesel- und Hornsteinkonglomerat ⊕ (untergeordnet Grauwacken, Tonschiefer, Kalkstein) Tonschiefer und Grauwacken ⊕ Kalkstein	200-800		
			⊕ Tonschiefer, Grauwacken } ⊕ Quarzit	0 - 150 ?		
Devon (D)	D ₃	* Hornsteine, kieslige Schiefer Diabas und -tuff (?)	⊕ Streifenserie Gamsbergquarzit u. chamosit. Bre ⊕ Tonschiefer (s. T. rot), Obere Sproitzer Schichten ⊕ Hornsteinschichten ⊕ Tonschiefer u. Quarzite (einschl. Untere Sproitzer Sh.) Münaquarzit ⊕ Quarzit, Tonschiefer, Kalkstein Tonschiefer (s. T. rot) und Quarzite grüner faseriger Quarzit ⊕ Diabas, Diabastuff, Kalkstein, Tonschiefer, Quarzit	0 - 70 5 - 50 0 - 30 0 - 100 0 - 30 0 - 30 0 - 100 0 - 30 0 - 150		
	D ₂	-				
	D ₁	-				
Silur (S)	S ₁ S ₂ S _v	⊕ Kiesel- und Alaunschiefer	⊕ Alaun- u. Tonschiefer, Lydit, Quarzit, Tuff ⊕ Kiesel- und Alaunschiefer	0 - 50 15 - 30		
Ordovizium (O)		Sandsteine (Gamsberg, Eichberg) chamositisches Eisenert Tonschiefer (s. T. rot) u. Quarzit ⊕ Dubrauquarzit	Eichbergsandstein - Lücke - ⊕ Dubrauquarzit	0 - 60 0 - 120		
	Kambrium (K)	€ ₂₊₃	rote (bunte) Sandsteine	- Lücke -		
€ ₁		⊕ Rodiscus- u. Lusatiopschiefer karbon. Quarzit, Diabas Kalkstein Dolomit	⊕ Tonschiefer (Rodiscus- u. Lusatiopschf.) Kalkstein, Sandstein, Diabas u. -tuff Dolomit	0 - 100 0 - 150 0 - 150		
Proterozoikum (PA)	PA ₂ ?	* "Lausitzer Grauwacke"	* Kemener Schichten (Grauwacken, Tonschiefer, lokal Metabasite, kalzitische Grauwacken, graphitführende Gesteine)	1 000- 2 000		
	PA ₁ ?	Grauwacke	Gürlitzer Schichten (Grauwacken, Argillite)	1 500		

Tabelle. Stratigraphie des Lausitzer Paläozoikums (zusammengestellt: H. BRAUSE & G. HIRSCHMANN 1963)

weisen Verfaltung, während über große Bereiche monoklinale Lagerung herrscht. Das Streichen ist im allgemeinen E-W gerichtet. Die älteren Falten wurden durch die Anlage der schieferungsartigen Klüfte (SCHWAB) überprägt. Die Intrusion des Seidenberger Granodiorits erfolgte im Anschluß an die ältere Phase der assyntischen Tektonogenese, in der jüngeren Phase erfuhr dieser nur eine schwache Kataklyse. Auch die Innerlausitzer Hauptverwerfung wurde in jungassyntischer Zeit angelegt. Die "Innerlausitzer Hauptverwerfung" (BRAUSE) ist die Fortsetzung der "Innersudetischen Hauptverwerfung" BERGs in der Lausitz. Diese Fortsetzung wurde bereits früher (PIETZSCH 1938; LEE 1938) vermutet; durch die neuen Arbeiten konnte sie gut fixiert werden.

Nach Abschluß des assyntischen geotektonischen Zyklus, zu welchem u.a. auch noch weitere magmatische Ereignisse gehören (z. B. Intrusion des Rumburger Granits, Anatexis u. a.), beginnt das Paläozoikum zunächst mit sehr lückenhafter Sedimentation (Kambrium bis Ordovizium). Eine sardische Faltung ist im Exkursionsgebiet nicht belegbar.

Während der alkaledonischen Phase der kaledonischen Ära zeigt die Sedimentationsentwicklung eine gewisse Bodenunruhe an (Eichbergsandstein). In jungkaledonischer Zeit erfolgt zwar keine Faltung, aber ein Sedimentationsumschlag, verbunden mit gewissen Bewegungen, welche die hauptsächlichliche variszische Geosynklinalentwicklung einleiten.

Sehr gut sind aus der lithofaziellen Entwicklung des Devons und des Unterkarbons (Schichtlücken, verschiedene Quarzitschüttungen, Kiesel-schiefer-Hornstein-Konglomerat u. a.) reußische und bretonische Bewegungen ableitbar. Parallel zu diesen Vorgängen beginnen im zentralen Block die granodioritischen Massen aufzusteigen, deren eigentliche Intrusion dann im Anschluß an die sudetische Phase erfolgte (MÖBUS 1962, u. a.).

In der sudetischen Phase erfolgte eine intensive, oft isoklinale und stark vergente Faltung aller Schichten vom Kambrium bis zum Visé, während die Schichten des Westfal (ROSELT 1959) ungefalted blieben.

Etwas jünger als die Hauptfaltung (eventuell erzgebirgische Phase) ist die Hauptausgestaltung verschiedener großer Störungslinien (Innerlausitzer Hauptverwerfung, Ludwigsdorfer Störungssystem) und die darauffolgende Intrusion der Stockgranite.

Vermutlich saalische Bewegungen sind an einer Bruchtektonik zu erkennen, in deren Gefolge wahrscheinlich die Absenkung der Nordsudetischen Mulde begann.

Jüngere Tektonik gibt es in großem Umfang während des Mesozoikums, im Tertiär und bis in das Pleistozän hinein. Gut beschrieben sind solche jungen Bewegungen besonders vom Lausitzer Hauptabbruch. Auch viele Quer-(N-S-)Störungen sind noch sehr jung bewegt. Eine bedeutende Quer-
verwerfung, die "Hoyerswerdaer Querstörung" (BRAUSE), bildet das westliche Ende des Verbreitungsgebietes von Altpaläozoikum.

3. Magmatismus

Die nachassyntische Entwicklung des sauren Magmatismus im zentralen Granodiorit-Granit-Massiv ist eng mit der benachbarten Geosynklinalentwicklung verknüpft. Während dort Absenkungen erfolgten, gingen hier Mobilisations- und Hebungsvorgänge vonstatten. Nach den Werten der absoluten Altersbestimmungen muß die Granodioritbildung bereits relativ früh begonnen haben. Die Intrusion des variszischen Granodiorits ging in einem bereits älteren Schwellengebiet vor sich. Dabei gibt es verschiedene fazielle Abweichungen vom Normaltyp des Granodiorits, wovon einige auf der Exkursion gezeigt werden sollen. Der Hauptgesteinstyp ist genügend durch frühere Exkursionen bekannt.

Sicher nachunterkarbonischen Alters sind die Stockgranite. Der Königshainer Stockgranit metamorphosiert die Kieselschiefer-Hornsteinkonglomerate, den Granodiorit und andere Gesteine.

4. Geophysik

In den letzten Jahren wurden verschiedene regionale geophysikalische Messungen abgeschlossen, die eine wertvolle Grundlage für mannigfache strukturgeologische Untersuchungen lieferten.

Es sind dies:

gravimetrische Messungen (LINDNER 1963; FISCHER 1963)

erdmagnetische Regionalmessung Δz (BUNZLER & BORMANN 1962)

Drehwaagemessungen am Lausitzer Hauptabbruch (SIEMENS & BEIN 1953;

refraktionsseismische Messungen (ILSCHNER 1957; LORENSER 1958)
(nur in einem kleinen Teil des Gebietes)

In der Übersichtsskizze über die Gesamtroute der Exkursion (Abb. 1) sind die durch geophysikalische Messungen gut fixierbaren Strukturelemente besonders gekennzeichnet (dünne punktierte Linien). Die Auswertung aller geophysikalischen Unterlagen ist noch nicht völlig abgeschlossen.

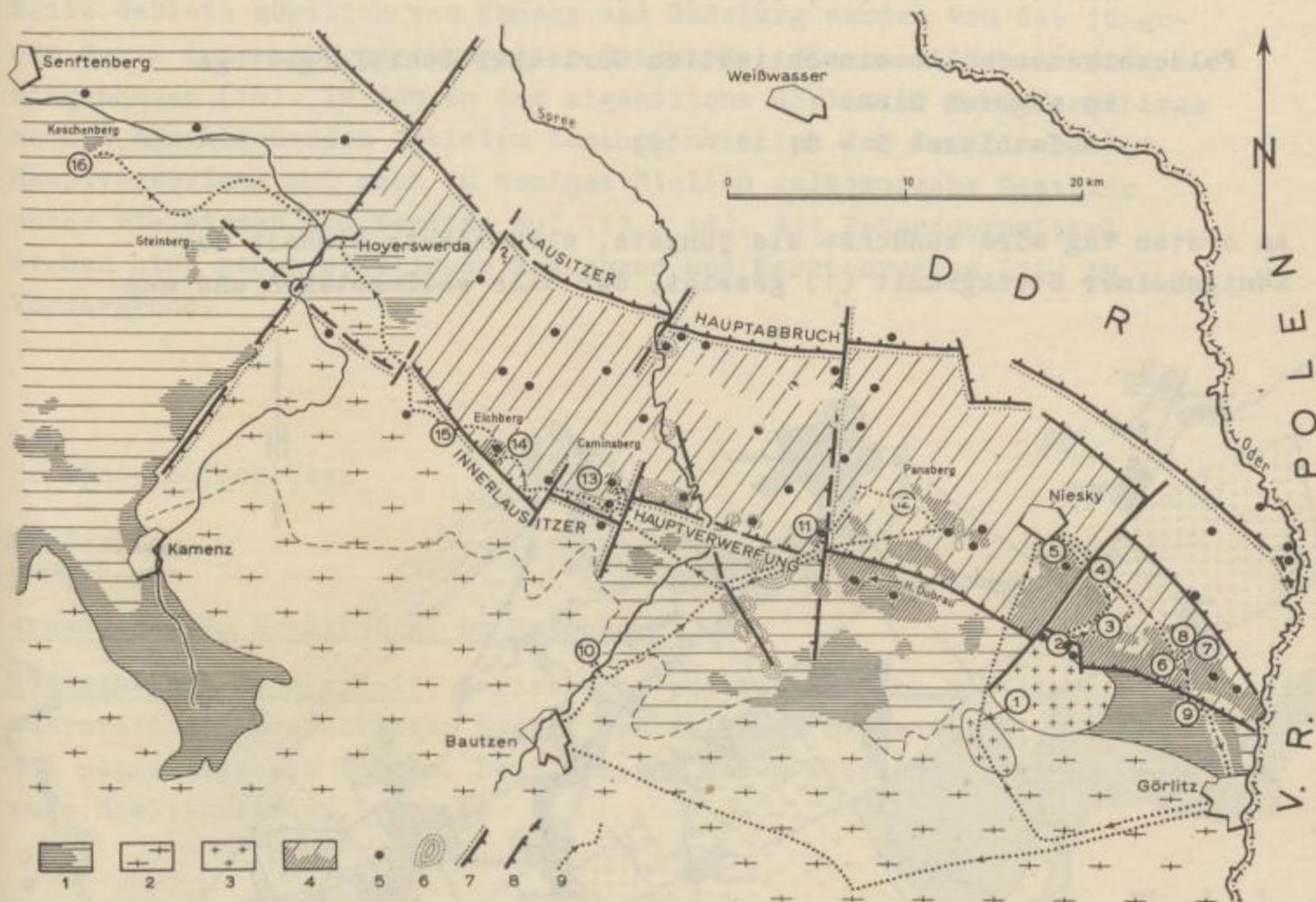


Abb. 1. Geologische Übersichtsskizze des Gebietes mit eingetragener Exkursionsroute und den geophysikalisch fixierten Strukturelementen

- 1 - Lausitzer Grauwackeneinheit (Präkambrium); 2 - Granodiorite; 3 - Stockgranit; 4 - Altpaläozoikum; 5 - wichtige Bohrpunkte; 6 - einige geophysikalische Strukturen; 7 - Störungen, geophysikalisch belegt; 8 - Störungen; 9 - Exkursionsroute

B. Aufschlußbeschreibungen

1. Exkursionsroute (dazu Abb. 1 und 2)

Durch die Exkursion soll ein möglichst charakteristisches Bild beider tektonischer Einheiten südlich und nördlich der Innerlausitzer Hauptverwerfung und ihrer gegenseitigen Beziehungen gewonnen werden:

Lausitzer Granit-Granodioritmassiv und Grauwackenhülle
(Aufschlüsse 1, 2; 9, 10; 15, 16)

Paläozoikumsscholle einschließlich Görlitzer Schiefergebirge
im engeren Sinne
(Aufschlüsse 3 - 8; 11 - 14)

Am ersten Tag wird zunächst als jüngste, diskordante Einheit der Königshainer Stockgranit (1) gezeigt, der alle sedimentären und mag-

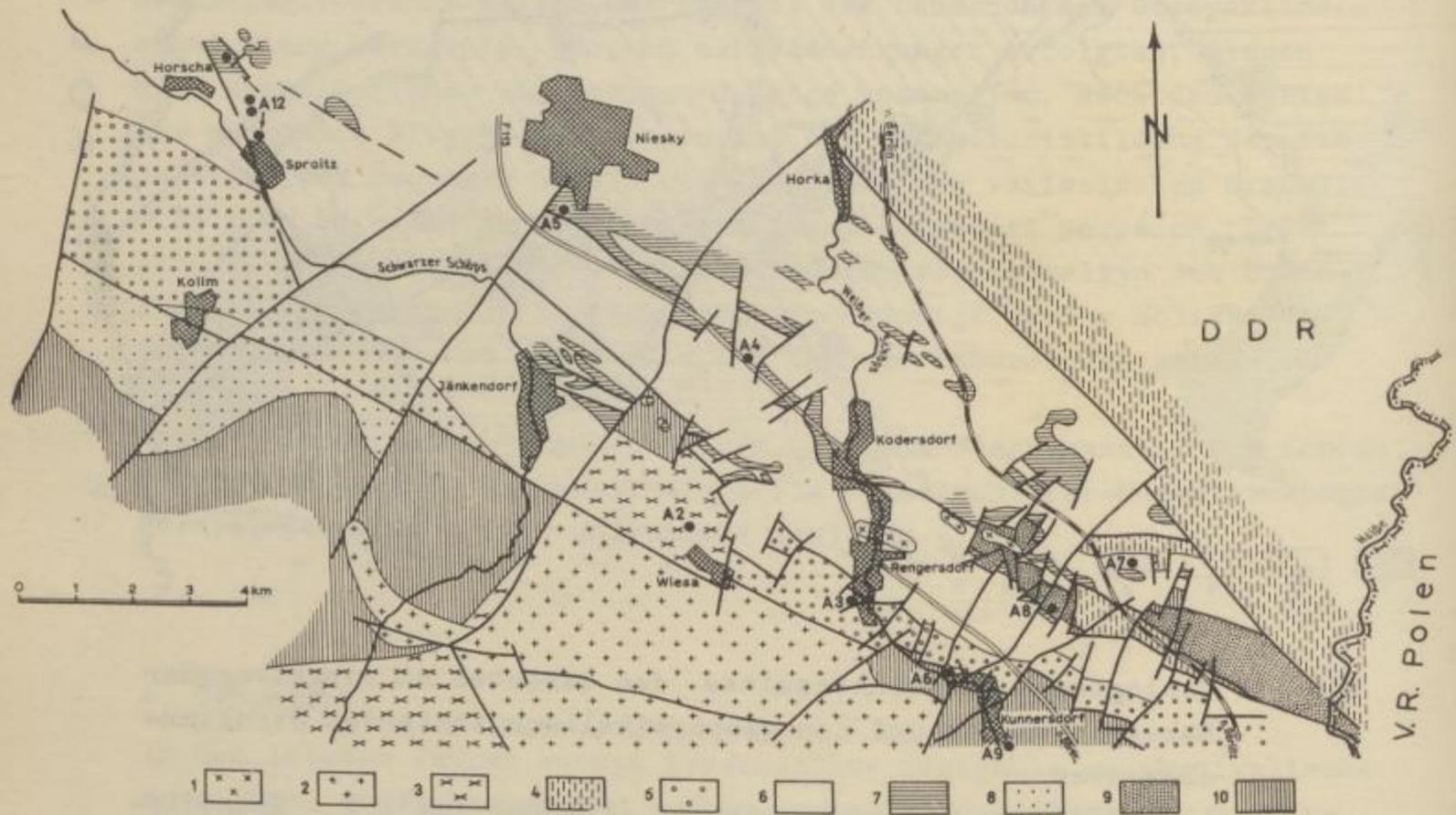


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des Görlitzer Schiefergebirges (vereinfacht)

- 1 - Quarzporphyr und Granodioritporphyr; 2 - Stockgranit;
- 3 - Granodiorit; 4 - Jungpaläozoikum und Mesozoikum; 5 - Unterkarbon; 6 - Devon; 7 - Silur; 8 - Ordovizium; 9 - Kambrium; 10 - Algonkium

matischen Gesteine in seinem Umkreis (Granodiorit - (2), Görlitzer Schichten - (9), Devon und Unterkarbon - (3)) kontaktmetamorph verändert hat. Die Aufschlüsse (4) - (8) und (12) zeigen vorunterkarbone paläozoische Schichtglieder des zutage austreichenden Görlitzer Schiefergebirges.

