

Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen
in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone
(Rheinisches Schiefergebirge)

Von

Bruno Stenger

Frankfurt a. Main

Mit 20 Abbildungen, 4 Tabellen
und den Tafeln 1 – 3

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9 – 11

Wiesbaden 1961

Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	36	68 S.	20 Abb.	4 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden, 25. 10. 1961
--------------------------------	----	-------	---------	--------	--------	-------------------------

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 36

Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen
in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone
(Rheinisches Schiefergebirge)

Von
Bruno Stenger
Frankfurt a. Main

Mit 20 Abbildungen, 4 Tabellen
und den Tafeln 1 – 3

Herausgabe und Vertrieb
Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9 – 11

Wiesbaden 1961

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	36	68 S.	20 Abb.	4 Tab.	3 Taf.	Wiesbaden, 25. 10. 1961
--------------------------------	----	-------	---------	--------	--------	-------------------------

Herstellung: Hof- und Waisenhaus-Buchdruckerei, Kassel

Inhalt

I. Einleitung	9
II. Die vordevonischen Sedimentgesteine	10
A. Zur Erforschungsgeschichte	10
B. Die Schichtenfolge	11
1. Eppsteiner Schiefer Folge	11
2. Lorsbacher Schiefer Folge	13
a. Untere Abteilung	13
b. Mittlere Abteilung	15
c. Obere Abteilung	15
C. Unterscheidende Merkmale zwischen Eppsteiner und Lorsbacher Schiefern	19
1. Die vorherrschende Gesteinsfarbe	19
2. Die petrologische Zusammensetzung und der Profilaufbau	20
3. Die streifigen Phyllite	21
III. Die regionale Verbreitung der Lorsbacher Schiefer in Abhängigkeit von der Schollengliederung des südlichen Taunus	23
1. Das Gebiet nördlich von Eltville a. Rhein	23
2. Das Gebiet zwischen Wiesbaden-Kloppenhain und der Fischbach-Hornauer Bucht	25
3. Das Gebiet um Bad Soden a. Ts.	27
IV. Tektonische Analyse eines Profiles durch den südlichen Taunus	28
A. Die großtektonischen Bauelemente im Profilbereich	29
B. Die kleintektonischen Elemente	31
1. Die feintektonischen Merkmale der vordevonischen Gesteine südlich des Staufens	33
2. Die großgefaltete Zone zwischen Staufen und Fischbacher Kopf	34
3. Die gefügetektonischen Elemente der vordevonischen Magmatite	34
4. Die feintektonischen Gefügeelemente der Grauen Phyllite und Bunten Schiefer	36

C. Die feintektonischen Elemente in Einzelbeschreibung	37
1. Die flächigen Gefügeelemente	37
a. Das sedimentäre Anlagerungsgefüge	37
b. Die Parallelschiefrigkeit (s_1)	38
c. Die Transversalschiefrigkeit oder Schubklüftung (s_2)	38
d. Das Flächengefüge (s_3)	40
2. Die achsialen und linearen Gefügemerkmale	40
a. Das Faltengefüge	40
b. Die δ -Lineare	42
c. Weitere Lineationen	42
3. Die Kluffgefüge	43
a. Kennzeichen der ersten Kluffgeneration	43
b. Die Kennzeichen der zweiten Kluffgeneration	45
c. Die Kennzeichen der Knick- oder Kniebildungen	45
D. Auswertung und Folgerungen	46
1. Die Symmetriebeziehungen der kleintektonischen Elemente zueinander	46
a. B-Tektonik vom Spitzer Berg	46
b. $B_2 \Delta B_1$ -Gefüge im Steinbruch Fischbachtal	47
c. Schollenrotationen nach Ausbildung des Faltengefüges	49
2. Die Vergenzen	50
3. Der tektonische Stockwerksbau	50
a. Die Zone der Kataklase	50
b. Zone schwach deformierter Gesteine	50
c. Zone stärkerer Faltungsintensität	51
d. Stark deformierte Magmatite	51
4. Das Ausmaß der „inneren Deformation“	53
V. Metamorphose und Deformation	54
A. Das zeitliche Verhältnis	55
1. Die vortektonische Metamorphosierung	55
2. Die synkinematische Mineralblastese	55
3. Die postkinematische Metamorphose	56

B. Das räumliche Verhältnis	57
1. Zur Abgrenzung der anchimetamorphen Zone gegen den Bereich in Grünschiefer-Fazies	57
2. Zur Grenze zwischen den Gesteinen in Grünschiefer- und Epidot-Amphibolit-Schiefer-Fazies	58
3. Die Grenze zwischen Vordevon und Grauen Phylliten	58
VI. Zur Frage der vorvaristischen Faltung des Vordevons	60
1. Auffällige großtektonische Elemente	61
2. Das Fehlen der Lorsbacher Schiefer im N-Teil des Vordevons	61
3. Exotische Gesteinsreste in den Grauen Phylliten	61
4. Die geotektonische Stellung der vordevonischen Magmatite	61
VII. Zur geologischen Geschichte des Südtaunus	62
VIII. Schriftenverzeichnis	65

I. Einleitung

Der Südrand des Rheinischen Schiefergebirges wird im Taunus von einer metamorphen Gesteinsserie gebildet, die auf Grund ihrer geologischen Lage als Vordevon angesprochen wird. Die Angaben über den stratigraphischen Aufbau ihres sedimentären Anteiles, die tektonische Gliederung und Durchformung, die metamorphe Überprägung und altersmäßige Einstufung der gesamten Folge sind unvollständig oder widersprechen sich teilweise völlig.

Vorliegende Arbeit kann nur als ein Beitrag zur Klärung dieser Fragen gewertet werden; im einzelnen wurde in ihr versucht folgende Aufgaben zu lösen:

1. Die Sedimentgesteine des Vordevons zu untergliedern und die gefundenen Horizonte im gesamten Verbreitungsgebiet kartenmäßig zu erfassen.
2. Beobachtungen über die bisher nur aus den Schichten des Unterdevons genauer bekannte Bruchschollentektonik im Südaunus zu sammeln.
3. Die besonderen Verhältnisse stratigraphischer und tektonischer Art des Taunus-Südrandes zu klären.
4. In einem gut erschlossenen Gebiet die Lagerungsbeziehungen der vordevonischen-Schichten untereinander und zu den im Norden anschließenden Grauen Phylliten und Bunten Schiefeln an Hand eines Profiles darzustellen.
5. Die kleintektonischen Erscheinungen in diesem Bereich darzustellen, diese dem großtektonischen Bau befriedigend einzuordnen und die Ursachen einiger beschriebener tektonischer Besonderheiten zu untersuchen.
6. Die Metamorphose hinsichtlich ihrer verschiedenen Intensitätsgrade und Zeitlichkeit zu studieren und eventuelle Beziehungen zur tektonischen Deformation aufzuklären.

Ziel dieser Untersuchung war es letztlich aus den gewonnenen Beobachtungen ein möglichst vollständiges Bild der stratigraphischen, tektonischen und metamorphen Verhältnisse im südlichen Taunus zu entwerfen.

Bei diesem Bemühen konnte ich auf der Basis der von mir aufgestellten stratigraphischen Teilgliederung des sedimentären Vordevons weiterarbeiten (1958). Wie die Diplomarbeit, wurden auch diese Untersuchungen von den Herrn Professoren Dr. K. KREJCI-GRAF und Dr. F. MICHELS angeregt und betreut. Bei den petrographischen Studien durfte ich mich stets der anregenden Förderung und Unterstützung durch Herrn Prof. Dr. H. Hentschel, Wiesbaden, erfreuen. Hilfe bei der Durchführung der gefügetektonischen Untersuchungen gewährte mir Herr Dr. hab. D. Richter, Aachen. Diesen Herren bin ich dafür zu großem Dank verpflichtet.

Die stratigraphische Untergliederung der vordevonischen Sedimentgesteine und die feintektonischen Untersuchungen wurden in dem am besten aufgeschlossenen Gebiet zwischen Lorsbach und Eppstein bzw. Ehlhalten auf der geologischen Karte Königstein (Maßstab 1 : 25 000; Bl. 5816) vorgenommen. Die zum Nachweis der regionalen Verbreitung der Lorsbacher Schiefer Folge durchgeführten Geländebegehungen berührten folgende geologischen Karten: (Maßstab 1 : 25 000) Eltville, Wiesbaden, Hochheim-Raunheim (Bl. 5914, 5915, 5916), Wehen, Königstein, Frankfurt/M. West, Höchst (Bl. 5815, 5816, 5817) und Homburg v. d. Höhe (Bl. 5717).

II. Die vordevonischen Sedimentgesteine

A. Zur Erforschungsgeschichte

KOCH schied auf den von ihm in den Jahren 1875 bis 1881 aufgenommenen geologischen Karten 1 : 25 000 des südlichen Taunus die fossilereen nicht-devonischen Schichten als ältere Taunus-Gesteine aus und gliederte sie in eine untere und eine obere Gruppe; erstere kennzeichnete er als Serizitgesteine, letztere als Phyllite (Tab. 1).

Nach einem von KOCH gezeichneten Profil durch den Taunus (1881) bilden diese Gesteine ein Geantiklinorium mit der unteren Gruppe als Kern. Phyllite, welche diese höher metamorphen Gesteine ummanteln, säumen auch als schmales Band den S-Rand der älteren Taunus-Gesteine, sind hier allerdings nur in der Fazies der Grauen Taunus-Phyllite (p_1) entwickelt, welche nördlich der Serizit-Gesteine nicht bekannt sind.

GOSSELET (1890) erkannte im bunten Taunus-Phyllit (p_4) der oberen Gruppe den bunten Gedinne-Schiefer der Ardennen, im Quarzit der Taunus-Phyllite (p_3) der gleichen Einheit drei verschiedene stratigraphische Horizonte und zwar: vordevonische Quarzite und Arkosen und unterdevonischen Hermeskeil-Sandstein (Tab. 1).

Tab. 1. Stratigraphische Gliederung der ältesten Taunus-Gesteine

KOCH 1880	GOSSELET 1890	V. REINACH 1904	MICHELS-LEPPLA 1931
P_4 P_3 P_2 P_1 Obere Gruppe ? Devon	Gedinne in P_4 z. T. in P_1 und P_2 Kambrium	Hangendes der Silur Eppsteiner Schf.	$tu_1 \psi$ q in $tu_1 \psi$ Gedinne s in $tu_1 \psi$
seb seg seh se ₄ se ₃ se ₂ se ₁ Untere Gruppe Paläozoikum	Präkambrium	Kambrium Eppsteiner Schiefer ?	se se z. T. $tu_1 \psi$ se „Vordevon“ s γ z. T. sk sf ? Algonkium, sg z. T. se Ob. Archaikum sg z. T. sk

V. REINACH (1904) unterschied in einer sehr kurz gehaltenen Darstellung der lithologischen Zusammensetzung des südlichen Taunus erstmals vordevonische Ablagerungen, die er in Eppsteiner Schiefer und Hangendes der Eppsteiner Schiefer gliederte. Für letztere führte später LEPLA (1924, S. 9) den Begriff Lorsbacher Schiefer ein. Eine geologische Karte von REINACH liegt nicht vor; auch fehlen jegliche Angaben über den

Verlauf der Grenzen zwischen den beiden Einheiten und der einzelnen Horizonte. Seiner Beschreibung läßt sich lediglich entnehmen, daß die Hangendfolge südlich von Eppstein bis an die Taunus-Südrand-Störung aufgeschlossen ist.

Hinsichtlich des großtektonischen Baues des „Vordevons“ kam REINACH zu ähnlichen Vorstellungen wie sein Vorgänger.

LEPPLA (1924), den letzten Bearbeiter des Gebietes, befriedigte weder die von KOCH, noch die von REINACH vorgeschlagene Gliederung des sedimentären Vordevons. Die stoffliche Verschiedenheit innerhalb dieser Serie hielt er für nicht so bedeutend, daß sie verschiedene Einheiten und Horizonte auszuscheiden erlaube.

Die Verschiedenheiten in den Ansichten von KOCH und LEPPLA, wie sie auf den geologischen Karten dieser beiden Bearbeiter des Südaunus ihren Ausdruck gefunden haben, stellte MICHELS, durch eigene Ergänzungen erweitert, in den Erläuterungen zur geologischen Karte Eltville-Heidenfahrt (1931, S. 14) einander gegenüber.

B. Die Schichtenfolge

Die in dieser Arbeit dargestellte Gliederung der vordevonischen Sedimentgesteine läßt sich nicht ohne weiteres in den Rahmen der obigen Tabelle einpassen, da sie keines der darin angewendeten Gliederungsprinzipien weiterführt, sondern eine völlige Neubearbeitung darstellt, wie auch aus dem Kartenbild ersichtlich ist.

Bei den Untersuchungen im Vordevon hat sich eine liegende Gesteinsfolge mit vorherrschend grünen Farben und eine darüber lagernde „Schwarzschiefer“-Serie unterscheiden lassen. In Anlehnung an die von REINACH bzw. LEPPLA eingeführten Begriffe wurden sie als Eppsteiner- bzw. Lorbacher Schiefer Folge bezeichnet, ohne jedoch damit eine sinngemäße Übereinstimmung andeuten zu wollen. Die im Verband mit den Eppsteiner Schiefen stehenden metamorphen Magmatite wurden als selbständige Einheit angesehen, zumal ihre Lagerungsbeziehungen zu den Sedimentiten nicht eindeutig geklärt werden konnten.

1. Eppsteiner Schiefer Folge

Die Eppsteiner Schiefer Folge besteht aus zwei Abteilungen: aus sandstreifigen Serizit-Chlorit-Phylliten und daraus kontinuierlich hervorgehenden reineren bunten Phylliten.

Sandstreifige Serizit (Muskowit)-Chlorit-Phyllite

Die sandstreifigen Phyllite sind grün gefärbt (23 pn und 23 li); diese Werte beziehen sich auf die 28-teilige OSTWALDsche Farbmeßtafel und wurden an trockenen Gesteinstufen bei diffusem Tageslicht ermittelt. Sehr selten kommen blautichige (16 li) Partien vor. Färbende Komponente ist der rein phyllitische Anteil der Gesteine, mit dessen Zu- oder Abnahme die Farbtonung etwas wechseln kann. Die ursprüngliche Gesteinsfarbe schlägt im allgemeinen selbst bei starker Verwitterung noch durch. Völlige Verbraunung ist nur in sehr stark zerrütteten Zonen festzustellen.

Das Gestein ist hart, so daß mächtige Felsgruppen davon aufgebaut werden. Die bis 15 m dicken, gefalteten Gesteinsbänke werden durch geringmächtige, reinere Phyllitlagen voneinander getrennt. Gegen Verwitterung sind die ursprünglichen Sedimentgesteine relativ unempfindlich.

Die Lagigkeit der Phyllite wird durch den Wechsel dünnerer (bis 0,5 mm) rein phyllitischer und dickerer quarzitischer (bis 0,5 cm) Streifen hervorgerufen (Taf. 1 Fig. 3; Taf. 2 Fig. 7). Letztere nehmen im Profil der streifigen Phyllite nach oben an Dicke ab.