In der westlichen Lausitz sind innerhalb der südlichen Scholle als jüngste Intrusivkörper gewisse Abarten des Granodiorits mit starker Endoblastese (10) oder aplitgranitischer Ausbildung (15) anzusehen. Weite Gebiete nördlich von Kamenz und Radeburg werden von der jüngeren Serie innerhalb der Lausitzer Grauwacke (Kamenzer Schichten) eingenommen (16). In den an das eigentliche Görlitzer Schiefergebirge nach W anschließenden Gebieten tauchen nördlich der Innerlausitzer Hauptverwerfung nur noch an wenigen Stellen paläozoische Gesteine unter Pleistozän und Tertiär auf (13 - 14). Als Erkundungsmittel stehen hier geophysikalische Messungen und Kernbohrungen (11) im Vordergrund.

2. Einzelaufschlüsse

Erster Tag

=====

① Arnsdorf, VEB Granitwerke am Haideberg

Königshainer Stockgranit, variszisch, posttektonisch; biotitarmer, quarzreicher grobkörniger Granit von hellrosa Gesamtfarbe; örtlich mit pegmatitischen Drusen. Deutliche S- und Q-Klüftung, Bankung; gute Spaltbarkeiten.

② Quirlberg bei Wiesa, mehrere seit Jahren verlassene Gruben

Hornblendegranodiorit von Wiesa, randliche Varietät des Lausitzer Granodiorits; mittel- bis feinkörnig; Hornblende-Anteil unter 3 Vol.-%, stets höherer Biotit-Gehalt (bis 14 Vol.-%). Kataklastische Beanspruchung, in Nähe des Königshainer Stockgranites rekristallisiert, z. T. unter Quarz- und Kalifeldspatneubildungen (Bohrungen 1959, s. MÖBUS 1962).

- ③ Rengersdorf, Einschnitt der projektierten Autobahnstraße
Weißenberg - Görlitz (Abb. 3)
Kleinstückiges Kiesel-schiefer-Hornstein-Konglomerat in Wechsellagerung mit dunklen Tonschiefern und Grauwacken (Unterkarbon, Visé ?), ist flachwellig gefaltet. Transversal-Schieferung zeigt SSW-Vergenz der Faltung an. Die gefalteten Schichten wurden bei der Intrusion des Königshainer Stockgranits in Hornfelse umgewandelt.
- ④ Fernverkehrsstraße (F 115) Görlitz - Niesky, westlich von Särichen
Wechsellagerung von Quarziten, quarzitischen Schiefern und Tonschiefern des tiefen Oberdevons bis Mitteldevons. Auftreten des sog. "Kuttenbergquarzits" in dieser Serie.
Sehr schlechte Aufschlußverhältnisse!
- ⑤ Kiesgrube an der Fernverkehrsstraße Görlitz - Niesky, südlich Niesky
Plattige Kiesel-und Alaunschiefer des tieferen Silur. Disharmonische Faltung. Aufschlußverhältnisse mangelhaft.
- ⑥ Kunnersdorf, verlassener Steinbruch am NW-Ausgang des Ortes unterhalb
des Geiersberges
Dunkle Tonschiefer und Crinoidenkalkstein (+ sandig verunreinigt)
Fauna (M. REICHSTEIN 1961): *Hindeodella* sp.
Icriodus cornutus SANNEMANN 1955
Palmatolepis cf. *minuta* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1955
Die spärliche Fauna spricht für Einstufung in das Oberdevon I bis II.
Steile Aufrichtung und Verfaltung. Überlagerung durch das Kiesel-schiefer-Hornsteinkonglomerat (schlecht aufgeschlossen).

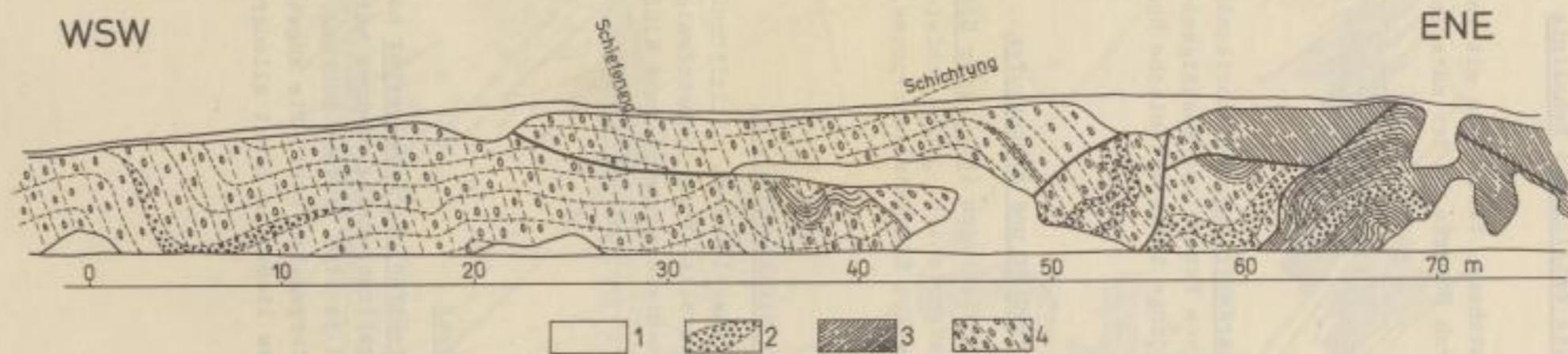


Abb. 3. Autobahneinschnitt Rengersdorf

- 1 - verschüttet; 2 - Tonschieferbiotithornfels, z. T. Knotenhornfels;
 3 - Grauwackenhornfels; 4 - Konglomerathornfels

⑦ Anhöhe nördlich Vorwerk Emmrichswalde östlich der Bahnlinie
Görlitz - Berlin

Diabasmandelstein und Diabas steilstehend. Verzahnung mit rotgefärbten Sproitzer Schichten (Oberdevon) durch Schürfe in der näheren Umgebung nachgewiesen.

⑧ Kunnersdorf, Kalkwerk

"Unterer" und "Oberer Kalk" des Unterkambriums. Leithorizonte innerhalb des "Oberen Kalkes" und Änderungen von Fazies und Mächtigkeiten. Flachwellige Verfaltung und starke junge bruchtektonische Überprägung.

⑨ Tal des Weißen Schöps zwischen Kunnersdorf und Siebenhufen

Feinkörnige Grauwacke mit dünnen Schieferlagen (Görlitzer Schichten-Algonkium). Bei der Faltung steil aufgerichtet, junge schieferungsartige Klüfte (G. SCHWAB 1962). Schwache Kontaktmetamorphose.

⑩ Bauersberg, südöstlich Pliesskowitz; Steinbruch i. B.

Lausitzer Granodiorit in randlichen Ausbildungen, mittelkörnig mit endoblastischen Kalifeldspat-Großkristallen (bis riesenkörnig); mit feinkörnigen mafitreichen Schlieren-Einlagerungen; gute Klüftung und Bankung.

Zweiter Tag
=====

⑪ Steinbruch zwischen Dauban und Förstgen

Im Steinbruch ist das Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat aufgeschlossen. In der nur kleinen Grundgebirgsscholle standen weiter nördlich in den Jahren 1961 und 1963 je eine tiefere Bohrung, deren Profile in Abb. 4 schematisiert wiedergegeben sind. Die angetroffenen relativ ruhigen Lagerungsverhältnisse ließen in nicht allzugroßer Tiefe

W2W

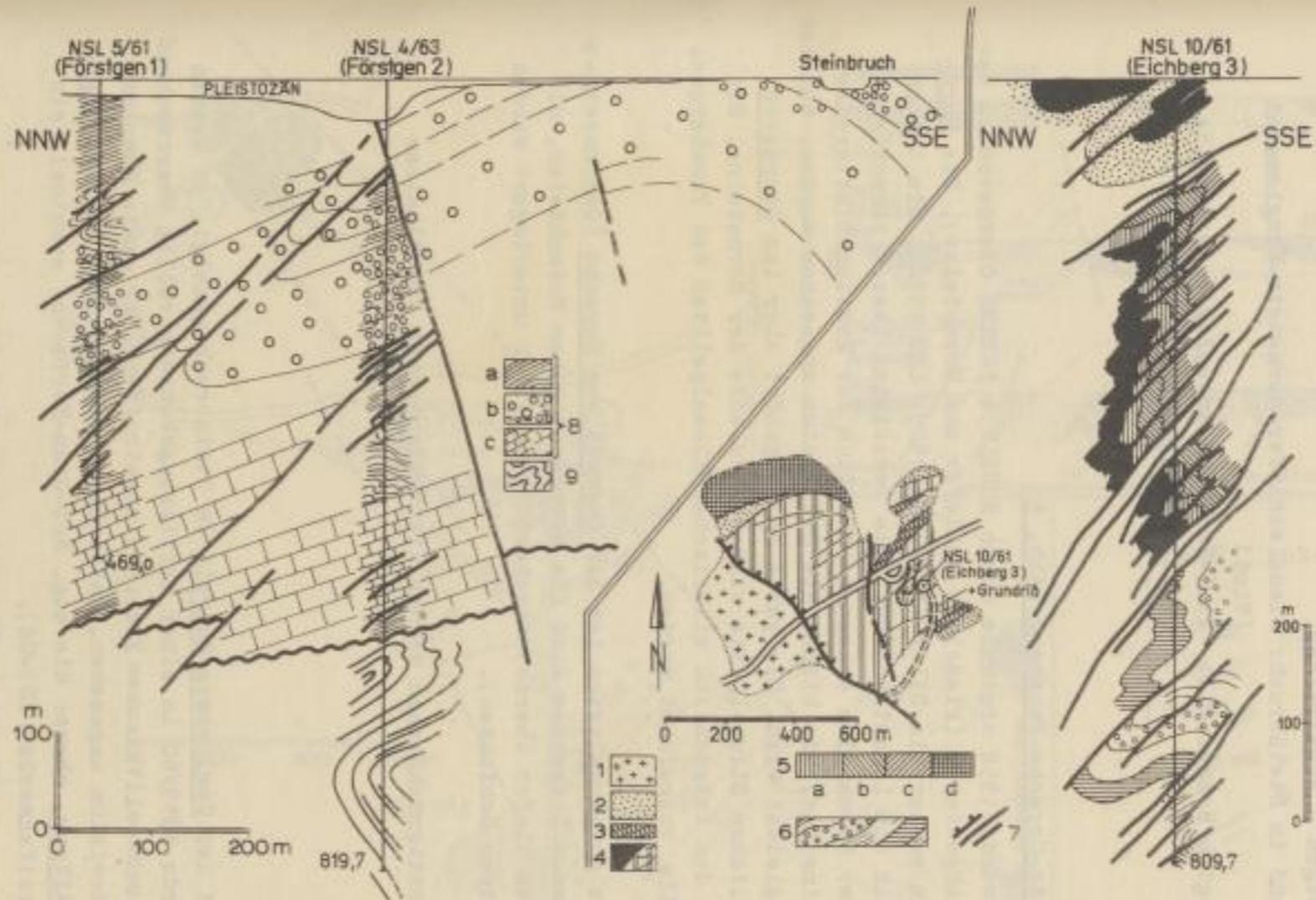


Abb. 4. Bohrprofile durch das Grundgebirge von Sproitz - Pansberg

Bohrprofil Förstgen

Unterkarbon: 8a - Tonschiefer;
 8b - Konglomerate; 8c - Kalkstein.
Präkambrium: 9 - Lausitzer Grauwackeneinheit

Bohrprofil und Kartenskizze Eichberg

1 - Granodiorit; 2 - Ordovizium, Eichbergsandstein;
 3 - Ordovizium/Silur; 4 - Silur; 5 - Devon:
 5a - Unterdevon; 5b - Mitteldevon; 5c - Oberdevon;
 5d - Devon allgemein. 6 - Unterkarbon; 7 - Störungen

einen schützenden Sockel vermuten, in Frage kam dafür besonders die verfaltete Lausitzer Grauwacke. Diese wurde auch tatsächlich in der Bohrung Förstgen 2 angetroffen.

anstehend im Steinbruch: Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
(Visé)

ausgelegtes Bohrprofil: Visé-Kalk und unterlagernde Lausitzer
Grauwacke (Kamenzer Schichten)

⑫ Gebiet Sproitz-Horscha-Pansberg (Abb. 5)

Bei Sproitz wurde 1958 erstmals durch ROSELT & FREYER Oberdevon in der Lausitz nachgewiesen (kieselige Schiefer und Hornsteine). Die Hornsteine galten vorher als Silur (PIETZSCH 1909; LEE 1938). Sie treten sehr reichlich als Lesesteine auf. Die Lesesteine lassen verschiedene Varietäten der Hornsteine erkennen. Nördlich der Meßtischblattgrenze treten Gesteine auf, die bisher als Ordovizium angesehen wurden, welches von Silur begleitet wird. Die ganze Folge gehört aber ins Oberdevon, die vermeintlichen Silur-Lydite sind Äquivalente der Hornsteine. Sie ähneln stark den tatsächlich silurischen Kieselpeliten des Pansberges, die ebenfalls vorgeführt werden.

Besonders gut aufgeschlossen ist der Quarzit von Horscha (Caminaberg-Quarzit), dessen Liegendes sind die oberdevonischen Rotschiefer, die von den (etwas tiefer oberdevonischen) Hornsteinen unterlagert werden (Obere Sproitzer Schichten).

Neben den stratigraphischen werden die tektonischen Verhältnisse diskutiert.

⑬ Caminaberg

Zunächst wird der Caminaberg-Quarzit im Steinbruch gezeigt. In seinem Liegenden wurde 1959/60 in einer Kartierungsbohrung völlig überraschend ein chamositisch-oolithisches Eisenerz angetroffen. Der ganze Komplex wurde als Ordovizium angesehen. Tatsächlich sind Quarzit und Erz oberdevonischen Alters, ebenso die sog. Rot-Grün-Serie und eventuell ein Teil der "Streifenserie" (D3-Cd).

Die Grundgebirgsscholle wird allseitig durch Störungen begrenzt, die mindestens teilweise sehr jung sein können.

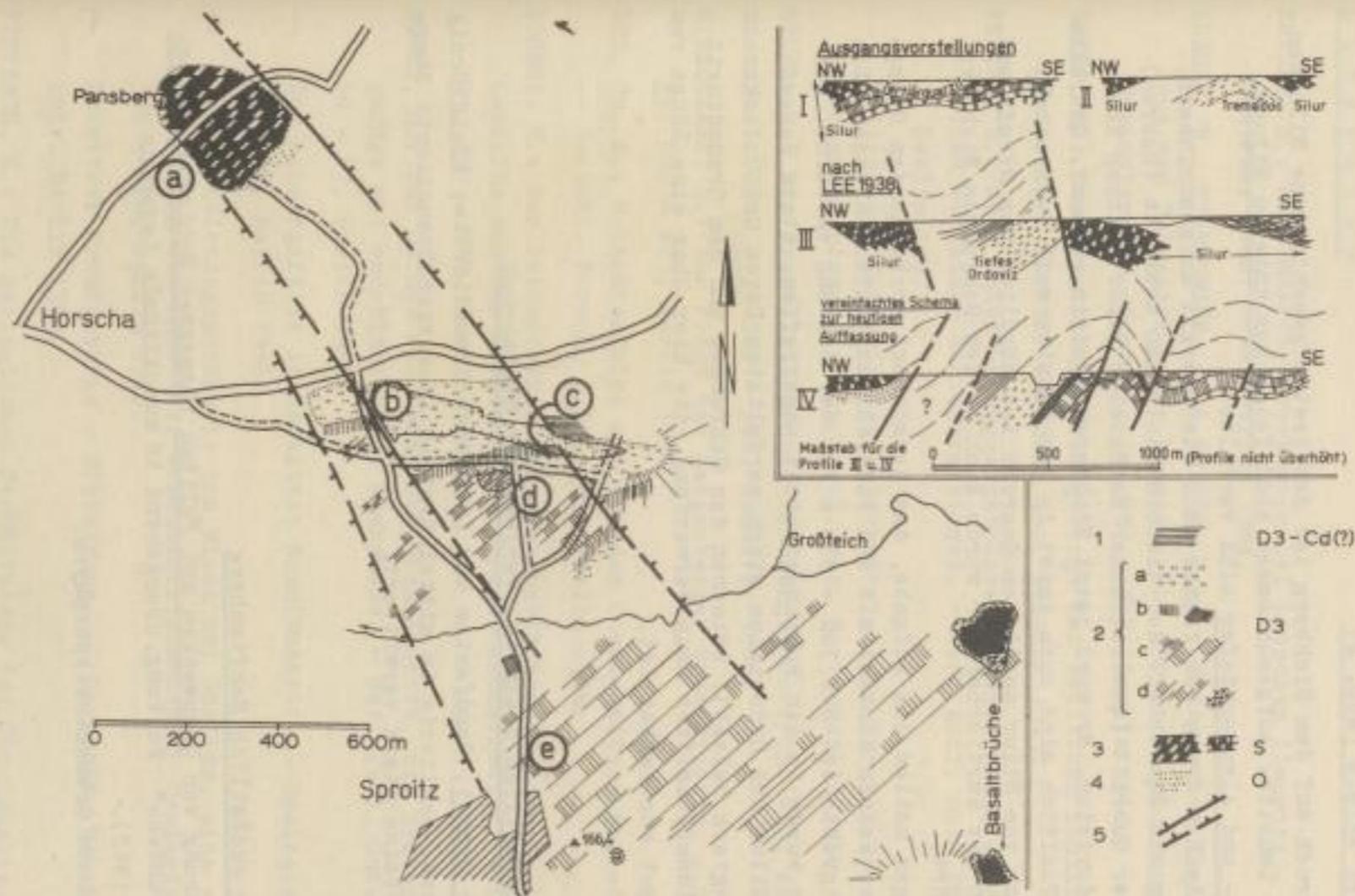


Abb. 5. Das Grundgebirge von Sproutz - Pansberg

1 - Oberdevon bis ?Unterkarbon, Tonschiefer-Quarzit-Wechsellagerung; Oberdevon:
 2a - Caminaberg-Quarzit; 2b - Rotschiefer; 2c - Hornateinschichten; 2d - kieselige
 Schiefer. 3 - Silur, vorwiegend Kieseliefer (Lydite); 4 - Ordovizium, Eichberg-
 sandstein; 5 - Störungen

⑭ Eichberg bei Weißig (Abb. 4)

Der Steinbruch auf dem Eichberg ist das bestaufgeschlossene Silurvorkommen der Lausitz. Aufgeschlossen sind Teile des unteren Silurs.