Diese Primärtextur entstand durch eine ausgeprägte Sortierung während des Sedimentationsvorganges. Dagegen ist die Klassierung in den quarzitischen Feinlagen weniger gut. Die Größe der Quarzblasten des Grundgewebes liegt zwischen 2 und 8 μ . In sie sind Quarz- und Feldspat-Phänoklasten mit Durchmessern von 20 bis 80 μ regellos eingestreut. Manche Körner können in der ab-Ebene einen Durchmesser von 3 mm erreichen.

Die rein phyllitischen Lagen bestehen aus stark gefalteten und zerscherten Serizit-Chlorit-Bändern oder Strähnen, in die häufig Muskowite eingestreut sind. Die Scherebenen parallel (hol) stehen 15 bis 20 μ weit. Quarz bildet die Hauptmasse der quarzitischen Streifen. Feldspat ist selten. Neben Kalifeldspat tritt Plagioklas auf, der häufig nach dem Albit-Gesetz verzwillingt ist. Die Quarze löschen undulös aus. Größere Individuen zerfallen oft in ein Mosaik verschieden orientierter kleinster (2 bis 5 μ) Quarzblasten. Auch BÖHMSche-Streifung und „geschwänzte“ Quarze sind häufig.

An Akzessorien finden sich Apatit, gut gerundete Zirkone und Turmalin-Phänoklasten. In einem Schliff konnte Glaukophan nachgewiesen werden. Der sehr hohe Eisengehalt ist bedingt durch Hämatit, Ilmenit, Magnetit und Pyrit, wie SCHLOSSMACHER (1924) feststellte.

Untergeordnet sind in die streifigen Phyllite eingelagert:

1. Reine Phyllitschichten. Sie sind stets geringmächtig und führen fast immer die sehr kennzeichnenden Quarz- und Feldspat-Phänoklasten.
2. Lagen, die sehr viel Pyrit führen. Die Pyritwürfel erreichen stellenweise eine Kantenlänge bis zu 1 cm. Infolge tektonischer Deformation sind sie zum Teil B-achial gelängt.
3. Schichtglieder mit einem beträchtlichen Karbonatgehalt. Ganz vereinzelte Karbonatknollen mit einem Durchmesser von 10 bis 15 cm treten in Phylliten, am Fuße des Waltersteins (Bl. Königstein Nr. 5816; r 58130, h 54890), auf.
4. An vielen Stellen sind kavernöse, mit Brauneisen- und Manganmulm erfüllte Lagen nachzuweisen.
5. Sehr selten finden sich reinere quarzitisches Zwischenschichten. Sie werden nur wenige Zentimeter dick.

Bunte Serizit-Chlorit-Phyllite

Die Farbe des bunten Serizit-Chlorit-Phyllites ist im wesentlichen grün (22 bis 23 ig). Gelbgrüne Partien (1 li) sind selten. Violett (6 nl) herrscht in den hangendsten Schichten vor.

Das milde, sehr dichte Gestein ist matt glänzend. In stärker deformierten Bereichen tritt Seidenglanz auf. Schichtung ist nur dort nachzuweisen wo die Phyllite lagenweise verschieden gefärbt sind, mit quarzitischen Feinlagen abwechseln oder im Dünnschliff. Auch dieses Gestein verwittert nur sehr schwer.

Chlorit und Serizit sind die Hauptminerale der Phyllite. Quarz ist seltener. Hämatit bildet den färbenden Bestandteil der violetten Partien (KOCH 1879; WIRTH 1960).

Der Scherebenen-Abstand in den Phylliten ist enger und schwankt zwischen 5 und 20 μ . Die Verschieferung erfolgte meistens nicht in den Schichtebenen.

In grünen Serizit-Chlorit-Phylliten fanden sich an mehreren Stellen völlig von 1 bis 2 mm großen, verbraunten Rhomboedern oder rhomboedrischen Hohlräumen durchsiebte Lagen. Auf Grund der Kristalltracht und des Eisengehaltes könnten Siderit oder Ankerit die in sich völlig verbraunten oder verloren gegangenen Füllungen gebildet haben.

2. Lorsbacher Schiefer Folge

In der Lorsbacher Schiefer Folge erhöht sich der Anteil der hier vorwiegend dunkelgrauen bis schwarzen ehemaligen Pelite. Lediglich in ihrem Mittelteil überwiegt der Sandgehalt. Hierdurch ist es möglich die ganze Serie in drei Abteilungen zu gliedern.

a. Untere Abteilung

Schwarze und dunkelblaugraue, streifige Serizit-Chlorit-Phyllite

Die Farbe der liegenden streifigen Phyllite ist schwarz oder dunkelblaugrau (15 bis 16 pn). Sie setzen mit Lagen ein bei denen die ehemals tonige Komponente überwiegt. Die quarzitischen Feinlagen sind nur sehr dünn, die Phyllite sehr dicht, mild und stark glänzend (Taf. 2 Fig. 8).

Serizit und Chlorit sind die Hauptminerale. Die undulös auslöschenden Quarzblasten haben Durchmesser von 2 bis 5 μ . In den quarzitischen Feinlagen, die ab und zu bis 150 μ dick werden, tritt Feldspat, vereinzelt auch Turmalin und Zirkon auf. Die Körner der beiden Schwerminerale sind gut gerundet.

Mit dem Aufsteigen im Profil nimmt der Gehalt an ehemals psammitischem Material zu. Auch hier folgen sich ehemals tonige und sandige Streifen in rhythmischem Wechsel, was für eine scharfe Sortierung spricht. Der wesentliche Unterschied gegenüber den ähnlich struierten Schichten der Eppsteiner Schiefer Folge liegt im Fehlen der Quarz- und Feldspatphänoblasten. Dieses ist in der ganzen Lorsbacher Schiefer Folge zu beobachten und stellt somit ein gutes Unterscheidungsmerkmal der gebänderten Phyllite beider Serien dar.

Staufen-Arkose

Dieses Gestein war erstmals von GOSSELET (1890) vom Nordhang des Staufens angegeben worden, der es auf einer gemeinsamen Exkursion mit REINACH dort kennenlernte. Es läßt sich von hier (r 58140, h 56980), bis an den Ortsrand von Eppstein verfolgen. Als Lesestein wurde es östlich von Vockenhausen durch WIRTH (1957) ent-

deckt (r 56510, h 57390). In gleicher geologischer Lage wie am Staufen konnte nordöstlich von Auringen (Bl. Wehen; r 52190, h 54910) und am Rauenthaler Berg auf Blatt Eltville (r 35360, h 46120) ein quarzitisches Gestein von etwas abweichendem Habitus angetroffen werden. Der Unterschied dürfte auf laterale Faziesverschiedenheit zurückzuführen sein.

Die Farbe der Staufen-Arkose ist grünlichgrau (24 ig). Das splittrig harte, grobkörnige (Größe der Körner bis 3 cm) Gestein ist geschiefert und leicht gefältelt.

In dem feinkörnigen (2 bis 10 μ groß), quarzitischen Grundgewebe liegen regellos verstreut Quarzklüster. 40 μ ist die untere Grenze ihrer Durchmesser. In den ab-Ebenen werden sie bis 3 cm groß. In den Schieferigkeits-Ebenen linsig ausgezogene, zerbrochene und zerscherzte Quarz-Phänokluster sind häufig (Taf. 2 Fig. 9). Serizit-Chlorit-Strahlen, mit Phyllitlagen zusammenhängend oder, infolge der tektonischen Durchformung, völlig aus dem Zusammenhang gebracht, und Quarzblastenstreifen umfließen die größeren Körner. Der Plagioklas- und Kalifeldspat-Gehalt wird stellenweise sehr beträchtlich. Auf den s-Flächen kommen bis zu 4 mm große Muskowitblättchen vor. Ihr Wachstum scheint zum Teil B-axial günstiger gewesen zu sein. Hämatitschlieren, mit winzigen Erzkörpern als Kern, durchziehen den Schriff. In dem Vorkommen an der Auffahrt zum Kaisertempel bei Eppstein (r 57500, h 56670) – das dort auftretende Gestein hat eine etwas abweichende Farbe (1 pn) – finden sich rhomboedrische Hohlräume. Kristalltracht und Verbraunung deuten auf Siderit oder Ankerit.

Der bei Auringen aufgeschlossene Serizit-Quarzit ist ziemlich gleichkörnig. Die Quarzblasten haben einen Durchmesser von 25 bis 30 μ . Das Gestein ähnelt dem Kalteborn-Quarzit (S. 15).

Der Quarzit vom Rauenthaler Berg läßt die sonst allgemein vorherrschende Regelung vermissen. Er ist metamorph nur so weit überprägt, daß die sandige Grundmasse feinkörnig zu rekristallisieren begann.

Blaugraue Quarzite und Quarzitschiefer: Rabenstein-Quarzit

Die unteren Lorbacher Schiefer werden nach oben von blaugrauen (18 pn und 16 nl) Quarziten und Quarzitschiefern abgeschlossen. Die äußeren Gesteinslagen können durch den Einfluß der Atmosphärien gebleicht sein; sie haben dann eine grünlichgraue Farbe (18 nl). An den bluehearts ist aber stets noch die ursprüngliche Färbung zu erkennen.

Sie gehen ganz allmählich aus den streifigen Phylliten hervor und setzen mit zentimeterdicken Bänken ein; gegen das Hangende hin kommen einzelne bis zu 50 cm mächtige Lagen vor. Das splittrig harte Gestein ist, infolge der Mächtigkeitunterschiede der Schichten, zum Teil eng gefältelt.

Die Quarzblasten sind sehr gleichmäßig feinkörnig (5 bis 25 μ) und parallel den s_1 Ebenen abgeplattet. Daneben tritt eine zweite Quarzgeneration auf, deren kleinere (1 bis 5 μ) mehr isometrische Blasten als Füllsel zwischen den größeren liegen. Undulose Auslöschung herrscht besonders in der ersten Generation vor. Der übrige Mineralbestand setzt sich aus Serizit, Chlorit und einzelnen Muskowiten zusammen. Auffällig ist das Vorhandensein von Kalifeldspat und frischem Plagioklas (bis 20 μ).

Das Gestein ist besonders gut am Rabenstein (r 57000, h 55500), nordwestlich des Eppsteiner Krankenhauses, zugänglich. Da es von den übrigen Quarziten und Quarzitschiefern des Vordevons gut zu unterscheiden ist, wurde es danach Rabenstein-Quarzit benannt.

b. Mittlere Abteilung

Kalteborn-Serizit-Quarzitschiefer

Über dem Rabenstein-Quarzit folgen grüngraue (24 li), quarzitischeschiefer, in die nur noch dünne (2 bis 3 cm) Bänder dunkelgrauer bis schwarzer, streifiger Phyllite eingeschaltet sind. Aus ihnen entwickeln sich schließlich reine Quarzitschiefer von hellgrauer Farbe (18 ge), die vereinzelt auch bis zu 50 cm mächtige Quarzitbänke bilden. Hin und wieder sind sie von feinen schwarzen Phyllitbändchen durchzogen.

Das Gestein ist sehr hart, bricht aber, infolge der starken Zerklüftung, in parallelepipedischen Scherben aus dem Verband. Diese häufen sich am Fuße der Felsgruppen an. Die Verwitterung greift das Gestein kaum an.

Das feinkörnige, sehr gleichförmige Rekristallisationsgefüge verläuft parallel dem sedimentären Anlagerungsgefüge. Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, etwas Plagioklas, Serizit und Chlorit zusammen. Muskowitblättchen finden sich auf den Schieferigkeits-Ebenen. Die Höhe der Quarzdisken beträgt im Durchschnitt 2μ , ihr Durchmesser 15 bis 25μ . Eine zweite Quarzgeneration tritt als Füllsel dazwischen auf.

Die Quarzite enthalten einen großen Anteil an Schwermineralen. Zirkon überwiegt bei weitem. Titanit ist seltener. Nach PRASHNOWSKY (1957, S. 54) enthalten die Quarzitschiefer auch Turmalin und Rutil, wobei der Grad der Abrundung beim Turmalin am geringsten ist.

Durch phyllitische Zwischenlagen, die mit dem Einsetzen und Abklingen der Quarzführung mächtiger (50 cm bis 1 m) werden, in der Hauptzone dagegen zentimeter-, ja millimeter-dünn sind, werden die Quarzite gut geschichtet und gebankt. Dies hat eine z. T. intensive Verfaltung dieser kompetenten Schichten zur Folge.

Grüngraue, streifige Serizit-Chlorit-Phyllite

Über den Quarziten und Quarzitschiefern lagern phyllitische Schichten, deren psammitisch-pelitische Material eine weniger gute Sortierung aufweist. Nur sehr selten sind reine schwarze Phyllitbändchen in ihnen zu beobachten (Taf. 1 Fig. 4). Dies führt dazu, daß die schwarze bzw. dunkelblaugraue Farbe einem schmutzigen Grüngrau (24 nl) weicht. Auch sie sind rhythmisch geschichtet, wie sich vor allem im Mikroskop zeigt.

Hier findet sich wieder die typische Mineralvergesellschaftung der vordevonischen Gesteine: Quarz, Serizit und Chlorit, daneben Feldspat und ein sehr geringer Schwermineralanteil. Entsprechend dem Gesteinscharakter ist der Quarzanteil höher als sonst. Die durchschnittliche Größe der Quarzkörner schwankt zwischen 10 und 20μ .

c. Obere Abteilung

Die höchsten Lorsbacher Schichten sind nicht in einem zusammenhängenden Profil aufgeschlossen. Die im folgenden beschriebenen Gesteine kommen ganz lokal und ohne

Zusammenhang vor. Die stratigraphische Übereinanderfolge ergab sich aus dem Geländebefund. Mit Ausnahme des Graphitquarzites und dem graphitisch, kieseligen Serizit-Chlorit-Phyllit waren alle Gesteinstypen anstehend.

Dunkelgraue, phyllitische Tonschiefer

Über den streifigen Phylliten der mittleren Lorsbacher Schiefer Folge setzen am Judenkopf (r 56720, h 54580) wieder weniger sandige, ehemals tonige Gesteine ein. Ihrem Charakter nach lassen sie sich als phyllitische Tonschiefer ansprechen.

Der kleine Steinbruch an der erwähnten Stelle führt weiche, gut geschieferte und geklüftete Schichten von schwarzer, blaugrauer (17 nl) oder graugrüner (24 nl) Farbe. Die Verwitterungszone der kaum zerfallenden Gesteine ist grüngrau (24 li). In höheren Partien dieses Schichtgliedes herrschen schwarze, mitunter auch blaugraue (18 nl), reinere Tonschiefer vor. Die milden, blättrig zerfallenden Schiefer verwittern leichter und nehmen dann lichtblaue (17 bis 18 ge) selten auch gelbliche (19 bis 22 ca) Farben an.

Diese reineren Lagen werden bis zu 2 m mächtig; das Hauptgestein bilden aber auch hier rhythmisch sedimentierte, scharf sortierte, hauptsächlich jedoch phyllitische Schichten.

In manchen reineren Tonschiefern finden sich Partien mit Pyritlinsen. Diese werden 2 bis 3 mm hoch und 5 bis 10 cm lang. Die bis 2 mm großen Kristalle bilden Kuben ohne Streifung und Komplementärflächen. Häufig sind sie zu Hämatit umgewandelt, und die angrenzenden Lagen bis zu 1 cm tief gebleicht.