Die Kiesel- und Alaunschiefer sind verfaltet.

In einer kleinen Grube war früher auch ein Quarzit aufgeschlossen, der bislang als Äquivalent der tiefordovizischen Quarzite (Dubrau) galt. Dieser Quarzit (quarzitischer Sandstein) gehört sicher ins höchste Ordovizium. Er wird jetzt Eichbergsandstein genannt. Quarzite in dieser Position sind auch sonst in der Lausitz weit verbreitet. Der Übergang vom Silur zu diesem Quarzit ist nördlich der Straße auf den Feldern gut kartierbar. Er wurde auch in den Bohrungen Eichberg 1 - 3 erbohrt.

Die Bohrungen hatten die Aufgabe, den benachbart vorkommenden Granodiorit, bzw. seinen Kontakt mit dem Paläozoikum, aufzuschließen. Die Granodioritgrenze ist nur 300 - 350 m von der Bohrung entfernt. Der Granodiorit wurde in den Bohrungen nicht angetroffen, statt dessen unter dem Silur und Ordovizium stark verfaltetes Devon und Unterkarbon (paläontologisch belegt). Zwischen den Bohrungen und dem Granodiorit liegt die Innerlausitzer Hauptverwerfung, die hier über eine Länge von ca. 700 m gut kartierbar ist.

⑮ 2 km westsüdwestlich Steinitz, verlassener Steinbruch

Aplitischer Granit, Randfazies des Lausitzer Granodiorits; feinkörnig und biotitarm, schlieferrig in mittelkörnigen Lausitzer Granodiorit übergehend. Gesteine stark verwittert.

⑯ Koschenberg südöstlich Senftenberg

Wechselagerung von Grauwacken und Peliten (Kamenzer Schichten-Algonkium). "Gebundene" Faltung, übergehend in monoklinale Lagerung (G. SCHWAB 1962).

Intrusion eines Granodioritporphyrs.

L i t e r a t u r

- BRAUSE, H.: Ein Unterdevonvorkommen bei Litschen (Lausitz). - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. Berlin 1964.
- BRAUSE, H., HIRSCHMANN, G. & TRÖGER, K.-A.: Einige neue Ergebnisse aus dem Paläozoikum der Lausitz. (Die Kartierungsbohrungen am Caminaberg). - Geologie 11, 792 - 817, Berlin 1962.
- EBERT, H.: Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. - Preisschr. Fürstl. Jablonk. Ges. Leipzig 1943.
- FREYER, G.: Neue Untersuchungsergebnisse im Bereich des nordwestlichen Görlitzer Schiefergebirges. - Ber. geol. Ges. DDR, 2, 3, Berlin 1957.
- Beitrag zur Kenntnis des Unterkambriums im Bereich des Görlitzer Schiefergebirges. - Ber. geol. Ges. 2, 1; Berlin 1958.
- GRUHL, H.: Die Graptolithenfunde von Rengersdorf/OL. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 385 - 388, Hannover 1960.
- HIRSCHMANN, G.: Zur Frage des Seidenberger Granodiorits. - Geologie 11, 620 - 621, Berlin 1962.
- LEE, CH. S.: Schichtenfolge und Bau des Oberlausitzer Schiefergebirges. -- Geotekt. Forsch. 2, 1 - 55, Berlin 1938.
- LORENZ, W.: Zur Petrographie und systematischen Stellung pelitischer Gesteine aus der Nordlausitzer Grauwackenformation. - Geologie 11, 197 - 207, Berlin 1962.
- MÖBUS, G.: Das Gefüge des Lausitzer Granodiorits, ein Erstarrungsgefüge mit endoblastischer Nachphase. - Ber. geol. Ges. DDR 1, 60 - 67, Berlin 1955.
- Zum Achsengefälle im Lausitzer Granitmassiv. - Geologie 5, 22 - 25, Berlin 1956.
- Der Hornblendegranodiorit von Wiesa bei Görlitz, eine randliche Ausbildung des Lausitzer Granodioritmassivs. - Geologie 11, 509 - 528, Berlin 1962.
- Lausitzer Grundgebirge - Elbtalzone. - Unveröff. Habil.-Schrift, Univ. Berlin 1962.
- PIETZSCH, K.: Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz. - Z. deutsch. geol. Ges. 61, 35 - 133, Berlin 1909.

- PIETZSCH, K.: Das Schiefergebirge am Nordrande des Lausitzer Granitmassivs. - Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig 1938.
- Nochmals zur Frage der Ausbildung des Devons in Mittel- und Ostsachsen. - Geologie 9, 734 - 737, Berlin 1960.
- Geologie von Sachsen. - VEB deutsch. Verl. Wiss., Berlin 1962.
- REICHSTEIN, M.: Oberdevon-Kalkstein am Geiersberg bei Kunnersdorf nordwestlich von Görlitz. - Geologie 10, 246 - 247, Berlin 1961.
- ROSELT, G. & FREYER, G.: Pflanzenreste in "gotlandischen" Schiefen der Lausitz. - Geologie 7, 186, Berlin 1958.
- SCHWAB, G.: Beitrag zur Tektonik des Görlitzer Schiefergebirges. Kleintektonische Untersuchungen in den Quarziten der Hohen Dubrau und des Quarzitwerkes Sproitz bei Niesky (Oberlausitz). - Geologie 8, 384 - 394, Berlin 1959.
- Zur Tektonik der Grundgebirgsauftragungen des Koschenberges und des Steinberges in der Umgebung von Senftenberg (Niederlausitz). Klufftektonische Untersuchungen. - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. 2, 625 - 637, Berlin 1960.
- Klufftektonische Untersuchungen der Nordlausitzer Grauwackenformation unter Berücksichtigung der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergranits. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol., Biol., 1962, 2, (Abh. Geotekt. 21), Berlin 1962.
- SCHWARZBACH, M.: Das Kambrium der Oberlausitz. - Abh. naturf. Ges. zu Görlitz 32, 2, 7 - 54, Görlitz 1934.
- Oberlausitzer Schiefergebirge und Bober-Katzbachgebirge, ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. - Abh. naturf. Ges. zu Görlitz 32, 3, 31 - 63, Görlitz 1936.
- STEIN, V.: Beitrag zur Graptolithenfauna der Oberlausitz. - Abh. Ber. Naturkde-Mus. Görlitz 37, 235 - 238, Leipzig 1962.
- TIMOFEJEV, B. W.: Über das Alter sächsischer Grauwacken. - Geologie 7, 826 - 845, Berlin 1958.

K a r t e n

- Geol. Übersichtskarte von Sachsen i. M. 1 : 400 000 von F. KOSSMAT & K. PIETZSCH, Leipzig 1930.
- Geol. Spezialkarte i. M. 1 : 25 000, die Blätter Hohenbocka, Welka-Lippitsch, Baruth-Neudorf, Löbau-Reichenbach.

Exkursion 10

Elbtalzone

=====

- Elbtalschiefergebirge und Meißener Massiv -

Gesamtleitung: W. GOTTE, Freiberg (Sachsen)

Teilleitungen: W. GOTTE (Elbtalschiefergebirge), L. PFEIFFER,
Freiberg (Sachsen) (Meißener Massiv)

Exkursionsroute:

1. Tag: Leipzig - Pirna - Liebstadt - Köttewitz - Weesenstein -
Dohna - Pirna
2. Tag: Pirna - Dresden - Plauen - Gasern - Meißen - Seußnitz -
Gröba - Görzig - Leipzig

A. Geologische Übersicht

a) Elbtalschiefergebirge

1. Stratigraphie

Das Elbtalschiefergebirge besteht im wesentlichen aus dem südöstlichen Teil des Mittelsächsischen Zuges der Elbtalzone nach PIETZSCH, der sich nordwestlich der Rotliegendablagerungen des Döhlener Beckens im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge fortsetzt. Im SW grenzt er an der Mittelsächsischen Störung (früher als "Mittelsächsische Überschiebung" bezeichnet) gegen den Gneis des Osterzgebirges. Im NE schließen sich die von PIETZSCH zum Westlausitzer Zug gestellten Gesteine der Weesensteiner Grauwackenformation und der Dohnaer Granodiorit an. Die Westlausitzer Störung als NE-Begrenzung der Elbtalzone gegen die Lausitzer Masse liegt - wie große Teile des Westlausitzer Zuges südöstlich von Dresden - unter der Oberkreide des Elbtales, die das Elbtalschiefersystem auch im Südosten bedeckt. Im Elbtal nördlich Děčín ist das Grundgebirge auf kurze Erstreckung angeschnitten (Abb. 1). Von hier aus setzt es sich unter der nordböhmischen Kreide in östlicher Richtung zum Ještěd (Jeschken) hin fort.

Die ältesten Sedimente der Elbtalzone liegen ohne Zweifel in der

Weesensteiner Grauwackenformation vor, die von PIETZSCH (1914 und später) mit dem Jungalgonkium in Mittelböhmen verglichen wurde. Auf Grund von Vergleichen mit der näheren und weiteren Umgebung ist mit Sicherheit anzunehmen, daß die Weesensteiner Grauwacke auf jeden Fall älter als ordovizisch sein muß. TIMOFEJEW (1958) fand darin Algen und Sporen, für die er mittel- bis unterkarbonisches Alter angibt. Örtlich führt die Grauwacke Gerölle, die von K. SCHMIDT (1960) zusammen mit denen ähnlicher Gesteine neu bearbeitet wurden. Die Gesteine der Weesensteiner Grauwackenformation liegen ausnahmslos in den Kontakt- höfen des Dohnaer Granodiorits und der bis ins Müglitztal bei Weesen- stein reichenden Südostspitze des Meißener Massivs. Neben kristallinen Grauwacken treten Hornfels, Cordieritglimmerschiefer sowie ein schmaler

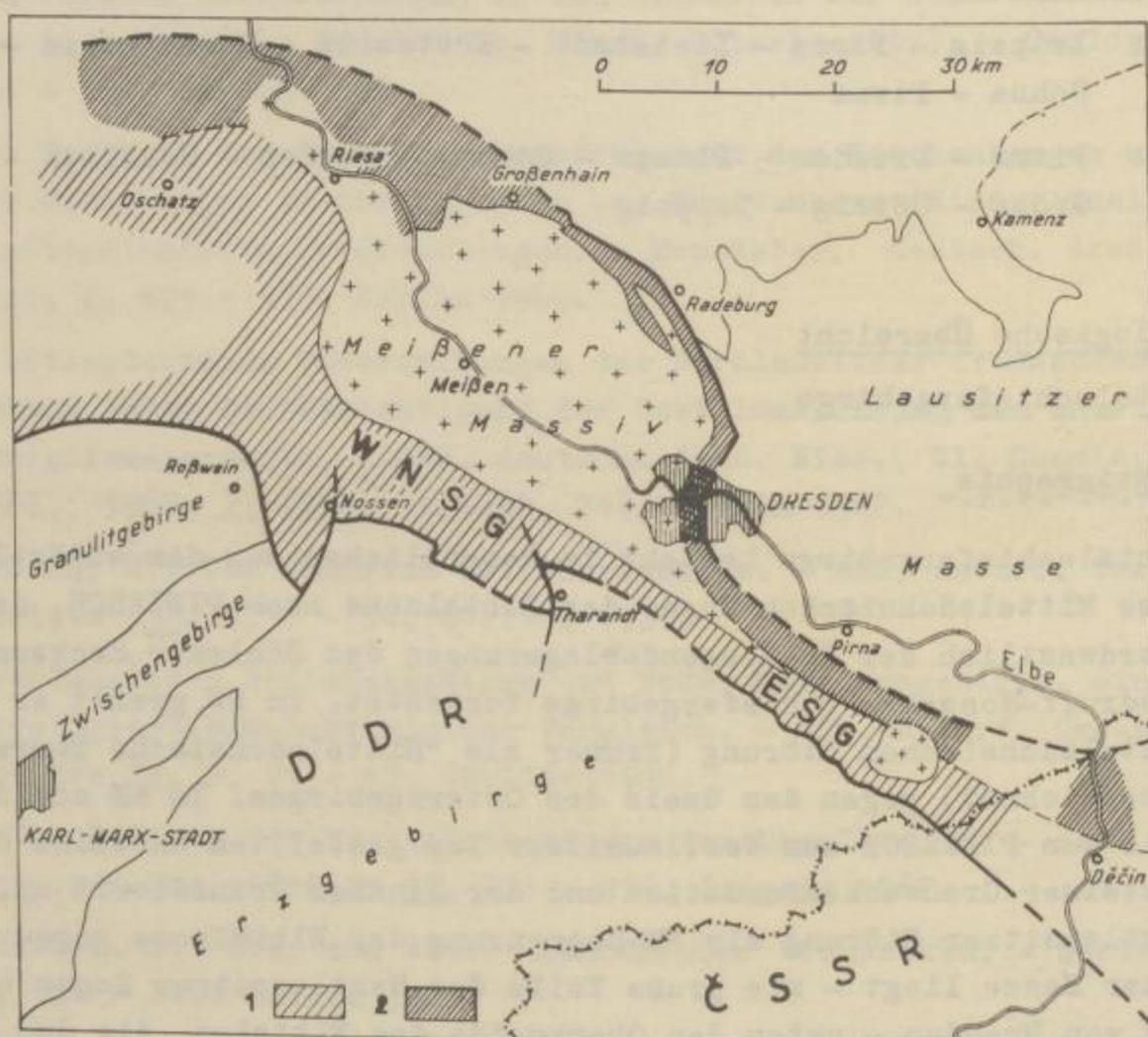


Abb. 1. Aufteilung der Elbtalzone in den Mittelsächsischen und den Westlausitzer Zug (n. K. PIETZSCH 1955)

1 - Mittelsächsischer Zug; 2 - Westlausitzer Zug; ESG - Elbtal-schiefergebirge; WNSG - Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge

Zug von Quarzit und Quarzitschiefer auf.

Jünger als die Weesensteiner Grauwackenformation ist die sogenannte Phylliteinheit der Elbtalzone. Im wesentlichen handelt es sich um pelitische Edukte, die im allgemeinen eine von unten nach oben abnehmende Regionalmetamorphose aufweisen (glimmerige Phyllite - tonschieferähnliche Phyllite - phyllitische Tonschiefer der geol. Spezialkarten). Als charakteristische Einlagerungen in der Phylliteinheit treten auf: Chloritgneis, Serizitgneis (letzterer nur im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge und am N-Rand des Granulitgebirges verbreitet), [eine Neubearbeitung dieser Gesteine erfolgte durch WIEDEMANN (1956)]; kristalliner Kalkstein (weniger mächtig); Hornblende-Chlorit-Gesteine, die teils syngenetisch, teils intrusiv (Lagergänge oberdevorischer Diabase) sein können.

Das Alter der zur Phylliteinheit zusammengefaßten Gesteine ist vor-silurisch, zum größten Teil ordovizisch. Es ist sehr fraglich, ob auch kambrische Gesteine darin enthalten sind.

Über der Phylliteinheit folgen Kiesel- und Alaunschiefer des Silurs, die an verschiedenen Stellen in der Elbtalzone Graptolithen geliefert haben. Im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge treten örtlich noch Ockerkalk und Teile der Oberen Graptolithenschiefer auf. Die relativ geringmächtigen silurischen Ablagerungen sind sehr häufig durch tektonische Vorgänge bis zum völligen Fehlen reduziert. Das gleiche trifft für einen an ihrer Basis liegenden ins höchste Ordovizium zu stellenden unreinen Sandstein (= Döbrasandstein des Frankenwaldes) zu, der allerdings gebietsweise wohl auch primär fehlen kann. Durch die Graptolithenfunde im Elbtalschiefergebiet sind dort die Zonen 11 - 18 (nach LAPWORTH) belegt. Gesteine, die dem Unter- und Mitteldevon zugeordnet werden können, sind bisher weder im Elbtalschiefergebirge noch im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge nachzuweisen gewesen.

Weit verbreitet und relativ mächtig sind Ablagerungen des Oberdevons. Im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge haben sie eine den Planschwitzer Tuffen des Vogtlandes (Manticoceras-Stufe) entsprechende Fauna geliefert (GOTTE 1953). Die Hauptmasse bilden Diabase und Diabastuffe. In diesen sind teilweise geringmächtige Kalksteinlager bekannt (z. B. Berggießhübel). Tonschiefer, die hauptsächlich dem höheren Oberdevon zuzuordnen sind, treten im allgemeinen seltener auf. Dort, wo sie in größeren Mächtigkeiten vorkommen, sind gleichzeitig bedeutende Kalk-

steineinlagerungen vorhanden, die z. T. heute noch intensiv abgebaut werden (Borna, Nentmannsdorf). Durch Conodontenfunde ist neuerdings auch im Elbtalschiefergebirge bewiesen worden (G. FREYER & H. I. UHLIG 1963), daß die lange Zeit als Silur betrachteten sogenannten Hornsteinschichten höheres Oberdevon (to II - IV) darstellen. Damit ist auch ein indirekter Altersbeweis für die in ihrer stratigraphischen Stellung zuletzt umstrittenen Kieselschiefer-Hornstein-Brekzien und -Konglomerate der Elbtalzone geliefert worden (s. u.).

Die jüngsten vorsudetischen Ablagerungen der Elbtalzone sind Gesteine im Kulmfazies, die z. T. als höchstes Oberdevon, hauptsächlich aber als Unterkarbon zu betrachten sind. Neben den charakteristischen Kieselschiefer-Hornstein-Brekzien und -Konglomeraten treten vor allem Tonschiefer und Grauwacken (z. T. Kalkgrauwacken mit Crinoidenstielgliedern) auf.