Diese dunkelgrauen, phyllitischen Tonschiefer setzen den überwiegenden Teil der oberen Lorsbacher Schiefer zusammen, in die sich die übrigen Schichtglieder einschalten.

Glimmerführende Sandschiefer

Am Judenkopf (r 56720, h 54580) sind den Tonschiefern glimmerführende Sandschiefer als 50 cm bis 1 m mächtige, leicht (Taf. 1 Fig. 2) gefaltete Bänke eingelagert. Das olivgrüne (24 ge) Gestein weist Kreuzschichtung auf.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Quarz, Serizit, Chlorit und nicht metamorph entstandenem Muskowit.

Graphitquarzite und dunkelgraue Quarzite

Auch in der oberen Lorsbacher Schiefer Folge finden sich Quarzite. Sie führen Graphit und haben infolgedessen schwarze oder blauschwarze (17 bis 18 nl) Tönung. Es kommen unter ihnen sowohl einheitlich, als auch nebulös durchfärbte Partien vor.

Das massige, sehr dichte und feinkörnige Gestein wurde nur in Lesestücken gefunden (die Grenze ist auf der geologischen Karte markiert). Es hat einen muscheligen, fettglänzenden Bruch, ist sehr hart und wird von der Verwitterung nicht oder kaum verändert.

Eine Primärtextur fehlt; dagegen erfolgte die Quarzblastese deutlich nach einer Flächenschar.

Der scharf sortierte Quarzit ist fast monomineralisch aus Quarz zusammengesetzt. Die Ränder der Quarzblasten sind mit einem schwarzen, graphitischen Pigment belegt. Daneben findet sich ein geringer Erzgehalt. Der Schwermineralgehalt (Zirkon) ist gering gegenüber dem der übrigen Quarzite der Lorsbacher Schiefer Folge.

Es liegen zwei neugesproßte Quarzgenerationen vor: ältere, deutlich in der s-Ebene eingeregelt und abgeplattete und, als Füllsel dazwischen, bedeutend kleinere Quarzkörner, mit typischem Pflastergefüge. Der Durchmesser der größeren Körner schwankt zwischen 15 und 20 μ , der der kleineren zwischen 1 und 2 μ . Alle Quarzblasten löschen undulös aus, wobei die größeren stärker deformiert sind.

Graphitisch, kieseliger Serizit-Chlorit-Phyllit

Rein äußerlich ist dieses Gestein einem Kieselschiefer sehr ähnlich. Kieselschiefer aus dem Hangenden der Eppsteiner Schiefer, also der gleichen geologischen Einheit, hatte REINACH (1904) angegeben. Das nur in wenigen kleinen Lesestücken gefundene Material ist ein sehr hartes, splittriges Kieselgestein. Dem Aussehen nach erinnert es an die streifigen Phyllite der Lorsbacher Schiefer Folge. Es setzt sich aus dünnen (bis 1 mm), hellen, quarzitären und schwarzen oder blauschwarzen (18 nl) Graphit-Chlorit-Serizit-Feinlagen zusammen. Da die phyllitische Komponente überwiegt, ist die Gesteinsfarbe schwarz bis blauschwarz. Die Schichten sind sehr eng und steil gefältelt.

U. d. M. erkennt man einen ständigen Lagenwechsel von graphitreichem und graphitfreiem Sediment. Chlorit-Serizitbüschel durchschwärmen in den Schichtebenen das Gestein. Der Quarzmörtel ist in den quarzitären Lagen grobkörniger (bis 25 μ). Die meisten Quarzblasten löschen undulös aus. Sehr selten sind größere (bis 30 μ), linsig ausgezogene Quarzblasten. Vereinzelt Zirkonsplitter sind in den quarzitären Feinlagen vorhanden.

Als besonderes Merkmal finden sich in diesem Gestein kugelige oder hufeisenförmige Gebilde, die bis zu 2 mm groß werden. Ein schwarzes, kohliges Pigment läßt ihre Grenzen klar hervortreten. Die bis 5 μ großen Quarzblasten der Füllung stoßen scharf an dieser Wand ab. Eine Innenstruktur ist nicht zu erkennen. Der Außenrand der kohligen Haut verfließt dagegen in die umgebende Matrix. Ähnliche Gebilde hat auch schon REINACH (1904) aus den von ihm angegebenen Kieselschiefern beschrieben und als organische Reste gedeutet. Ihre organische Herkunft ist allerdings sehr fraglich.

Chloritgneis phyllitischer Fazies

Das makroskopisch als feinstreifiger, quarzitischer Phyllit erscheinende Gestein hat eine grüngraue Farbe (24 nl und 22 pn). Die Schichtmächtigkeit beträgt etwa 2 bis 3 m. Der bisher einzige Aufschluß für diesen Horizont befindet sich im Bachbett des Klingebaches, etwa 200 m oberhalb der Neumühle zwischen Wildsachsen und Breckenheim (r 54330, h 51750).

Der Mineralbestand des grobkristallinen Gesteins besteht aus Quarz, Plagioklas, Chlorit und wenig Serizit. In den mit den Schieferigkeits-Ebenen zusammenfallenden Schichtflächen drang Karbonat in den Gesteinsverband ein. Bis 1 cm dicke Karbonatbestege überziehen auch manche Klufflächen.

Auf Grund des Mineralbestandes und der geologisch-petrographischen Beschaffenheit ist das Gestein als Gneis phyllitischer Fazies zu bezeichnen.

Der bemerkenswert hohe Karbonatgehalt ist nicht zufällig, wenn man bedenkt, daß das Schichtglied in unmittelbarer Nachbarschaft zu den von KOCH (1880), REINACH (1905) und LEPLA (1923) angegebenen körnigen Kalken liegt. Diese waren in mehreren Stollen und Schurfschächten beiderseits des Klingenbaches aufgeschlossen und standen im Verband mit anderen Gesteinsarten, wie sie für die oberen Lorsbacher Schiefer charakteristisch sind. Karbonatführende jüngere Schichten sind aus der näheren Umgebung nicht bekannt.

Graphitschiefer

Etwa 50 m nördlich der Neumühle (Bl. Hochheim-Raunheim; r 54440, h 51220) ist im Bachbette des Klingenbaches Graphitschiefer aufgeschlossen. Gleiche Gesteine wurden auch in künstlichen Aufschlüssen in unmittelbarer Nähe gefunden. Schließlich gab REINACH (1900) aus dem Stollen an der Gräckmanns-Mühle bei Lorsbach (r 59160, h 53120) Graphitschiefer aus einem ähnlichen Gesteinsverband wie hier an.

Bei den vorliegenden Stufen handelt es sich um ein tiefschwarzes, stark gerunzeltes Gestein, das auf den Ablösungsflächen stark seidenglänzend ist. Dünne konkordante Quarzbänder durchziehen es. Hin und wieder ist auch etwas Karbonat nachzuweisen.

Der Mineralbestand setzt sich vor allem aus Graphit, Quarz, etwas Serizit und Chlorit zusammen. Kubische Löcher, in augigen Quarzschmitzen liegend, weisen wohl auf einen ehemaligen Pyritgehalt hin.

Kalkschiefer

KOCH erwähnte 1880 vom südwestlichen Abhang des Lorsbacher Kopfes mehr oder weniger reine Kalkschiefer und Kalksteine. In dem Stollen an der Gräckmanns-Mühle (r 59160, h 53120) wies REINACH (1900) grauen Kalkstein nach, der in schwarze Phyllite eingelagert war. Schließlich gelang es BIERTHER (1951) auf dem Lorsbacher Kopf das Gestein unter einem mehrere Meter dicken Schuttmantel freizulegen (r 59670, h 53290). Auf der gegenüberliegenden Talseite stieß eine Bohrung etwa 3 bis 10 m unter dem Gehängeschutt auf Kalkschiefer, die mit phyllitischen Tonschiefern wechselagern (Bohrpunkt etwa bei r 58340, h 53150). Mehr als kopfgroße Kalkschiefer-Brocken wurden 1958 beim Erschließen neuen Siedlungsgeländes westlich des Bahnhofes Lorsbach (r 58680, h 53190) aus dem Gehängeschutt zu Tage gefördert. Der frische Zustand des Gesteins und der geringe Abrollungsgrad zeugen für kurzen Transport. Auf die kalkigen Lagen in der Nähe der Neumühle nördlich von Breckenheim wurde bereits verwiesen.

Das von BIERTHER als Massenkalk beschriebene Gestein ist blaugrau (16 li) gefärbt und besteht aus graphitführenden und -freien Feinlagen, stellt also einen Kalkschiefer dar. Der massive Charakter des Gesteins ist durch sekundäre Einflüsse vorgetäuscht. Infolge der rapturellen Beanspruchung der Kalkschiefer an der Taunus-Südabschiebung haben Verwitterungslösungen eine derart intensive Verbraunung hervorgerufen, daß die Primärtextur nahezu völlig verwischt wurde. Während auf dem Lors-

bacher Kopf kaum noch Reste des unveränderten Ausgangsmaterials zu finden sind, war die Kalkschiefernatur des Schichtgliedes an Brocken deutlich zu erkennen, die am Südwestfuß des Lorsbacher Kopfes, in der Nähe des besagten Stollens, und auf der gegenüberliegenden Talseite gefunden werden konnten.

U. d. M. sieht man in dem sehr feinkörnigen, kristallinen Kalkschiefer dunkle Streifen mit einem hohen Gehalt an organischer Substanz. In den zahlreichen Rissen und Spältchen hat sich nachkinematisch grobkristalliner Kalzit, selten auch Quarz abgeschieden. Letzterer löscht z. T. undulös aus.

C. Unterscheidende Merkmale zwischen Eppsteiner und Lorsbacher Schiefen

Zusammengefaßt ergaben sich für die Gesteine der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer Folge wesentliche Unterschiede hinsichtlich der vorherrschenden Gesteinsfarbe, den Merkmalen der streifigen Phyllite und vor allem des Aufbaus und der petrologischen Verschiedenheit ihrer Profile.

1. Die vorherrschende Gesteinsfarbe

Ein grobes Unterscheidungsmerkmal zwischen den Gesteinen der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer Folge, das vor allem bei der Geländearbeit zur ersten Einstufung wertvolle Dienste leistet, stellt der Farbunterschied in beiden Serien dar. Danach überwiegt in der Eppsteiner Schiefer Folge Grün (der Farbwert liegt fast ausnahmslos auf Tafel 4, Seegrün bis Laubgrün, der 28-teiligen OSTWALDSchen Farbmeßtafel), in der Lorsbacher Schiefer Folge die verschiedensten Grauwerte (Tafel 3, U-Blau bis Eisblau). Nur im mittleren Teil der Serie kommen auch grüne Farben vor.

Im einzelnen stimmt die Farbe der Eppsteiner Schiefer mit den Werten: 22-23 ig, 23 li und 23 pn überein. Vereinzelte Zwischenlagen haben die Werte: 1 li und 16 li. Die hangendsten bunten Serizit-Chlorit-Phyllite sind durch Hämatit (KOCH 1879; WIRTH 1960) gerötet (6 nl). Der beträchtliche Serizit-Chlorit-Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine darf als Ursache für die grüne Farbe der Phyllite angesehen werden.

In den Lorsbacher Schiefen entsprechen die Farben der gebänderten Phyllite der unteren Abteilung den Werten 15 bis 16 pn, die der oberen 17 bis 18 nl; der Rabenstein-Quarzit hat 16 nl und 18 pn, der Graphitquarzit 17 bis 18 nl und der Kalkschiefer etwa 16 li. Zurücktreten des Graphitgehaltes führt in der Staufen-Arkose (24 ig, 1 pn), und in geringmächtigen Zwischenlagen der oberen Serie (sandstreifige Phyllite: 24 nl; Sandschiefer: 24 ge; Chloritgneis: 24 nl) zu grünlichen Farbwerten. Diese Beobachtung gilt auch für die mittlere Lorsbacher Schiefer Folge. Hier stimmen die Farbzeichen der Phyllite mit den Werten 24 nl, die der Quarzitschiefer mit 24 li überein. Lediglich die liegenden Quarzite erreichen 18 ge.

2. Die petrologische Zusammensetzung und der Profilaufbau

Stärker als diese Unterschiede fallen die petrologische Zusammensetzung und der Profilaufbau beider Einheiten ins Auge. Sie weichen beträchtlich voneinander ab.

Die Eppsteiner Schichten gehören einer Grünschistsfolge an, die im Gegensatz zu den rein sedimentären Lorsbacher Schiefen durch einen hohen Anteil an magmatogenen Gesteinen ausgezeichnet ist. Der scheinbar enge stratigraphische und räumliche Zusammenhang zwischen Magmatit und Sedimentit wird durch den gleichartigen Grad der metamorphen und tektonischen Überprägung noch unterstrichen, wie weiter unten geschildert werden wird. Es muß jedoch darauf verwiesen werden, daß der gegenwärtige Stand der Kenntnisse eine endgültige Stellungnahme zum Problem der stratigraphischen Lage der vordevonischen Magmatite nicht zuläßt.

Im großen gesehen, ähnelt sich der Hauptteil der vordevonischen Sedimentgesteine weitgehend. Im einzelnen konnten jedoch darin eine ganze Reihe von Einlagerungen verschiedenster Art und Mächtigkeit nachgewiesen werden, die zum Teil in scharfem Kontrast zueinander stehen.

Tab. 2. Zum Chemismus reiner Pelite der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer Folge.

L. Nr.	6748	6747
Nr.	2672	2671
Material	Lorsbacher Schiefer	Eppsteiner Schiefer
	%	%
SiO ₂	61,56	58,90
TiO ₂	0,93	0,85
Al ₂ O ₃	18,59	19,85
Fe ₂ O ₃	2,65	2,14
FeO	4,56	5,75
MnO	0,08	0,08
MgO	1,65	2,42
CaO	0,08	0,22
Na ₂ O	0,48	1,59
K ₂ O	3,78	3,25
H ₂ O	4,34	3,88
H ₂ O	0,22	0,14
P ₂ O ₅	0,44	0,62
CO ₂	—	—
	99,36	99,69

Schwer sind solche in den Eppsteiner Schiefen zu erkennen, da sie hier einmal den Phylliten weitgehend gleichen und zum anderen nur sehr gering mächtig sind. Demgegenüber unterscheiden sich die zahlreichen Zwischenschichten der Lorsbacher Schiefer Folge schon rein äußerlich deutlich von den Phylliten und lassen sich wegen ihrer größeren Mächtigkeit auch kartographisch festhalten.

Die Unterschiede hinsichtlich des Mineralbestandes in beiden Einheiten sind nur unbedeutend. Ähnliche Übereinstimmungen erbrachte die chemische Untersuchung von reinen ehemaligen Peliten beider Einheiten (Tab. 2 auf S. 20).

Die chemische Analyse dieser Gesteine wurde von Herrn Prof. HENTSCHEL (Wiesbaden) angeregt und im Chemischen Laboratorium des Hess. Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden durch Herrn Dr. PFEFFER ausgeführt.

Probe 1. Phyllit der Eppsteiner Schiefer (L. Nr. 6747, Nr. 2671 Hess. L. A. Bodenf.): Steinbruch N-Hang Staufen (Bl. Königstein r 58230, h 57040).