Einen Überblick über den stratigraphischen Aufbau der vorsudetischen Ablagerungen der Elbtalzone gibt Abb. 2.

2. Tektonik

Im Prinzip stellt das Altpaläozoikum des Elbtalschiefergebirges eine SW-vergente herzynisch streichende Mulde dar, die in sich stark verschuppt und verfaltet ist. Das Streichen verläuft herzynisch, das Einfallen ist generell steil bis mittelsteil nach NE gerichtet. Flankiert wird diese Synklinale im SW von Oberen Freiburger Gneisen, denen örtlich (Herbergen) geröllführende Dichte Gneise eingelagert sind, im NE von der wie diese von PIETZSCH als Jungalgonkium gedeuteten Weesensteiner Grauwacke. Den Kern der Mulde bilden unterkarbonische Gesteine. Die oft sehr schmalen Ausbisse der einzelnen Gesteinseinheiten des Altpaläozoikums sind fast stets durch streichende Störungen gegeneinander abgegrenzt (vgl. den stark schematisierten Schnitt in Abb. 3).

Im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge treten die gleichen altpaläozoischen Gesteinseinheiten auf. Die tektonische Beanspruchung ist dort jedoch bedeutend schwächer. Es herrscht vorwiegend eine schwachwellige, durch Querstörungen verschiedener Art stärker als im Elbtalschiefergebirge beeinflusste Lagerung vor. Die Bereiche mit einem diesem entsprechenden Baustil sind vermutlich durch die Platznahme des Meißener

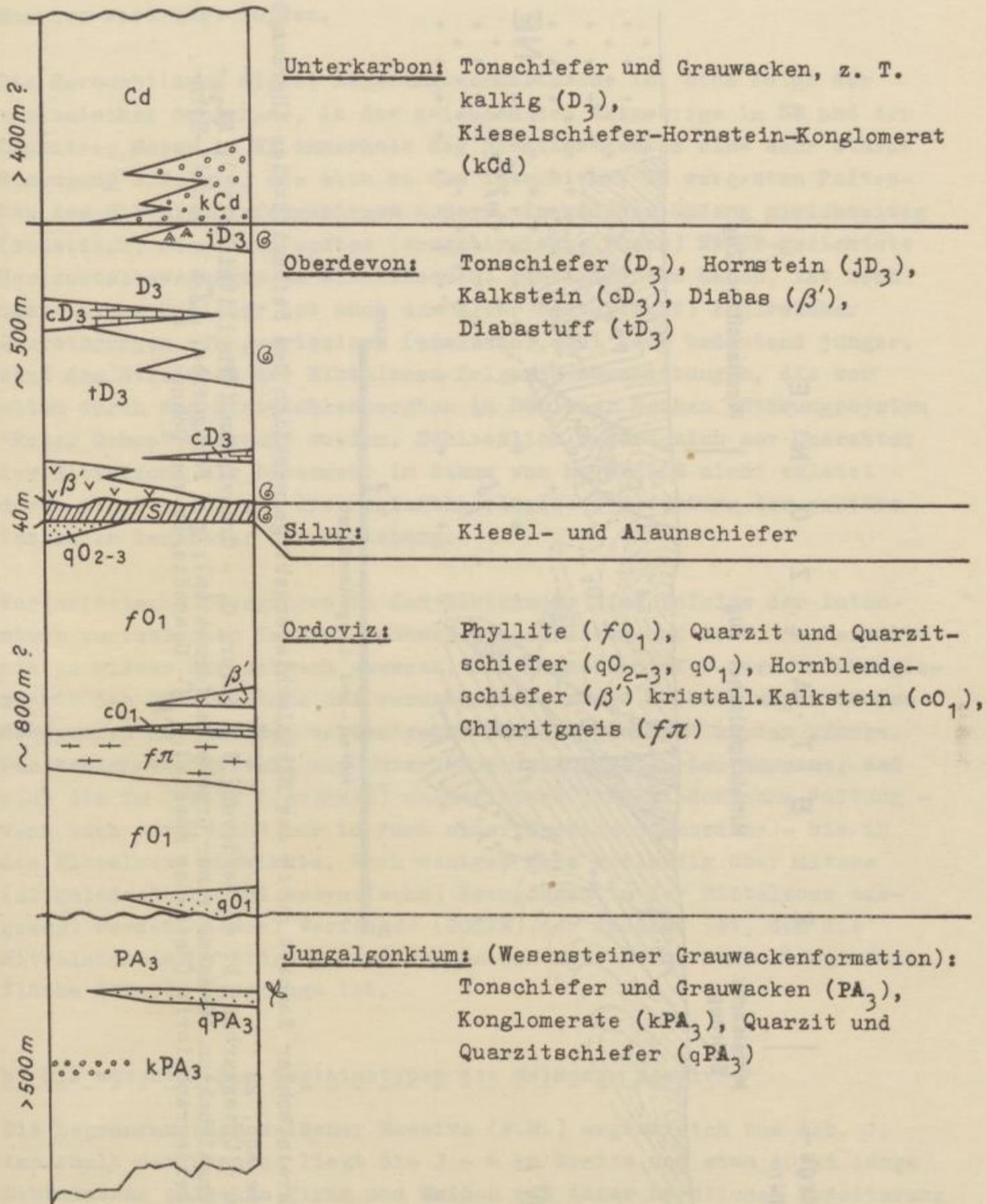


Abb. 2. Der stratigraphische Aufbau des Elbtalschiefergebirges (vereinfacht nach Bl. M-33-VII der geol. Karte der DDR, Bearb. W. LORENZ)



Abb. 3. Vereinfachter Schnitt durch das Elbtalschiefergebirge westlich des Seidewitztales (Herkunft wie Abb. 2)
 Cd - Unterkarbon; D₃ - Oberdevon; S - Silur; O₁ - Ordovizium ("Phylliteinheit"); PA₃ - Jungalgonkium (Weesensteiner Grauwackenformation); g - Paragneise; γδh - Biotit-Hornblendegranodiorit (Meißener Massiv); mγδ - Granodiorit von Dohna

Massivs verdrängt worden.

Die Herausbildung dieser Lagerungsverhältnisse ist eine Folge der variszischen Orogenese, in der zwischen dem Erzgebirge im SW und der Lausitzer Masse im NE innerhalb des Elbelineamentes eine sehr starke Einengung erfolgte, die sich in dem intensiven, SW vergentem Faltenbau des Elbtalschiefergebirges äußert. In welchem Umfang gleichzeitig (sudetisch) oder auch später (erzgebirgische Phase) NW-SE-gerichtete Horizontalbewegungen am Elbelineament stattgefunden haben, ist noch umstritten. Unsicher ist auch das Alter (asturisch?) zahlreicher Querstörungen. Jungvariszisch (saalisch), wohl kaum bedeutend jünger, sind dem Streichen der Elbtalzone folgende Abschiebungen, die vor allem durch den Steinkohlenbergbau im Döhlener Becken (Störungssystem "Roter Ochse") bekannt wurden. Schließlich äußert sich der Charakter der Elbtalzone als Lineament im Sinne von H. STILLE nicht zuletzt durch den Verlauf und die regionalgeologische Bedeutung der postkretazischen Lausitzer Überschiebung.

Vorvariszische Bewegungen in der Elbtalzone sind infolge der intensiven variszischen Tektonik schwer nachzuweisen und z. T. im Verhältnis zu dieser nur schwach gewesen. Die Kieselschiefer-Hornsteinkonglomerate des Unterkarbons und verschiedene andere Beobachtungen deuten Bewegungen an, die der tektonischen Phase zugeordnet werden können. Das Fehlen von Mittel- und Unterdevon veranlaßt zu der Annahme, daß sich die im Ještéd (Jeschken) nachweisbare jungkaledonische Faltung - wenn auch vielleicht nur in Form einer Erosionsdiskordanz - bis in die Elbtalzone auswirkte. Noch weniger kann vorläufig über ältere (alkaledonische und assyntische) Bewegungen in der Elbtalzone ausgesagt werden, obwohl Verfasser (GOTTE) der Ansicht ist, daß die Mittelsächsische Störung eine variszisch aktivierte Diskontinuitätsfläche älteren Ursprungs ist.

b) Die wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs

Die Begrenzung des Meißener Massivs (M.M.) ergibt sich aus Abb. 1. Innerhalb der Grenzen liegt die 3 - 6 km breite und etwa 40 km lange Elbtalwanne zwischen Pirna und Meißen mit ihrer nördlichen Erweiterung nach Oberau hin; sie deckt sich mit dem tektonischen Elbtalgraben.

Die Gesteine des M. M. sind in verschiedenen geographischen Einheiten

aufgeschlossen, vorwiegend im Elbtalgebirge, im Nossen-Meißener Hügelland, im Bereich der Lausitzer Hochfläche sowie der Riesaer Tieflandbucht.

Die gesamte Anschnittsfläche erweckt den Eindruck einer NW-gerichteten Linse zwischen den Mittelsächsischen und Westlausitzer Zügen der Elbtalzone, wobei die Verbindung von Süd- und Zentralteil unter den permischen Ablagerungen des Döhlener Beckens hindurch außer Zweifel steht, während die Beziehungen zwischen Zentral- und Nordteil problematisch sind.

Vorwiegend in den Außenbereichen des Zentralteiles findet sich der Hornblendesyenodiorit (Typ "Plauenscher Grund") angeschnitten. Fast die gleiche Anschnittsfläche nimmt im Zentrum der Biotitgranodiorit (Typ "Zadel") ein. Zwischen diese beiden Gesteine schaltet sich ein Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ "Gasern") ein, der in seiner petrographischen Ausbildung gelegentlich mehr zu dem einen oder anderen Gesteinstyp tendiert. Im Stadtgebiet von Meißen sowie bei Coswig ist schließlich der Riesensteingranit aufgeschlossen worden.

Im Südteil des M. M. gehören Gesteinstypen am Röhrsdorfer Teich (Augitsyenodiorit, Biotit-Hornblendegranodiorit), zwischen Burgstädtel und Tronitz (Hornblendesyenodiorit), bei Sobrigau und bei Gombsen (hornblendereiche, dioritische Typen). Der südlichste Aufschluß der Gesteine des M. M. ist der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein.

Im Nordteil sind der Augitsyenodiorit von Gröba, die Biotit-Hornblendegranodiorite zwischen Strehla und Görzig neben Gesteinstypen an den Grünen Bergen, am Steinberg und am Forsthaus Reudnitz als Vertreter des M. M. bekannt.

12 1. Der Hornblendesyenodiorit (Typ "Plauenscher Grund").

Normalerweise grau mit Tendenzen zu rotbraun und braun; gleichkörnig bis serial-porphyrisch; grob- bis mittelkörnig (Nomenklatur nach E. O. TEUSCHER); Parallelgefüge durch Einregelung von Hornblenden, Feldspäten sowie Einschlüssen kenntlich.

Ha
Ne
IL
Mo
Se
Ch
Ho
Pl
Qu
Ka
sp
Mo

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

Neben- und Übergemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Titanit, Diopsid, Biotit, Orthit, Pyrit, Chalkopyrit, Monazit und Xenotim.

Sekundärbildungen: Rutil, Anatas, Brookit, Epidot, Zoisit, Serizit, Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Kalzit, Kaolinit.

Hornblende: $2 V_X = 56 - 68$ Grad, $\phi = 62$ Grad.
 $Z \wedge c = 15 - 21$ " , $\phi = 18$ " .
X = hellgrün bis gelbgrün.
Y = grasgrün bis smaragdgrün.
Z = dunkelgrün.
 $X < Z < Y$.
Korngrößen um 1,5 mal 10,8 mm.

Plagioklas: An-Gehalte = 34 - 20 %, $\phi = 26,3$ %.
 $2 V_X = 72 - 88$ Grad, $\phi = 83$ Grad.
Korngrößen um 1,0 mal 0,5 mm.

Quarz: Korngrößen um 0,8 mal 0,4 mm.

Kalifeldspat: $2 V_X = 56 - 88$ Grad, $\phi = 68$ Grad.
Übergangstypen zwischen Mikroklin und Anorthoklas.
Korngrößen um 5,0 mal 2,2 mm.

<u>Modus:</u>	Plagioklas	43,4	Vol.-%
	Kalifeldspat	32,1	"
	Quarz	5,3	"
	Hornblende	14,8	"
	Diopsid	0,6	"
	Biotit	1,2	"
	Akzessorien	1,7	"
	Erz	0,9	"

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung (in Gew.-%)

SiO ₂	58,7	Fe ₂ O ₃	3,0
TiO ₂	0,8	FeO	2,5
P ₂ O ₅	0,3	MnO	0,1
Al ₂ O ₃	17,4	MgO	2,5
CaO	5,2	K ₂ O	4,5
Na ₂ O	4,4	BaO	0,1
		H ₂ O [±]	1,0

Mittlere Dichte: 2,718 ± 0,006.

⑬ 2. Der Biotitgranodiorit (Typ "Zadel")

Hellbläulich- bis hellrötlichgraues, mittel- bis feinkörniges Gestein; an Einschlüssen gelegentlich schwache Regelung erkenntlich, im allgemeinen richtungslos gleichkörnig.

Hauptgemengteile: Biotit, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

Neben- und Übergemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Pyrit, Monazit und Xenotim.

Sekundärbildungen: Titanit, Rutil, Anatas, Epidot, Zoisit, Serizit, Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Kalzit, Kaolinit.

Biotit: X = graugelb bis bräunlichgelb.
Y = Z = dunkelbraun bis dunkelolivfarben.
Korngrößen um 0,9 mal 0,4 mm.

Plagioklas: An-Gehalte = 31 - 21 %, ϕ = 24,9 %.
 $2 V_X$ = 72 - 94 Grad, ϕ = 82 Grad.
Korngrößen um 1,6 mal 1,0 mm.

Quarz: Korngrößen um 1,6 mal 1,1 mm.

Kalifeldspat: $2 V_X$ = 53 - 84 Grad, Schwerpunkt bei 62 und 76 Grad.
Übergangstypen zwischen Mikroklin und Anorthoklas.
Korngrößen um 1,9 mal 1,3 mm.

Modus:

Plagioklas	42,6	Vol, -%
Kalifeldspat	27,7	"
Quarz	23,3	"
Biotit	5,3	"
Akzessorien	0,5	"
Erz	0,4	"
Muskowit	0,2	"

⑭

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung (in Gew.-%)

SiO ₂	68,5	Fe ₂ O ₃	2,2
TiO ₂	0,4	FeO	0,8
P ₂ O ₅	0,1	MnO	0,1
Al ₂ O ₃	15,6	MgO	1,3
CaO	2,2	K ₂ O	3,9
Na ₂ O	4,2	H ₂ O [±]	0,9

Mittlere Dichte: 2,631 ± 0,001.

⑭ 3. Der Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ "Gasern")

Grau bis rötlichgrau, serial-porphyrisch; auffallende grob- bis sehr grobkörnige Feldspäte; meist richtungslos körnig; gelegentlich jedoch Andeutungen einer Paralleltextur.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

Neben- und Übergemengteile: Hornblende, Biotit, Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Titanit, Orthit, Monazit und Xenotim.

Sekundärbildungen: Titanit, Rutil, Anatas, Brookit, Epidot, Zoisit, Serizit, Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Kalzit, Kaolinit.

Plagioklas: An-Gehalte = 31 - 22 %, Ø = 26,0 %.
Korngrößen um 2,1 mal 1,1 mm.

Quarz: Korngrößen um 1,8 mal 0,7 mm.

Kalifeldspat: Großkristalle mit Korngrößen um 16,9 mal 9,0 mm, 2 V_X = 54 - 81 Grad.
Sonstige KF mit Korngrößen um 3,1 mal 1,8 mm, Achsenwinkel über 80 Grad. Letztere stehen dem Mikroklin und Anorthoklas nahe.

Hornblende: Entspricht der des Hornblendesyenodiorits.

Biotit: Entspricht dem des Biotitgranodiorits.

Modus:

Plagioklas	46,4	Vol.-%
Kalifeldspat	27,5	"
Quarz	16,7	"
Hornblende	3,7	"
Biotit	4,1	"
Akzessorien	0,9	"
Erz	0,7	"

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung (in Gew.-%)

SiO ₂	63,5	Fe ₂ O ₃	3,1
TiO ₂	0,5	FeO	0,4
Al ₂ O ₃	18,7	MnO	0,1
		MgO	1,9
CaO	3,5	K ₂ O	4,5
Na ₂ O	4,4	H ₂ O [±]	0,8

Mittlere Dichte: 2,643.

①5 4. Der Riesensteingranit

Rötlichgraues, grob- bis mittelkörniges, richtungslos körniges Gestein.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

Neben- und Übergemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Biotit, Pyrit, Muskowit, Chlorit, Kaolinit, Brauneisen, Kalzit, Anatas, Xenotim, Monazit.

Plagioklas: Durchschnittlicher An-Gehalt = 14,0 %.

Korngrößen um 1,7 mal 0,8 mm.

Quarz: Korngrößen um 2,7 mal 1,9 mm.

Kalifeldspat:

Mittlerer Achsenwinkel $2 V_X = 71$ Grad.

Übergangstypen zwischen Mikroklin und Anorthoklas.

Korngrößen um 2,9 mal 2,0 mm.

Modus:

Plagioklas	34,2	Vol.-%
Kalifeldspat	33,1	"
Quarz	29,9	"
Biotit	2,0	"
Akzessorien	0,14	"
Erz	0,54	"
Muskowit	0,12	"

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung (in Gew.-%)

SiO ₂	74,15	Fe ₂ O ₃	1,41
TiO ₂	0,32	FeO	0,18
P ₂ O ₅	0,12	MgO	0,30
Al ₂ O ₃	13,58		
CaO	1,32	K ₂ O	4,43
Na ₂ O	3,78	H ₂ O [±]	0,51

①6

①7

Mittlere Dichte: 2,614 ± 0,001.

①6 5. Der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein

Grau, vorwiegend mittelkörnig mit Parallelgefüge.

Plagioklas: Durchschnittlicher An-Gehalt = 27,5 %.

Korngrößen um 2,0 mal 1,2 mm.

Quarz: Korngrößen um 1,0 mal 0,7 mm.

Kalifeld-
spat: 2 V_X um 66 Grad.

Hornblende: Entspricht der des Hornblendesyenodiorits.

Biotit: Zumeist chloritisiert; max. 0,8 mm groß.

Modus:

Plagioklas	49,6	Vol.-%
Kalifeldspat	14,5	"
Quarz	6,2	"
Hornblende	15,0	"
Biotit	12,2	"
Akzessorien	1,85	"
Erz	0,65	"

①7 6. Zu den Gesteinstypen des Nordteiles

Der Augitsyenodiorit von Gröba ist mittel- bis grobkörnig, holokristallin, ziemlich gleichförmig und grau bis dunkelgrau gefärbt. Einsprenglingsartig treten in einer mittelkörnigen "Grundmasse" Kalifeldspäte auf, die tafelig nach (010) ausgebildet und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind; ihre Abmessungen betragen maximal 20,0 mal 5,0 mm.

Modus:

Plagioklas (An 40,4)	55,8	Vol.-%
Kalifeldspat (Anorthoklas)	12,3	"
Quarz	1,9	"
Hornblende (gemeine)	0,2	"
Augite (Hypersthen und Diopsid)	14,6	"
Biotit	11,7	"
Akzessorien	0,4	"
Erz	3,1	"

Chemismus (in Gew.-%)

SiO ₂	51,8	MnO	0,2
TiO ₂	1,3	MgO	4,1
P ₂ O ₅	0,4	CaO	7,3
Al ₂ O ₃	18,8	Na ₂ O	4,1
Fe ₂ O ₃	6,3	K ₂ O	2,6
FeO	3,4	H ₂ O [±]	0,4

Mittlere Dichte: 2,863 ± 0,008.

Der Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig ähnelt makroskopisch einem Migmatit; das Gestein ist streifig oder schlierig ausgebildet und führt eine Unzahl dunkler, geregelter und teilweise extrem biotitreicher Einschlüsse. Im allgemeinen ist es hell- bis dunkelgrau gefärbt, mittelkörnig mit Abweichungen zu klein-, seltener zu grobkörniger Ausbildung und von wechselhafter Paralleltexur.

Modus:

Plagioklas (An 34,0)	42,4	Vol.-%
Kalifeldspat (Mikroklin-Anorthoklas)	19,9	"
Quarz	11,3	"
Hornblende (gemeine)	8,4	"
Augit (Diopsid)	0,5	"
Biotit	16,4	"
Akzessorien	1,0	"
Erz	0,1	"

Chemismus (in Gew.-%)

SiO ₂	58,81	MgO	2,63
TiO ₂	0,82	CaO	4,86
P ₂ O ₅	0,31	Na ₂ O	3,53
Al ₂ O ₃	16,65	K ₂ O	4,38
Fe ₂ O ₃	1,71	H ₂ O [±]	1,50
FeO	4,48	CO ₂	0,03
MnO	0,12		

Mittlere Dichte: 2,738.

In den Gesteinen des M. M. ist Plagioklas mit wenigen Ausnahmen nach den Albit- und Karlsbader Gesetzen verzwillingt, hinzu kommen Verzwillingungen nach dem Periklingesetz. Ein normaler Zonarbau ist

verbreitet. Optisch einwandfreier Orthoklas fehlt im gesamten Massiv. Alle vermessenen Kalifeldspäte stehen zwischen Anorthoklas und Mikroklin, nur ausnahmsweise zwischen Anorthoklas und Orthoklas. Quarz kommt überall als eines der jüngsten Minerale vor. Unter den Erzen dominiert mehr oder weniger martitisierte Magnetit; die Biotit-Hornblendegranodiorite zwischen Strehla und Görzig fallen durch ihre Erzarmut auf.

Die wesentlichen Gesteinstypen des M. M. sind durchweg Grano- und Syenodiorite. Lediglich der Riesensteingranit sowie einige Ganggesteine tendieren zu granitischer Zusammensetzung.

Das wird durch chemische Analysen bestätigt; die atomaren K-Na-Verhältnisse liegen stets zwischen 1 : 1 und 1 : 3, wobei schlechthin ungewöhnlich hohe Alkaligehalte zu verzeichnen sind.

In allen Aufschlüssen des M. M. sind Aplite und Pegmatite zu beobachten, die teilweise durch besondere Mineralbildungen gekennzeichnet sind, im allgemeinen aber in unterschiedlichsten Mengenverhältnissen nur Plagioklas ($An \pm 20 \%$), Mikroklin (gelegentlich "Anorthoklas") und Quarz neben wenigen Mafiten führen. Integrationen und chemische Analysen ließen auch hier granodioritische Tendenzen erkennen. Gleiches trifft für die Ganggranite und Granophyre zu.

Trotz unterschiedlicher mineralfazieller Prägung verweisen die petrographischen Merkmale der Gesteine des M. M. auf einheitliche genetische Bedingungen.

Unter ständiger Druck- und Temperaturerhöhung erfolgte zunächst eine zunehmende Metamorphose verschiedenartiger Gesteine, z. B. von Kalken, Diabasen, Spiliten, Tuffen, Ortho- und Paragneisen. Nach Gleichgewichtseinstellungen der Amphibolit- und Pyroxenhornfelsfazies bildeten sich in Abhängigkeit von H_2O -Druck, Temperatur und Ausgangsmaterial erste eutektische Mobilisate. Druckentlastungen ermöglichten weitgehende Mobilisationen und schließlich erste Intrusionen (Hornblendesyenodiorit). In die freiwerdenden, tiefer gelegenen Räume drang kontinuierlich immer saureres Material nach, das ebenfalls intrusiv werden konnte (Biotitgranodiorit, Riesensteingranit, Gangmaterial). Der Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ "Gasern") stellt ein Reaktionsprodukt zwischen Hornblendesyenodiorit und dem Magma des Biotitgranodiorits dar.

Das Meißener Massiv verdankt seine "magmatische" Sonderentwicklung dem Umstand, daß im Gegensatz zu granitoiden Gesteinen des Erzgebirges und der Lausitz relativ große Mengen basischer Gesteine in eine Mobilisation einbezogen wurden.

2. Einzelaufschlüsse

Erster Tag

a) Elbtalschiefergebirge

① Liebstadt, Ortsausgang in Richtung Pirna

Nach der geologischen Spezialkarte (Bl. 102) stehen hier Freiburger Kerngneise an. Es handelt sich um Gesteine von ziemlich eintöniger Ausbildung, die im Osterzgebirge große Verbreitung besitzen. In der Hauptsache dürften es Orthogneise (Granodioritgneise) sein. Ihre Beziehungen zu den typischen Freiburger Kerngneisen sind unklar. Eine neuere Bearbeitung fehlt. Von W. LORENZ wurden diese Gesteine vorläufig als "Glashütter Gneise" bezeichnet. Soweit lineare Elemente in den Gneisen zu beobachten sind, besitzen sie ein Streichen von $90 - 120^\circ$. In Richtung auf die Elbtalzone tritt jedoch eine herzynisch streichende, parallel zur Mittelsächsischen Störung verlaufende Paralleltexur stärker hervor, die auch hier bereits dominiert.

② 250 m südwestlich Wirtshaus Schneckenmühle

Zu einem 1 - 2 km breiten Streifen südwestlich der Mittelsächsischen Störung sind in den geologischen Spezialkarten Obere Freiburger Gneise dargestellt. Im Aufschluß stehen Dichte (Grauwacken-) Gneise an, die etwa 200 m südöstlich bei Herbergen lokal Gerölle führen. Diese Gesteine wurden von PIETZSCH (1914) mit dem Jungalgonkium in Böhmen verglichen (vgl. Aufschluß Nr. 11). Eine neuere Bearbeitung dieser Gesteine erfolgte durch K. SCHMIDT (1960).

③ Hanganschnitt 1 km nordnordöstlich Schneckenmühle

Der Aufschluß liegt bereits nordöstlich der Mittelsächsischen Störung in der sogenannten Phylliteinheit der Elbtalzone. Diese Gesteine sind

4

5

älter als das an verschiedenen Stellen durch Graptolithen belegte Silur und gehören zum Ordovizium. Im Anschluß stehen tonschieferähnliche Phyllite mit Einlagerungen von Chloritschiefern an.

④ Kalkwerk Nentmannsdorf, Großer Steinbruch

Das Hauptgestein des Bruches ist plattig-schiefriger Kalkstein ("Platte" der Steinbrecher). Er enthält 1 - 3 % MgO. Die hier weniger verbreiteten massigen Kalksteinvarietäten ("Kaule") sind dolomitisch (15 - 20 % MgO). Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt weiter südöstlich im Kalkwerk Borna. Die Kalke sind jünger als die tiefoberdevonischen Diabastuffe und wurden von ENGERT (1956) dem Oberdevon III - VI zugeordnet. Das Kalksteinlager bildet im großen Nentmannsdorfer Kalksteinbruch eine eigenartige, sich nach oben verengende Mulde, die im Bruchtieftsten und den darunterliegenden Tiefbauen durch einen Tonschiefersattel in zwei Teilmulden gegliedert wird. Das Achsenfallen beträgt rd. 20° SE. Neben einer starken Verschuppung der devonischen Gesteine an streichenden Störungen, die vor allem durch einen von SW an den Steinbruch herangeführten Stollen nachgewiesen wurden, ist auch eine Reihe antithetischer Querstörungen bekannt.

Der Kalkstein von Nentmannsdorf wird heute nur noch unter Tage abgebaut, während bei Borna umfangreicher Steinbruchbetrieb umgeht. Hergestellt werden Bau- und Düngekalk.

⑤ Talstraße 700 m nördlich Kalkwerk Nentmannsdorf

Hier sind spitzwinklig gefaltete Hornsteinschichten zu beobachten. Sie haben neuerdings ebenso wie die gleichen Gesteine im Görlitzer Schiefergebirge Conodonten (G. FREYER & H. I. UHLIG 1963) geliefert. Die Hornsteinschichten gehören danach dem Oberdevon II - IV und nicht - wie lange Zeit angenommen wurde - dem Silur an. Sie sind als eine wesentliche Geröllkomponente der Kieselschiefer-Hornsteinkonglomerate von Bedeutung, die nunmehr - nachdem das Alter der Hornsteine geklärt ist - wieder ohne Zweifel als unterkarbonisch angesehen werden können.

⑥ Talstraße, ca. 350 m nördlich von Aufschluß 5

Kieseliefer-Hornstein-Konglomerate: Diese Gesteine bestehen fast ausschließlich aus oft wenig gerundeten ("Brekzien"), meist plattigen Geröllen von hellem Hornstein und silurischen Lyditen. Das Fehlen von Kalkstein- und Diabasgeröllen kann nicht mehr als Kriterium für ein voroberdevonisches Alter der Konglomerate angeführt werden (s.o.), sondern läßt eher auf eine klimatisch bedingte Geröllauswahl schließen. Örtlich sind die Gerölle tektonisch stark ausgewalzt, so daß die Gesteine wie gebändert aussehen.

⑦ Aufschluß bis Einmündung des Kanitzgrundes

Nördlich der Kieseliefer-Hornstein-Konglomerate folgen Kulmtonschiefer und -grauwacken. Sie stellen den Kern der Mulde dar, die der Mittelsächsische Zug der Elbtalzone im mittleren Teil des Elbtalschiefergebirges bildet (vgl. Abb. 3). Nordöstlich des Kanitzgrundes liegen diese Gesteine bereits im äußeren Kontakthof des an der Oberfläche bis ins Müglitztal bei Weesenstein verfolgaren Meißener Massivs. (In Abb. 3 sind die Kontakthöfe aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht dargestellt.)

⑧ Diabasbruch Nentmannsdorf

Hier wurden ursprünglich zwei Lager von kontaktmetamorphen Diabas, die an der Basis der oberdevonischen Diabastuffe liegen, abgebaut. Die Erweiterung des Bruchgebietes machte es erforderlich, auch die benachbarten Diabastuffe mit abzubauen und zu Schotter und Splitt zu verarbeiten. Auf Grund der Kontaktmetamorphose (Meißener Massiv) sind sie zu einem großen Teil dazu geeignet, was auch neuere Erkundungsarbeiten bestätigt haben. Die Diabastuffe sind sehr mannigfaltig aufgebaut. Neben meist schiefrigen feinkörnigen Tuffen treten auch Lapilli- und Brockentuffe sowie Pillowlaven auf.

9 Talstraße nördlich Diabasbruch

Begrenzt durch eine streichende Störung (vgl. Abb. 2) folgt nordöstlich der devonischen Diabasgesteine die Weesensteiner Grauwackenformation. Zuerst sind Andalusitglimmerschiefer zu beobachten. Dann folgt die eigentliche Grauwacke, die hier allerdings frei von Geröllen ist. In ihr liegt ein schmaler Zug von Quarzit und Quarzitschiefer, der nach GALLWITZ (1929) sedimentärer Herkunft ist, obwohl er vor allem durch sein morphologisches Erscheinungsbild stellenweise an den bayrischen Pfahl erinnert und auch zeitweise als Quarzgang gedeutet wurde. Alle diese Gesteine sind stark kontaktmetamorph. Sie liegen im Kontakthof des Granodiorits von Dohna.

10 Müglitztal nördlich Weesenstein (Köttewitzer Wehr)

Weesensteiner Grauwacke am Kontakt zum Dohnaer Granodiorit. (Von hier stammen die von TIMOFEJEV untersuchten Proben.) Der Granodiorit von Dohna ist stellenweise primär geregelt, örtlich sekundär kataklastisch bis mylonitisch. Er ist auf jeden Fall älter als das Meißener Massiv (nach PIETZSCH nicht jünger als kaledonisch, während K. SCHMIDT sudestisches Alter annimmt).

11 500 m nördlich Weesenstein

Geröllreiche Partie der Weesensteiner Grauwacke. Die Gerölle mit einem Durchmesser bis 20 cm treten einzeln oder gehäuft in einer Grundmasse von kristalliner Grauwacke auf. Sie bestehen aus Quarz, granitischen, aplitischen und porphyrischen Gesteinen sowie Grauwacke. Eine neue Bearbeitung liegt von K. SCHMIDT (1960) vor.

Zweiter Tag
=====

b) Meißener Massiv

Siehe Abschnitt A. b) 1. bis 6., Aufschluß 12 bis 17, S. 212 bis 220.

L i t e r a t u r

Elbtalschiefergebirge

PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. - VEB deutsch. Verl. Wiss.,
Berlin 1962. - Hierin ein ausführliches Literaturverzeichnis.

Neuere Literatur

FREYER, G. & UHLIG, H. I.: Conodontenfunde aus den Hornsteinen des
Gebietes von Nentmannsdorf (Elbtalschiefergebirge). - Geologie
12, 621 - 622, Berlin 1963.

Meißener Massiv

Es werden die Arbeiten mit ausführlichem Literaturverzeichnis zitiert:

PFEIFFER, L.: Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs. - Diss.
Bergakad. Freiberg 1963. - Erscheint als Freib. Forschungsh.R. C.

PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. - VEB deutsch. Verl. Wiss.,
Berlin 1962.

K a r t e n

Geol. Spezialkarten i. M. 1 : 25 000 mit Erläuterungen; die Blätter
Berggießhübel, Dresden, Hirschstein, Kreischa, Meißen, Pirna,
Riesa-Strehla.

Teilweise wurden im VEB Geologische Erkundung Süd, Freiberg, vorlie-
gende Unterlagen für die im Druck befindliche Geologische Karte der
DDR i. M. 1 : 200 000 (Bl. M-33-VIII Dresden) verwendet. Dem Redakteur
und Bearbeiter verschiedener Teile dieser Karte, Herrn Dipl.-Geol.
W. LORENZ, danken wir für die freundliche Überlassung noch nicht ver-
öffentlichter Unterlagen.