Probe 2. Phyllitischer Schiefer der Lorsbacher Schichten (L. Nr. 6748, Nr. 2672 Hess. L. A. Bodenf.): Weganschnitt 200 m NE P. 301,4 im Entenpfuhl (Bl. Königstein r 57360, h 54650).

3. Die streifigen Phyllite

Ein auffälliges Schichtglied, von dem beide Einheiten zum großen Teil aufgebaut werden, bilden die varvenartig gestreiften Phyllite, durch rhythmische Sedimentation und scharfe Materialsortierung entstanden.

Bereits im Gelände läßt sich als erster Unterschied zwischen den ähnlichen Gesteinsarten der beträchtlich höhere Sandgehalt der Eppsteiner Phyllite gegenüber den höher im Profil liegenden feststellen, der sich in dickeren quarzitischen Feinlagen ausprägt.

Der dennoch in vielem ähnliche äußere Eindruck dieser Gesteine verschwindet jedoch unter dem Mikroskop. Hier erkennt man, daß mit Ausnahme der Staufen-Arkose, die quarzitischen Schichten der Lorsbacher Schiefer durchwegs gleichgroße Quarzblasten aufweisen: eine ältere Generation, deren Formen in den s_1 Ebenen diskusförmig abgeflacht sind (durchschnittliche Größe 10 bis 20 μ in a und b) und eine zweite, die Zwischenräume erfüllende, die aus nahezu isometrischen Mineralen (Größe 5 μ) besteht. Zwar finden sich diese beiden Mineralgenerationen in vergleichbaren Abmessungen auch in den quarzitischen Lagen der Eppsteiner Schichten, darüber hinaus sind aber in sie noch auffällige, bis zu 1 cm große Quarz- und Feldspat-Phänoklasten eingestreut, die schon mit der Lupe recht gut zu erkennen sind (Taf. 2 Fig. 7). Unter Berücksichtigung der in den Eppsteiner Schiefen i. a. festzustellenden relativ höheren Metamorphosegrade legt diese Beobachtung die Vermutung nahe, daß in den Lorsbacher Schiefen die psammitische Komponente ursprünglich gleichmäßig feinkörnig, in den liegenden Schichten dagegen weniger gut klassiert war.

SCHLOSSMACHER (1924) hielt aus diesem Grunde die streifigen Eppsteiner Phyllite für Tuffe oder sedimentäres Aufbereitungsmaterial von Quarzkeratophyr-Laven. Zwar sprechen die Lagentextur der Gesteine, die ungleichmäßige Verteilung der Mineralkörner und ihre wechselnde Größe dafür, doch hat sich gezeigt, daß unter den zahlreichen größeren Quarzkörnern nicht ein einziger Porphy Quarz entdeckt werden konnte.

Tab. 3. Unterscheidende Merkmale zwischen Eppsteiner und Lorsbacher Schiefen.

	VORDEVON	
	Fazies der Eppsteiner Schiefer	Fazies der Lorsbacher Schiefer
Farbe	vorherrschend grüngrau	schwarz, dunkelblaugrau, grünlichgrau
Lithofazies	gleichförmig; psammitische Komponente überwiegt	sehr wechselnd; pelitische Komponente herrscht vor
Sortierung	meistens gut; quarzitishe Streifen bis 3 mm dick, phyllitische stets sehr dünn	sehr gut; phyllitische Streifen bis 2 mm; quarzitishe sehr selten bis höchstens 2 mm dick
Klassierung	Korngrößen zwischen 2 und 1000 μ ; zwei Generationen von Quarzblasten und größere Quarz-Feldspat-Phänoklasten	Korngrößen zwischen 2 und 30 μ ; zwei Generationen von Quarzblasten, Phänoklasten nur ausnahmsweise
Ablagerungsform	Hauptteil besteht aus sehr mächtigen (bis 15 m) kompetenten Schichten mit wenigen, bis 2 m dicken, rein phyllitischen Zwischenlagen	Hauptteil besteht aus vorwiegend inkompetenten Schichten, in die bis 5 m mächtige kompetente Gesteine eingelagert sind
Besonderheiten	im Nordteil wechsellagernd mit sehr mächtigen magmatogenen Gesteinen	viel organogene Sedimente; graphitführende und karbonatische Gesteine

III. Die regionale Verbreitung der Lorsbacher Schiefer in Abhängigkeit von der Schollengliederung des südlichen Taunus

Aus den Ergebnissen der Untersuchung vordevonischer Gesteine im Raume zwischen Lorsbach und Eppstein stellte sich die Frage, ob die dort vorgenommene Untergliederung der Sedimentite nur als Lokalvarietät aufgefaßt werden muß, oder ob sie sich auf die gesamte metamorphe Gesteinsserie des Südtanuns übertragen läßt. Als Ergebnis umfangreicher Begehungen haben sich drei Bereiche auskartieren lassen, in denen zusammenhängende Vorkommen von Lorsbacher Schiefen auftreten. Diese sind jeweils durch Phyllite der Eppsteiner Schiefer Folge voneinander getrennt und verteilen sich nahezu auf die ganze Längserstreckung des Vordevons. Von W nach E handelt es sich um das Gebiet:

Zwischen dem Sulzbach und der Walluf (Bl. Eltville),
zwischen Wiesbaden-Kloppenheim und der Fischbach-Hornauer Bucht (Bl. Wiesbaden, Wehen, Hochheim-Raunheim und Königstein) und das
um Bad Soden a. Ts. (Bl. Königstein und Frankfurt/M.-West-Steinbach).

Wie unten im einzelnen dargelegt werden wird, sind diese Gebiete relativ abgesenkt. Bereits dadurch treten eine ganze Reihe neuer Querstörungen in dem bisher tektonisch nur unvollkommen gegliederten Verbreitungsgebiet der vordevonischen Sedimentgesteine heraus. Darüber hinaus ermöglichte die vorliegende stratigraphische Untergliederung auch innerhalb der Bereiche mit Lorsbacher Schiefen eine starke tektonische Bruchschollengliederung nachzuweisen.

In die beiliegende tektonische Übersichtskarte wurden die Ergebnisse dieser Untersuchung zusammen mit den bereits im Vordevon und Unterdevon bekannten zusammengefaßt, um so ein Bild vom Ausmaß der nachvaristischen germanotypen Überprägung des südlichen Taunus zu geben (Tafel 3).

1. Das Gebiet nördlich von Eltville a. Rhein

Die auf Blatt Eltville zur Lorsbacher Schiefer Folge gerechneten Gesteine sind vorwiegend zwischen dem Sulzbach im W und der Walluf im E aufgeschlossen und bedecken ein etwa 2 km² großes Gebiet. Lediglich über die E-Grenze greifen die Schichten etwas hinaus, sind aber nur direkt im Talhang des erwähnten Baches zugänglich. Die N- und S-Grenze ist mehrfach an bajonettförmigen Sprüngen versetzt. Das Vorkommen gleicht einem mehr oder weniger breiten Band, das in die grünen Phyllite der Eppsteiner Schiefer Folge eingelagert ist. Es erinnert damit an die Verhältnisse vom Nordhang des Staufens bei Eppstein.

Die Aufschlüsse sind meist recht ungünstig. Die besten befinden sich auf der linken Talseite des Sulzbaches, beginnend etwa in der Höhe des Ausfluglokales bei Punkt 146,1 (r 35640, h 46730) und reichend bis zum Steinbruch, gegenüber dem Forsthaus Eltville (r 35400, h 46110). Gute, aber meist sehr kleine Anschnitte finden sich an Wegen rund um die Bubenhäuser Höhe. Schließlich bestehen Felsgruppen auf dem linken Talhang der Walluf, in der Höhe des Klosters Tiefenthal aus Phylliten und Quarziten der Lorsbacher Schiefer Folge (r 37020, h 47620).