Exkursion 12

Salinar Staßfurt

=====

- Stratigraphie des Zechsteins 2 und 3 und Tektonik an der NE-Flanke des Staßfurter Sattels (Subherzyn) -

Gesamtleitung: A. SCHWANDT, Erfurt

Teilleitungen: K.-H. BRANDEL, Staßfurt

Exkursionsroute: Leipzig - Bernburg - Leipzig

A. Geologische Übersicht

1. Stratigraphie

In der Berlepsch-Maybach-Schachtanlage ist die Schichtenfolge des Zechsteins vom oberen Teil der Staßfurt-Serie bis zum mittleren Teil der Leine-Serie aufgeschlossen. Im einzelnen handelt es sich dabei um folgende Schichten:

Zechstein 3 Anhydritmittelsalz
 Liniensalz
 Basissalz
 Hauptanhydrit
 Grauer Salzton

Zechstein 2 Deckanhydrit
 Decksteinsalz
 Kalilager "Flöz Staßfurt"
 Steinsalz der Staßfurt-Serie

Der feinstratigraphische Aufbau dieser Schichten ist eingehend von JUNG u. a. (1963), FLEISCHER (1960), KNAK (1960), WEBER (1931) und ROSZA (1913) beschrieben. Es wird deshalb auf eine nochmalige Dar-

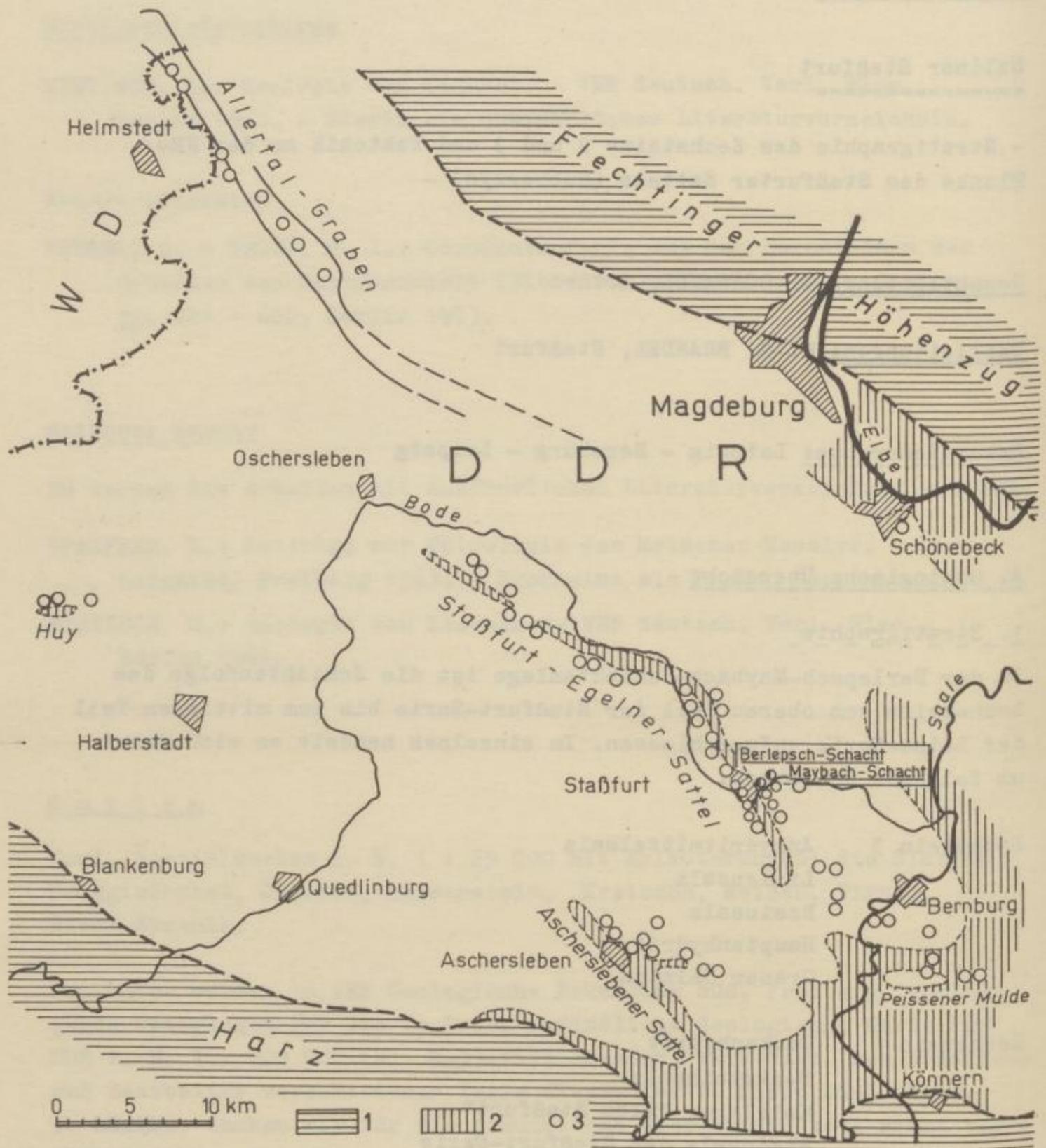


Abb. 1. Übersichtskarte über das Nordharz-Kaligebiet
1 - Grundgebirge; 2 - kalifreie Gebiete; 3 - Kali-
und/oder Steinsalzschant

stellung der Schichtenausbildung in diesem Zusammenhang verzichtet. Zur Groborientierung wird gleichzeitig auf den stratigraphischen Teil der Exkursion 13 verwiesen.

2. Tektonik

Die innerhalb der Berlepsch-Maybach-Schachtanlage vorliegenden großräumigen Lagerungsverhältnisse werden durch die Aufwölbung des Staßfurt-Egelner Sattels bestimmt.

Das Streichen der aufgeschlossenen Schichten innerhalb des Zechsteins entspricht dem NNW-SSE-Streichen des Sattels in diesem Raum. Dabei wird wie im Deckgebirge die stärkere Heraushebung des Sattels in nördlicher Richtung auch durch eine Versteilung des Einfallens der Zechsteinschichten gekennzeichnet.

Neben dieser großräumig verbreiteten und bereits aus dem Deckgebirge erkennbaren Tektonik sind innerhalb des Salinars zahlreiche kleinere tektonische Verformungen bekannt. Im einzelnen sollen hierbei genannt werden:

2.1. Einfaltungen vom Hauptanhydrit

Die Einfaltungen vom Hauptanhydrit beschränken sich in erster Linie auf das Steinsalz der Leine-Serie. Sie sind besonders häufig in Zerrungs- und Pressungsgebieten zu beobachten. Die Intensität der Verfaltungen ist sehr unterschiedlich. Die Einfaltungen reichen teilweise nur bis in das Basissalz, teilweise jedoch auch bis zum Anhydritmittelsalz. Größere Einfaltungen vom Hauptanhydrit sind gleichzeitig mit kulissenartigen Einfaltungen von Anhydritmittelsalz verbunden.

2.2. Lagerverdoppelungen

Bisher konnten an der NE-Flanke des Staßfurter Sattels an mehreren Stellen innerhalb des Kalilagers "Flöz Staßfurt" Lagerverdoppelungen nachgewiesen werden. In der Berlepsch-Maybach-Schachtanlage erscheinen diese Lagerverdoppelungen als flache Taschen, die im Einfallen

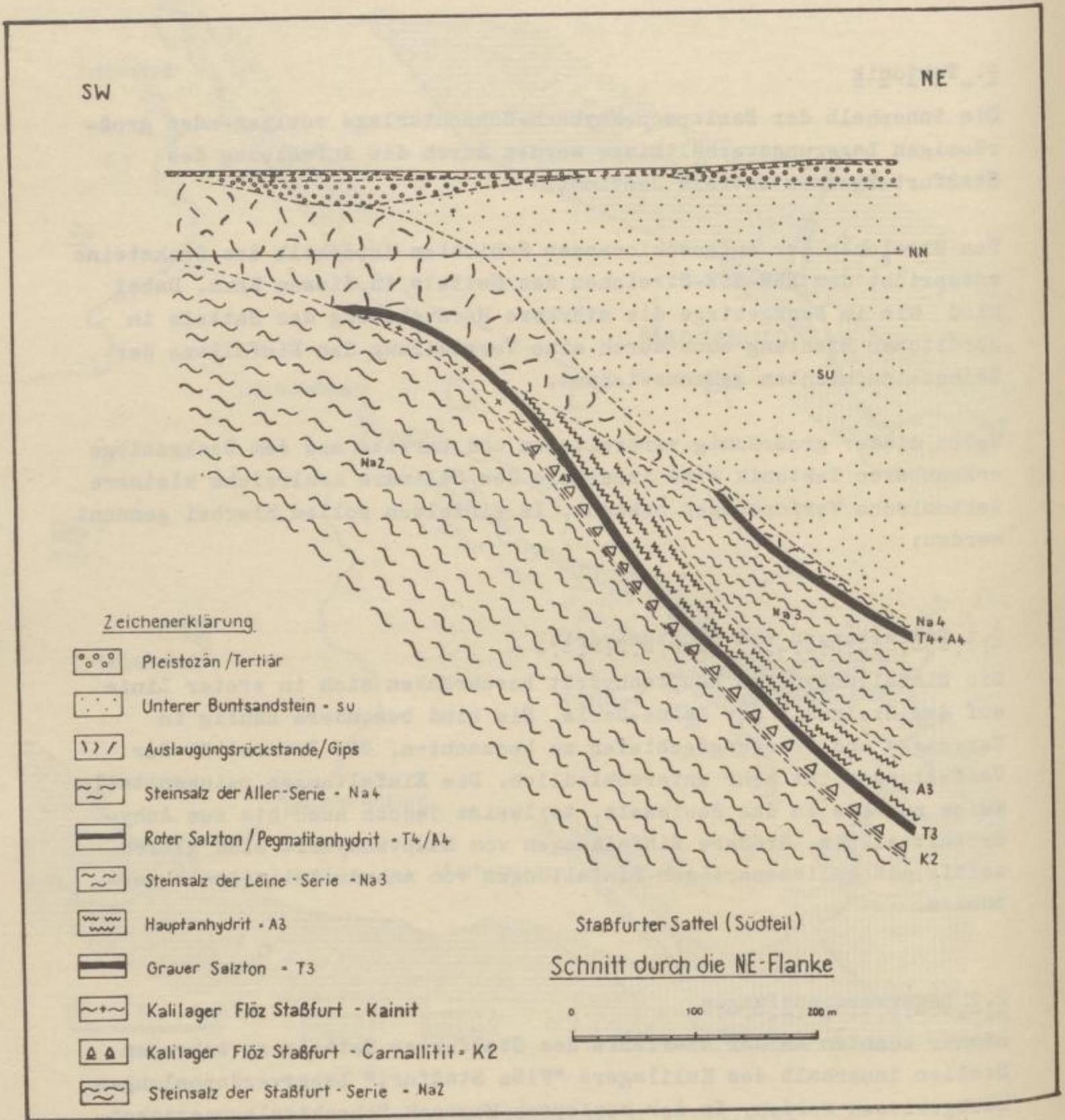


Abb. 2. Schnitt durch die NE-Flanke des Staßfurter Sattels (Südteil)

1

von oben geöffnet und mit Steinsalz der Liegendgruppe des Kalilagers "Flöz Staßfurt" gefüllt sind.

Sowohl der Hauptteil der Einfaltungen von Hauptanhydrit als auch die Lagerverdoppelungen in der Berlepsch-Maybach-Schachtanlage sind vor der Aufsattelung des Staßfurter Sattels entstanden.

B. Beschreibungen der Einzelaufschlüsse

① IV. Tiefbausohle, Querschlag bei 3000 m

Feinstratigraphie und Lagerung des Linien- und Basissalzes; Übergänge Basissalz - Hauptanhydrit; Feinstratigraphie, Groß- und Kleintektonik des Hauptanhydrits, Grauen Salztone und des Kalilagers "Flöz Staßfurt", Hangendgruppe in Carnallititausbildung.

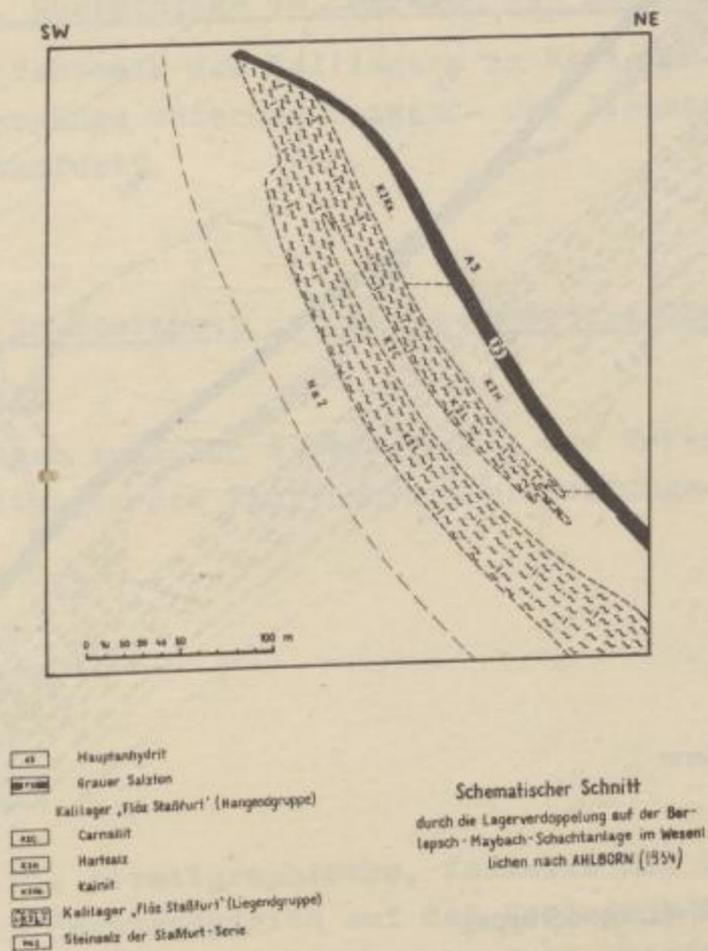
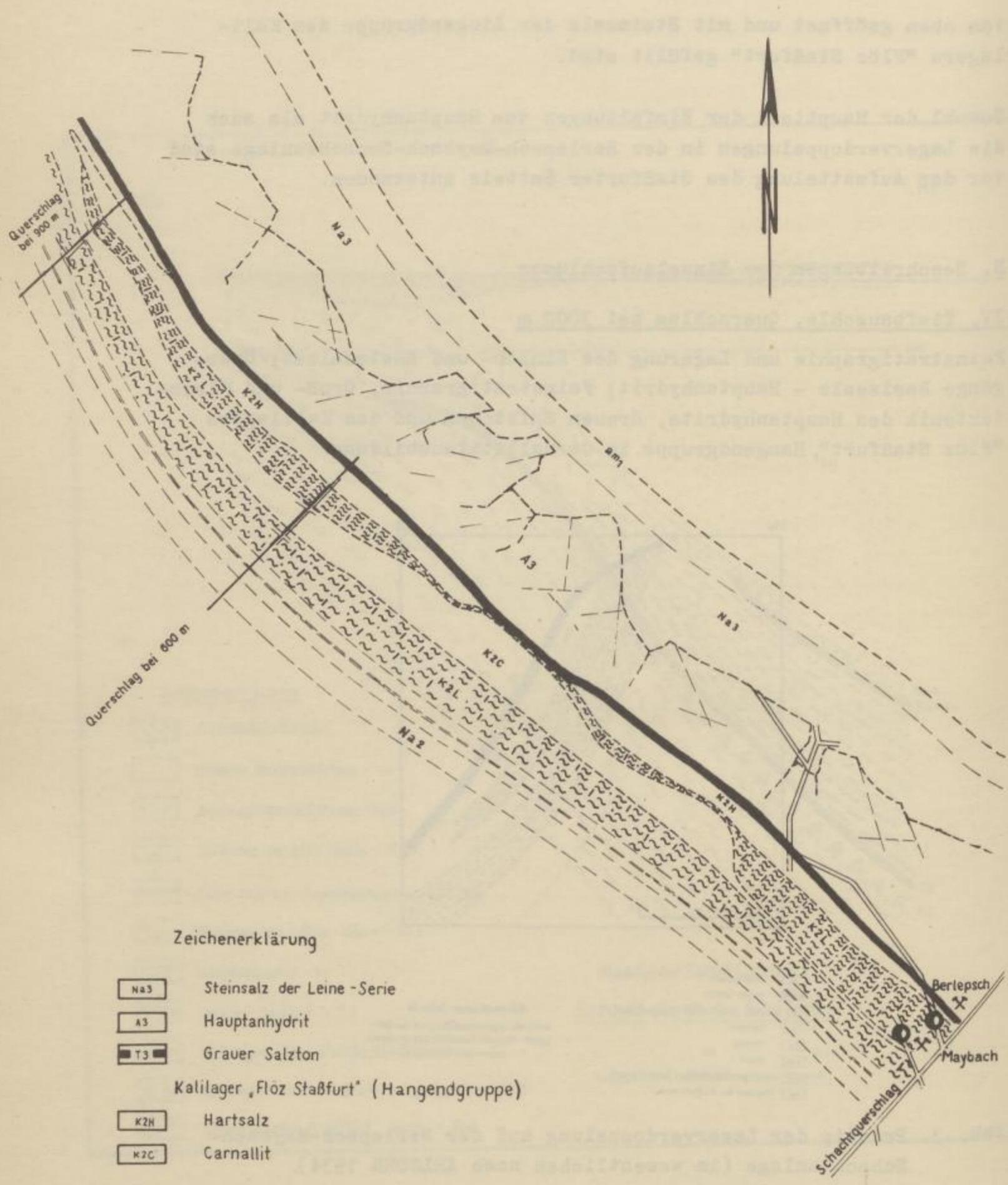


Abb. 3. Prinzip der Lagerverdoppelung auf der Berlepsch-Maybach-Schachtanlage (im wesentlichen nach AHLBORN 1934).
Legende s. Abb. 2



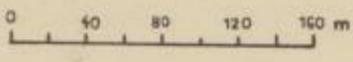
Zeichenerklärung

- Na3 Steinsalz der Leine - Serie
- A3 Hauptanhydrit
- T3 Grauer Salzton
- Kalilager „Flöz Staßfurt“ (Hangendgruppe)
- K2H Hartsalz
- K2C Carnallit
- K2L Kalilager „Flöz Staßfurt“ (Liegendgruppe)
- Na2 Steinsalz der Staßfurt - Serie

VEB Kaliwerk Staßfurt
Berlepsch - Maybach - Schachtanlage

Geologische Übersicht

IV. Tiefbausohle zwischen Schacht - u. 900 m-Querschlag



2
3
4
5
6

- ② III. Tiefbauschle, 6. Firstensohle, Steilfirste 81
Ausbildung und Lagerung des Liniensalzes
- ③ IV. Hauptsohle, Querschlag bei 600 m
Feinstratigraphie und Lagerung der Liegendgruppe des Kalilagers
"Flöz Staßfurt" in Carnallititusbildung
- ④ IV. Hauptsohle, Schachtquerschlag nach Westen
Ausbildung und Lagerung der Polyhalit- Kieserit- und Anhydritregion.
Tektonik im Kern des Staßfurter Sattels.
- ⑤ IV. Hauptsohle, Querschläge im Bereich des Doppellagers
Ausbildung und Tektonik des Kalilagers in Hartsalz- und Carnallititusbildung. Übergänge zwischen Hangend- und Liegendgruppe des Kalilagers "Flöz Staßfurt".
- ⑥ IV. Hauptsohle im Steinsalz der Leine-Serie zwischen 1 200 m und
Schachtquerschlag
Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie und Tektonik des Zechsteins
2 und 3, Verfaltungen des Hauptanhydrits, Zerrungs- und Pressungszonen.

L i t e r a t u r

- FLEISCHER, S.: Die stratigraphische, fazielle und tektonische Ausbildung des Hauptanhydrits auf dem Berlepsch-Maybach-Schacht in Staßfurt. - Freib. Forschungsh. C 90, Berlin 1960.
- FULDA, E.: Über Anhydritklippen. - Kali 23, Halle 1929.

- JUNG, W. u. a.: Buntsandstein und Zechstein zwischen der Scholle von Calvörde und dem Thüringer Schiefergebirge. - Exkursionsführer 10. Jahrestagg. der Geol. Ges. DDR, Berlin 1963.
- KNAK, I.: Feinstratigraphische Aufnahme des Kalilagers Staßfurt auf den Schachtanlagen Neustaßfurt VI/VII, Berlepsch-Maybach und Ludwig II. - Freib. Forschungsh. C 90, Berlin 1960.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Hauptanhydrit und Salzfaltung. - Kali 28, Halle 1934.
- ROSZA, H.: Über den organischen Aufbau der Staßfurter Salzlagerungen. - Kali 7, Halle 1913.
- WEBER, K.: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Staßfurter Sattel unter besonderer Berücksichtigung der Genese der Polyhalit- und Kieseritregion. - Kali 25, Halle 1931.

Exkursion 13

Salinar Bernburg
=====

- Ausbildung des Zechsteins 2 und 3 in der Schachanlage
Bernburg-Gröna -

Gesamtleitung: M. HEMMANN, Bernburg

Teilleitung: H. JANTSCHKE, Bernburg

Exkursionsroute: Leipzig - Bernburg - Leipzig

A. Geologische Übersicht

1. Stratigraphie

Die Schichtenfolge des Zechsteins 2 und 3 ist in der Schachanlage Gröna des VEB Kaliwerk Bernburg nicht vollständig erschlossen. Aufschlüsse existieren lediglich vom oberen Teil des Staßfurt-Steinsalzes bis zum mittleren Teil des Leine-Steinsalzes. Infolgedessen wird dieser Profilausschnitt bei der stratigraphischen Beschreibung besonders berücksichtigt. Eine Übersicht über die Zechstein-Stratigraphie im Raum Bernburg gibt die Tabelle.

1.1 Grundgebirge

Durch eine Reihe von Übertagebohrungen älteren und jüngeren Datums ist das Liegende des Zechsteins im Gebiet von Bernburg als rote Letten, Konglomerate und Sandsteine des Rotliegenden nachgewiesen, die oberen Meter dieser Folge sind in der Regel gebleicht (Grauliegendes).

1.2 Zechstein

1.21 Zechstein 1 - Werra-Zyklus

Die Abfolge ist im Bernburger Gebiet ebenfalls nur durch Bohrungen bekannt geworden. Eine kurze Zusammenstellung findet sich bei I. KNAK &

Tabelle. Stratigraphische Übersicht des Zechsteins im Raum
Bernburg

Hangendes: Buntsandstein

		Symbol	Mächtigkeit
Zechstein 4	Grenzanhydrit	A4r	0,5 - 1 m
	Aller-Steinsalz	Na4	bis 20 m
	Pegmatitanhydrit	A4	0,5 - 1,5 m
	Roter Salzton	T4	ca. 6 m
Zechstein 3	Leine-Steinsalz	Na3	80 - 140 m
	Hauptanhydrit	A3	30 - 40 m
	Grauer Salzton	T3	4 - 6 m
Zechstein 2	Deckanhydrit		1,6 m
	Decksteinsalz		0 - 1 m
	Kaliflöz Staßfurt	K2	15 - 35 m
	Staßfurt-Steinsalz	Na2	<200 - 500 m
	Basalanhydrit	A2	2,5 m
	Stinkschiefer	Ca2 st	6 m
Zechstein 1	Oberer Werra-Anhydrit	A1o	22 m
	Werra-Steinsalz	Na1	0 - 10 m
	Unt. Werra-Anhydrit	A1u	ca. 32 m
	Zechsteinkalk	Ca1	7 m
	Kupferschiefer	T1	0,3 - 0,5 m
	Zechsteinkonglo- merat (z. T. Weiß- liegendes)	Z1C	ca. 2,5 m

Liegendes: Rotliegendes

& G. PRIMKE 1963, S. 14 - 15.

1.22 Zechstein 2 - Staßfurt-Zyklus

Der Staßfurt-Zyklus ist im Bernburger Raum ebenso wie bei Staßfurt in recht vollständiger Ausbildung vorhanden. Für die Horizonte Stinkschiefer und Basalanhydrit kann ebenfalls auf I. KNAK & G. PRIMKE 1963, S. 15 - 16, verwiesen werden.

Das Staßfurt-Steinsalz ist in seinen mittleren bis oberen Partien durch Grubenbaue erschlossen. Seine Gliederung soll hier nach A. TINNES (1928) in Anhydritregion und Übergangsschichten erfolgen. Die Anhydritregion nimmt den weitaus größten Teil der Gesamtmächtigkeit des Na₂ ein. Anhydritschnüre von grauer Färbung sind in ziemlich monotoner Folge ("Jahresring") in ein meist mittelkörniges, weiß bis hellgrau gefärbtes Steinsalz eingebettet. Die Stärke der Anhydritschnüre schwankt zwischen 0,3 und 2 cm; ihr gegenseitiger Abstand beträgt in den meisten Fällen 3 bis 8 cm. Lediglich im hangenden Teil der Anhydritregion ist ein Anschwellen der Dicke der Anhydritschnüre (lokal unterschiedlich) sowie eine stärkere Variation der Abstände der Schnüre (bis ca. 20 cm) zu beobachten. Es hat den Anschein, daß in diesem Teil der Anhydritregion fazielle Differenzierungen stärker in Erscheinung treten.

Die ursprünglich schichtparallele Lagerung wird durch kleintektonische Erscheinungen (Fältelung, Zerreißen und Verstellung der Anhydritlagen) in mannigfaltiger Weise variiert.

Die Übergangsschichten (ca. 20 m mächtig) gehen allmählich aus der Anhydritregion hervor. Es handelt sich hierbei um einen Schichtenkomplex, der nicht ohne weiteres mit dem Staßfurter Normalprofil zu vergleichen ist. Für den Raum Bernburg ist charakteristisch, daß der in der Anhydritregion auf scharfe Lagen konzentrierte Anhydrit allmählich auch in die Steinsalzzwischenmittel eindringt; die Korngröße der Steinsalzindividuen wird geringer. Gleichzeitig erhalten auch die in der Anhydritregion ziemlich reinen Anhydritlagen eine halitisch-anhydritische Zusammensetzung, d. h., die Verteilung des Anhydrits im Profil wird insgesamt diffuser. Die bisher grauen bis dunkelgrauen Anhydritlagen verlieren ihre Dunkelfärbung und gehen in ein sehr helles Grau über; sie werden gleichzeitig zu breiten Bändern (5 bis über 20 cm stark).

Neben Anhydrit sind in den Übergangsschichten andere Sulfate in wechselnden Anteilen vertreten. P. THOMASER (1962) beschreibt unter Hartsalzbereichen Langbeinit, Löweit und Vanthoffit. Polyhalitführung ist - wenn vorhanden - auf die hangenden Teile der Übergangsschichten beschränkt und nach THOMASER sekundärer Entstehung nach Anhydrit. Eine Polyhalitregion in dem Ausmaß von Staßfurt ist also nicht ausgebildet. Untergeordnet und nach dem Hangenden allmählich zunehmend kann in den Übergangsschichten auch bereits der erste Kieserit auftreten.

Mit Einsetzen der ersten Steinsalzleitbänke läßt man das Kalilager Flöz Staßfurt beginnen, das von U. STORCK (1937) in Anlehnung an die im Unstrutgebiet aufgestellte Gliederung von TINNES (1928) in Liegend- und Hangendgruppe unterteilt wird. Die Grenze zwischen beiden Gruppen legt STORCK oberhalb Leitbank "F", was der Grenzziehung im Unstrutgebiet oberhalb der 10. Unstrutbank nach TINNES entspricht. Die Liegendgruppe (etwa 15 m mächtig) ist gekennzeichnet durch eine Wechselagerung von Steinsalzbänken (z. T. Leitbänke) mit Kieseritlagen. Aus Abb. 1 geht die Lage der einzelnen Steinsalzleitbänke im Normalprofil hervor. Daneben wird die Abfolge durch tonig-anhydritische (-polyhalitische) Schnüre untergliedert. Der größte Teil der von anderen Autoren ausgeschiedenen Kieseritregion fällt unter den Begriff Liegendgruppe. Unter Hartsalz kann die Kieseritführung weitgehend zurücktreten unter Bildung von Langbeinit bzw. Polyhalit. Im oberen Teil der Liegendgruppe, vereinzelt auch schon in unteren Teilen, setzt allmählich die Kalisalzführung ein. In den meisten Fällen handelt es sich um Sylvin bzw. sulfatische Kalimineralien, vereinzelt tritt jedoch auch Carnallit auf. Außerdem beschreibt THOMASER Löweit, Kainit u. a.

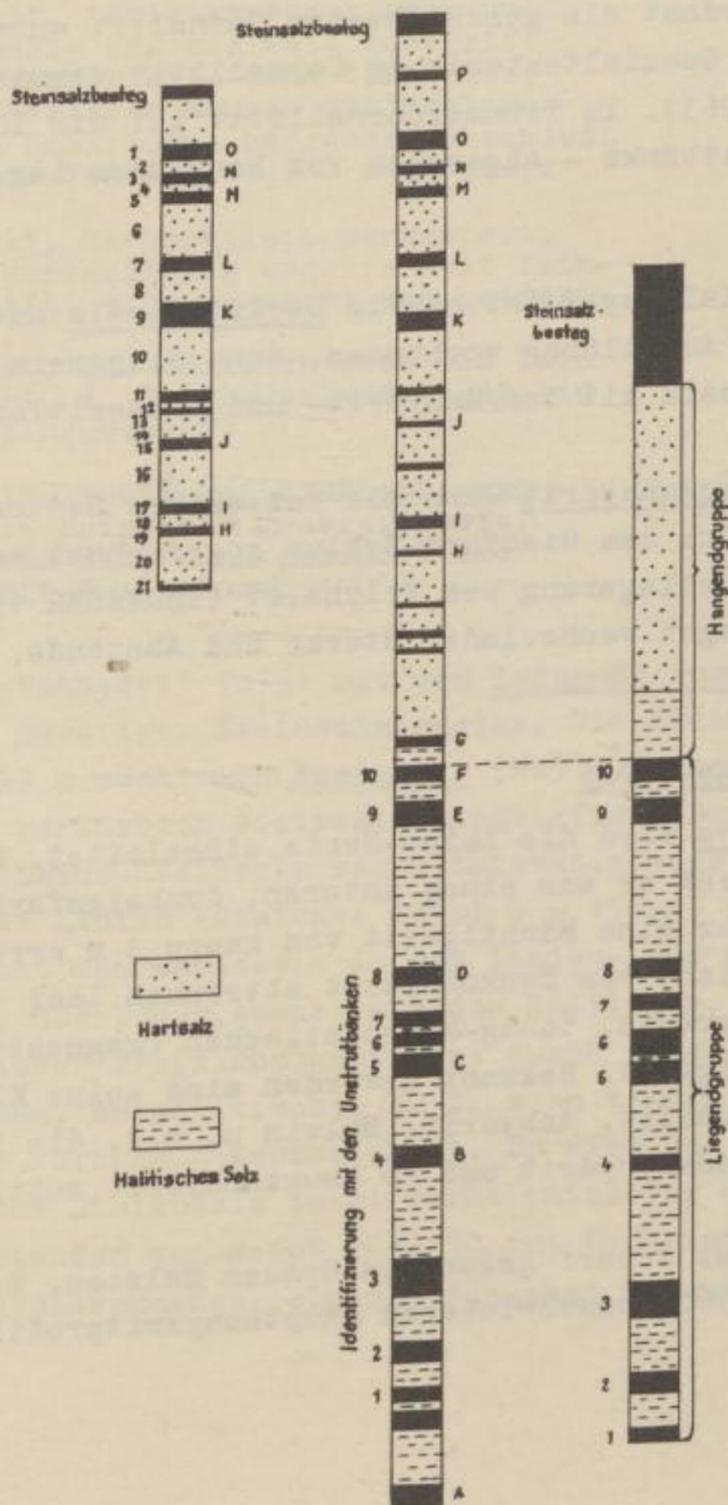
Die Hangendgruppe (15 - 20 m mächtig) entspricht etwa dem bergmännischen Begriff des Kalilagers; die eigentliche Bauwürdigkeit setzt jedoch in den meisten Fällen erst über den Leitbänken "G" oder "H", d. h., einige Meter über der Liegendgrenze der Hangendgruppe, ein. Das Kalilager liegt in Carnallit- oder Hartsalzausbildung oder in einer Mischfazies vor. Untergeordnet treten Vertaubungen auf, die Teile des Kalilagers oder das gesamte Profil der Hangendgruppe einnehmen können. Die allgemeine Faziesverteilung im Bereich des Grubengebäudes ist derart, daß das Hartsalz entweder als liegender und/oder hangender Besteg des Carnallitits auftritt oder aber die gesamte Hangendgruppe einnimmt.

Die Steinsalzbänke der Staßfurtregion

Maßstab 1:200

A	B	C
Staßfurt	Bernburger Kaliwerke- Gröna	Roßleben
Berlepschschacht		Georg - Unstrut
Gruppierung von Lück		Gruppierung von Tinnes

Identifizierung
mit den Bänken
von Rosza



Derartige ausgeprägte Hartsalzgebiete treten in der Regel inselartig innerhalb des Carnallitits auf, was bereits STORCK (1937) feststellte. Sie besitzen Durchmesser von mehreren hundert Metern und zeigen vom Zentrum zur carnallitischen Peripherie hin folgenden petrographisch-faziellen Wechsel (Idealfall):

Vertaubung bzw. verarmtes Hartsalz - langbeinitisches Hartsalz - normales (kieseritisches) Hartsalz - sylvinreiches Hartsalz - Carnallitit.

Benachbarte Ausbildungen können dabei nicht nur nebeneinander sondern auch im Profil übereinander auftreten. Der Carnallitit ist vorzugsweise als Trümmercarnallitit (grob- oder feinbrekziös, z. T. farbgeschichtet), untergeordnet als geschichteter Carnallit entwickelt. Einen Eindruck von der Spezialtektonik im Carnallitit vermittelt ein Profil bei R. MEIER (1963). Im Trümmercarnallitit ist die Identifikation der Steinsalzleitbänke - abgesehen von hangenden Lagerteilen - oft nicht möglich.

Über dem eigentlichen Kalilager ist häufig Decksteinsalz unterschiedlicher Mächtigkeit und Ausbildung vorhanden. Ganz allgemein besteht der Komplex aus Steinsalz mit Ton/Anhydrit- und Kieseritlagen.

Der darüber folgende Deckanhydrit kann als rezessives Sediment aufgefaßt und als solches noch dem Staßfurt-Zyklus zugerechnet werden. Er besteht aus einer Wechsellagerung von Polyhalit (THOMASER 1962) bzw. Anhydrit mit tonigen Lagen wechselnder Stärke und Abstände.

1.23 Zechstein 3 - Leine-Serie

Durch den Grauen Salzton wird die Leine-Serie eingeleitet. Nach Abzug des Deckanhydrits besteht er aus einem unteren, dunkelgefärbten, tonig-sandigen Teil, der eine Mächtigkeit von knapp 3 m erreicht und sich im allgemeinen leicht vom Deckanhydrit abtrennen läßt sowie aus dem oberen, bräunlich-grauen, tonig-karbonatischen (magnesitischen) Teil mit 2 - 3 m Mächtigkeit. Bekannt geworden sind seine Kluftfüllungen (Steinsalz, Carnallit, Anhydrit, Sylvin u. a.), die in ähnlicher Weise auch im Deckanhydrit und im Hauptanhydrit auftreten.

Der Hauptanhydrit grenzt scharf gegen den Grauen Salzton. Bei Vergleich mit den von W. JUNG (1960) beschriebenen Hauptanhydritprofilen vom SE-

Harzvorland sowie den vom Staßfurter Sattel beschriebenen Profilen (E.-M. BEHR 1960; S. FLEISCHER 1960) läßt sich durchaus weitgehende Ähnlichkeit feststellen, was bereits JUNG hervorhebt.

In Bernburg-Gröna können folgende Zonen ausgeschieden werden (Texturbezeichnungen in Anlehnung an JUNG):

Zone	Texturtyp	Ø Mächtigkeit
5	Anhydrit, texturlos, makroskopisch dicht, selten mit tonig-karbonatischer Feinstreifung = sog. Anhydritschale	0,05 - 0,4 m
4	Anhydrit, tonig-karbonatisch, unregelmäßig eng bis weit gestreift sowie marmoriert, auch texturlos; in wechselnden Mengen steinsalzgefüllte Hohlräume; hangender Abschluß: schwarze Tonlage, 0,2 - 2 cm stark	5 - 7 m
3	Anhydrit, karbonatisch marmoriert, z. T. unregelmäßig eng bis weit feingestreift, auch gemasert und geadert	10 - 15 m
2	Anhydrit, karbonatisch grob bis feingemasert, z. T. unregelmäßig eng bis weit feingestreift	6 - 10 m
1	Anhydrit, tonig-karbonatisch, eng bis weit fein- bis grobgestreift, im oberen Teil auch gemasert und z. T. mit Porenräumen	3,5 - 5 m

Über dem Hauptanhydrit folgt mit dem Leine-Steinsalz ein im Raum Bernburg relativ mächtiger Steinsalzkomplex. Die Sedimentation wird mit dem 0,5 bis 23 m mächtigen Basissalz ($\text{Na}_3\alpha$), einem hellorange bis rötlichbraun verfärbten Steinsalz eingeleitet. Der Horizont ist durch eine für das Leine-Steinsalz verhältnismäßig enge Aufeinanderfolge anhydritischer Linien (Abstände meist 5 - 15 cm) charakterisiert. Im Hangenden geht das Basissalz in den Linien- und Kristallsalzhorizont ($\text{Na}_3\beta$ und γ) über, der, ebenso wie das Kalilager, Gegenstand des Abbaues ist. Dieser Profilabschnitt ist durch in großen Abständen verlaufende, dünne, anhydritische, z. T. auch tonige Linien von grauer bis schwarzer Färbung gekennzeichnet. Er wird ca. 40 - 50 m mächtig. Das eigentliche Liniensalz zeigt verhältnismäßig scharf ausgebildete Linien in Abständen von meist 20 - 30 cm; im Kristallsalz nehmen die Linien ein verschwommenes, blasses Aussehen an und haben Abstände von

durchschnittlich 30 cm. Während das Liniensalz in der Regel einen rein weißen Eindruck macht, ist dem Kristallsalz eine gewisse leichte Grautönung eigen. Für begrenzte Bereiche lassen sich anhydritische Leitlinien ausgliedern, die eine stratigraphische Einordnung der Aufschlüsse und die Festlegung der Bauwürdigkeitsgrenzen gestatten (G. RICHTER 1933; J. LÖFFLER 1955 u. a.). Insgesamt treten in dem Komplex ab Hauptanhydrit ca. 200 deutlichere Linien auf, von denen viele in sich eine Aufgliederung in Teillinien erkennen lassen.

Im hangenden Teil des Kristallsalzes läßt sich ein Stärkerwerden der Graufärbung und anschließend ein Übergehen in gelbliche oder lichtbräunliche bis rötliche Farbtöne feststellen. Gleichzeitig werden die anhydritischen Einlagerungen stärker. Damit beginnt das Anhydritmittelsalz ($\text{Na}_3\eta$). Wie der Name schon sagt, handelt es sich um Steinsalz mit eingelagerten Anhydritmitteln. In Bernburg-Gröna sind mehrere derartige Mittel mit einer Mächtigkeit von 2 - 20 cm bekannt. Das Steinsalz ist von sehr unterschiedlicher Färbung: hellgrau bis schmutziggrau mit orange, braunen oder rötlichen Tönungen. Den hangenden Abschluß bildet die Anhydritauptbank, eine bis 2,5 m mächtige Bank aus dichtem oder pegmatitartig mit Steinsalz verwachsenem Anhydrit.

Das darüber folgende Hangende Rote Salz ($\text{Na}_3\psi+l$) ist im Grubengebäude nicht mehr erschlossen. In der Nachbargrube Friedenshall ist es von G. RICHTER (1933) als etwa 25 m mächtiges, orange bis rosa gefärbtes Steinsalz beschrieben, dem ebenfalls dünne Anhydritschnüre eingelagert sind. Wie bereits im Symbol zum Ausdruck gebracht, dürfte es sich um ein Äquivalent des Schwaden- und Tonflockensalzes des Z3 handeln.

Aus der Beschreibung ist ersichtlich, daß im Bernburger Raum nur ein reduziertes Profil des oberen Teils der Leine-Serie vorliegt. So fehlen ähnlich wie bei Staßfurt die Kaliflöze Ronnenberg und Riedel, im Gegensatz zu Staßfurt fehlt weiterhin ein Orangeaugen- und Bändersalz.

1.24 Zechstein 4 - Aller-Serie

Ähnlich wie das Profil der Leine-Serie ist dasjenige der Aller-Serie gegenüber dem Hannoverschen Normalprofil reduziert. Da es nur durch Bohrungen bekanntgeworden ist, soll auf eine nähere Beschreibung verzichtet werden. Über dem Roten Salzton folgen der geringmächtige

I
P
w
r
s
S
W
s
l
t
k
A
d
d
8
8
s

Pegmatitanhydrit und darüber das Aller-Steinsalz, das im Raum Bernburg nur knapp 20 m mächtig wird. Über einem geringmächtigen Basis-salz liegt nur Schneesalz, das vom Grenzanhydrit überlagert wird. Obere Zechsteinletten wurden in einigen Bohrungen ausgeschieden. Die Mächtigkeiten der stratigraphischen Glieder des Zechsteins gehen aus der Tabelle hervor.

Über dem Zechstein folgen im Bernburger Raum Unterer und z. T. Mittlerer und Oberer Buntsandstein. Nördlich der Stadt tritt zusätzlich Muschelkalk in das Profil. Die jüngsten Ablagerungen bilden Schichten des Tertiärs (lokal) und des Quartärs.

2. Tektonik

Die Schachtanlage Bernburg-Gröna ist im südöstlichen Teil des subherzynen Beckens gelegen. Das Becken wird, wie im gesamten Bereich so auch im Raum Bernburg, durch eine Reihe herzynisch streichender Faltenstrukturen untergliedert. Untergeordnet treten auch andere Streichrichtungen auf. Größere derartige Strukturen (Staßfurter Sattel, Bernburger Hauptsattel) deuten sich bereits in der Deckgebirgstechnik an, kleinere, durch die Grubengebäude erschlossene Faltungen, sind dagegen auf das Salinar beschränkt.

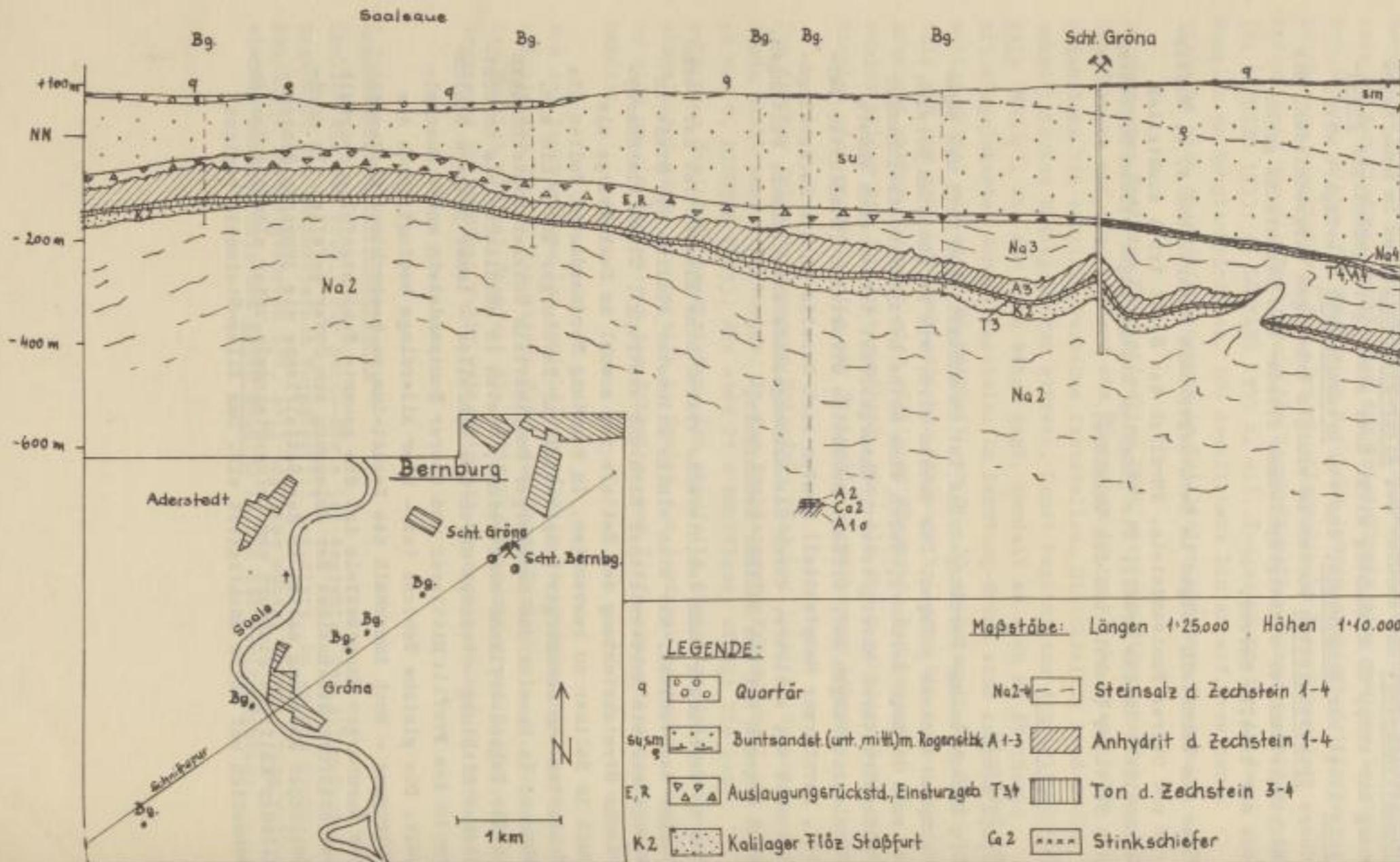
Das im Bernburger Raum dominierende tektonische Element ist der Bernburger Hauptsattel, der sich einige Kilometer südlich der Stadt in westlicher bis nordwestlicher Richtung erstreckt. Diese flachherzynische Streichrichtung des Sattels ist sowohl im Deckgebirge als auch im Salinar zu beobachten. In Richtung Nordnordosten fallen die Schichten vom Bernburger Hauptsattel zur Bernburger Mulde hin ein. Während im Bereich des Bernburger Hauptsattels Unterer Buntsandstein an der Tagesoberfläche ausstreicht, treten in nördlicher bis nordöstlicher Richtung - bedingt durch das Einfallen - immer jüngere Schichten in das Profil: Mittlerer und Oberer Buntsandstein sowie Muschelkalk. Die gleiche Tendenz ist - hier allerdings bedingt durch die Ablaugung - auch innerhalb des Zechsteins zu beobachten. Im Bereich des Bernburger Hauptsattels ist die gesamte Schichtenfolge oberhalb des Staßfurt-Steinsalzes der Ablaugung zum Opfer gefallen. In nordöstlicher Richtung setzen an der Sattelflanke die jüngeren Schichtglieder Kaliflöz Staßfurt und Leine-Steinsalz unter allmählichem Anschwellen auf volle Mächtigkeit ein. Das Aller-Steinsalz beginnt

Schnitt durch die Salzlagerstätte südwestlich Bernburg

(2½ fach überhöht)

SW

NE



- 242 -

nördlich einer Linie, die sich unmittelbar südlich Bernburg in WNW-Richtung hinzieht.

Die Bernburger Mulde weist in sich eine ausgeprägte Spezialfaltung auf. Neben flachwelligen Sattel- und Muldenstrukturen sind durch die Grubenaufschlüsse auch recht steile, teilweise überkippte Falten sowie deckenähnliche Überschiebungen bekannt geworden. Der Charakter der Faltung ist - bedingt durch die unterschiedliche Plastizität der Gesteine - disharmonisch. Im Großen zeigt sich dies durch das Geringerwerden der Faltungsintensität gegen das Grund- und Deckgebirge. Aber auch innerhalb weniger Schichtglieder offenbart sich die Disharmonie. So sind besonders intensive Faltungserscheinungen aus dem Kalilager, z. T. auch aus Leine- und Staßfurt-Steinsalz bekannt. Insbesondere zeigt das Kalilager infolge fließtektonischer Vorgänge eine intensive Kleinfaltung und Zertrümmerung (Trümmercarnallitit). Die liegende (und hangende) Begrenzung des Trümmercarnallitits ist fast immer tektonischer Natur. Die hochplastischen Steinsalz- bzw. Kalisalzschichten wirken gegenüber dem wesentlich spröder reagierenden Komplex Hauptanhydrit/Grauer Salztone als Ausgleichshorizonte, so daß die größten Mächtigkeitsschwankungen im Bereich des Kalilagers, des Staßfurt- und Leine-Steinsalzes auftreten.

In diesem Zusammenhang verdienen die Vorsprünge des Hauptanhydrits in das Leine-Steinsalz ("Anhydritklippen" E. FULDA), wie sie insbesondere vom Staßfurter Sattel wiederholt beschrieben wurden, Erwähnung. Derartige Vorsprünge sind auch im Bernburger Raum nachgewiesen. Die Erscheinung wird sowohl primär-sedimentär (FULDA) als auch tektonisch (G. RICHTER u. a.) gedeutet. Nähere Angaben sind der einschlägigen Literatur zu entnehmen.

Schließlich ist auf eine weitere interessante tektonische Erscheinung im Bernburger Gebiet hinzuweisen. Das Kalilager Flöz Staßfurt ist relativ häufig als Doppellager ausgebildet, d. h., über carnallitisch entwickeltem Kalilager folgt unter Einschaltung eines Steinsalzmittels ein hangendes Hartsalzlager. Derartige Lagerverdoppelungen wurden insbesondere von C. RÜHLE, O. AHLBORN, U. STORCK, R. HERRMANN und V. ILAUSKY beschrieben. Nach der Deutung von HERRMANN sind die Lagerverdoppelungen das Ergebnis einer umfangreichen Abwanderung von Staßfurt-Steinsalz in südlicher Richtung unter Mitschleppung des carnallitisch entwickelten Kalilagers. Dabei soll der Carnallitit unter vorhandene Hartsalzgebiete infolge Hinderniswirkung derselben (Zurück-

bleiben bei der Abwanderung des Na₂) unterschoben worden sein.

L i t e r a t u r

- AHLBORN, O.: Die Ausbildungsformen des Staßfurtlagers am Roßlebener und Bernburger Sattel in ihrer Beziehung zur Tektonik. - Z. deutsch. geol. Ges. 86, Berlin 1934.
- BEHR, E.-M.: Geologische Beobachtungen am Hauptanhydrit des Staßfurt-Egelner-Sattels im Bereich des Kaliwerkes Staßfurt, Schacht VI/VII. - Freib. Forschungsh. C 90, Berlin 1960.
- FLEISCHER, S.: Die stratigraphische, fazielle und tektonische Ausbildung des Hauptanhydrits auf dem Berlepsch-Maybach-Schacht in Staßfurt. - Freib. Forschungsh. C 90, Berlin 1960.
- FULDA, E.: Über "Anhydritklippen". - Kali 23, Halle 1929.
- HERRMANN, R.: Die Entstehung der Verdoppelung des Kalilagers im Gebiet von Staßfurt und Bernburg. - Z. prakt. Geol. 47, Halle 1939.
- ILAUSKY, V.: Salztektone im Bernburger Gebiet. - Unveröff. Dipl.-Arb. Bergakad. Freiberg 1955.
- JUNG, W.: Zur Feingliederung des Basalanhydrits (Z2) und des Hauptanhydrits (Z3) im SE-Harzvorland. - Geologie 9, Berlin 1960.
- KNAK, I. & PRIMKE, G.: in JUNG, KNAK, PRIMKE, REICHENBACH, SEIDEL, SEIFERT, THIERBACH: Buntsandstein und Zechstein zwischen der Scholle von Calvörde und dem Thüringer Schiefergebirge, Exkursion 1 in: Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR, Berlin 1963.
- LÖFFLER, J.: Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der DDR, Teil III: Sachsen-Anhalt. - Freib. Forschungsh. C 97, III, Berlin 1962, (hierin weitere umfangreiche Literaturangaben).
- Die Anwendung der Feinstratigraphie für den Nachweis von Vorräten im Jüngeren Steinsalz. - Bergakademie 8, Freiberg 1956.
- MEIER, R.: Das Auftreten von Staßfurtit in der Hangendgruppe des Kalilagers Staßfurt in der Grube Bernburg-Gröna. - Geologie 12, Berlin 1963.

- RICHTER, G.: Das Jüngere Steinsalz in Solvayhall. - Unveröff. Gutachten, Berlin 1933.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Hauptanhydrit und Salzfaltung. - Kali 28, Halle 1934.
- Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. 105, Hannover 1955.
- RÜHLE, C.: Der Aufbau der Kalisalzlagerstätte des Bernburger Sattels, insbesondere des Älteren Lagers von "Solvay in Preußen". - 6. Jahresber. niedersächs. geol. Vereins, 1913.
- STORCK, U.: Das Kalilager in den Grubenfeldern "Bernburger Kaliwerke" und "Gröna" und seine Beziehungen zu den übrigen Ablagerungsgebieten der Staßfurt-Region. - Arch. Lagerstättenforsch. 65, Berlin 1937.
- THOMASER, P.: Mineralogisch-petrographische Untersuchung der Salzlagerstätte Bernburg-Gröna. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Jena 1962.
- TINNES, A.: Die Ältere Salzfolge Mitteldeutschlands unter besonderer Berücksichtigung des Unstrutgebietes. - Arch. Lagerstättenforsch. 38, Berlin 1928.

K a r t e n

Geol. Spezialkarte mit Erläuterungen i. M. 1 : 25 000, Bl. Bernburg.

Handwritten text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is extremely faint and illegible due to the quality of the scan and the age of the paper. It appears to be organized into several paragraphs or sections, but the specific content cannot be discerned.

39. 40 175

Geologische Gesellschaft in der Deutschen Demokratischen Republik

Exkursionsführer

zur
11. Jahrestagung
1964

12. Nov. 1977

SLUB Dresden



2 0137453