Gebänderter Phyllit herrscht vor. Unverändert ist er schwarz bis blaugrau (15 pn), oft jedoch durch Verwitterung grünlichgrau (23 nl). Untergeordnet und deshalb nicht häufig nachzuweisen sind grüngraue (24 nl), sandige Phyllite und grünlichgraue (23 ig), grobkristalline Quarzite.

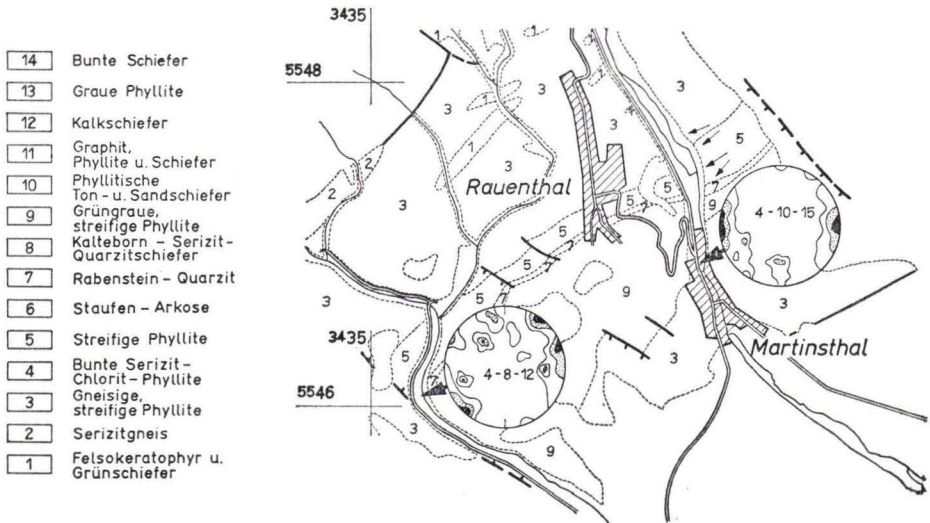


Abb. 1. Die Verbreitung der Lorschbacher Schiefer nördlich von Eltville a. Rh.

Die in den Kluffpol-Teildiagrammen angegebenen Zahlenwerte bezeichnen die jeweils unterschiedenen Belegungsdichten, die Pfeile die Richtung der Faltenachsen.

Die aus dem Kartenbild ersichtliche intensive tektonische Zerstückelung des Bereiches ergibt sich einmal aus stratigraphischen Befunden, zum anderen aus der sehr unruhigen Faltenachsen-Lage. Die Streichwerte der Faltenachsen liegen zwischen 30 und 80°, ihre Einschiebwinkel nach Südwesten zwischen 10 und 50°. Dort wo Schichtung zu beobachten ist, finden wir stets steiles bis mittelsteiles Fallen.

Im W wird dieses Vorkommen von Lorschbacher Schiefen von einer Quer-Störung abgeschnitten, die es dem Sulzbach ermöglicht seinen Lauf rechtwinklig zu verändern und aus dem Gebirge auszubrechen. Im N-Teil des Vordevons und in den bunten Gedinne-Schiefen konnte sie bisher nicht nachgewiesen werden; dagegen brachen Hermeskeil-Sandstein und Taunusquarzit in der Verlängerung dieser Grenze, mit dem westlichen Anschluß verglichen, ein. Die östliche Begrenzung wird durch eine Verwerfung gebildet, die am N-Ausgang von Rauenthal Grünschiefer gegen vordevonische Phyllite, im Buchwald gegen bunte Gedinne-Schiefer versetzt. Sie durchschlägt auch Hermeskeil-sandstein und Taunusquarzit. Deutlich verbreitert sich der Ausstrich des Vordevons östlich dieser Linie nach N, was als Heraushebung gedeutet werden kann.

2. Das Gebiet zwischen Wiesbaden-Kloppenheim und der Fischbach-Hornauer Bucht

Das größte geschlossene Gebiet mit Gesteinen der Lorsbacher Schiefer Folge dehnt sich zwischen dem Wiekerbach, östlich von Wiesbaden-Kloppenheim, und der Fischbach-Hornauer Bucht aus. Der größte Teil dieses Raumes entfällt auf Blatt Königstein. Kleinere Anteile gehören zu den Blättern Wiesbaden, Wehen und Hochheim-Raunheim.

Die günstigsten Aufschlußverhältnisse liegen in dem Gebiet zwischen Eppstein und Lorsbach. Recht günstige Aufschlüsse treten aber auch auf der linken Talseite des Au- und Wiekerbaches auf. Einzelaufschlüsse im Raume Medenbach-Wildsachsen erlauben eine Verbindung zwischen den beiden Bereichen herzustellen.

Der tiefe Einschnitt des Schwarzbaches und seiner Zuflüsse gestattet zwischen Eppstein und Lorsbach die Übersicht über fast das ganze Profil der Lorsbacher Schiefer Folge. Nur die hangenden Graphitquarzite, Kalk- und Graphitschiefer sind auf den S-Teil des Gebietes beschränkt. Dagegen bewirkt das flächenhafte Auftreten der Schichtenfolge im Anschluß nach Westen eine Zonargliederung. Dem Profilaufbau von unten nach oben entspricht hier eine Zonenfolge von N nach S. So ziehen z. B. die sehr typischen Kalteborn-Quarzitschiefer vom Bahnhof Auringen-Medenbach (r 51660, h 52770) über Wildsachsen auf den Judenkopf zu. An dessen Westhang tauchen sie unter die höheren Glieder der Lorsbacher Schiefer Folge, um erst wieder an der westlichen Talseite des Schwarzbaches zum Vorschein zu kommen. Günstige Aufschlüsse für einzelne Schichtglieder aus den höchsten Partien der oberen Lorsbacher Schiefer Folge sind lediglich zwischen Wildsachsen und Breckenheim, an der Neumühle und bei Lorsbach. Sie sind dort zum Teil aus Schürfen und Stollen bekannt geworden.

Bemerkenswert ist das Vorkommen eines zweiten allerdings sehr schmalen Zuges mit Gesteinen der Lorsbacher Schiefer Folge, das dem Hauptverbreitungsgebiet nördlich vorgelagert ist. Im wesentlichen handelt es sich dabei um streifige Phyllite der unteren Abteilung. Ein Streifen quarzitisches Gesteins schließt das Band nach N hin ab und läßt sich an Hand sehr seltener Gesteinsbrocken bis nördlich der Hockenberger Mühle, nordöstlich von Wiesbaden-Kloppenheim, verfolgen. Da dieser Gesteinszug im gesamten Mittelstück des betrachteten Raumes bisher nicht gefunden wurde, kann ein Faziesübergang von der Staufen-Arkose zu den Quarziten nordöstlich von Auringen nur vermutet werden.

Das Gebiet wird im E und W von zwei sehr auffallenden tektonischen Störungslinien begrenzt. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse innerhalb dieses Raumes lassen dagegen kaum Beobachtungen über die hier herrschende Bruchschollentektonik zu, welche, verglichen mit dem sich nördlich anschließenden Unterdevon, sicherlich ebenfalls beträchtlich ist. Um eine Vorstellung von den relativen Schollenbewegungen zu gewinnen, sollen im folgenden die Hauptstörungslinien herausgestellt werden.

In der Verlängerung der W-Grenze des betrachteten Gebietes treten Verschiebungsflächen auf die im Vordevon Serizitgneis gegen Felsokeratophyr bzw. Eppsteiner Phyllite und in den Grauen Phylliten des Kellerkopfes quarzitisches Grauwacken gegen Phyllite verwerfen; die darauf folgende Doppelmulde von Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit versetzen sie nach S.

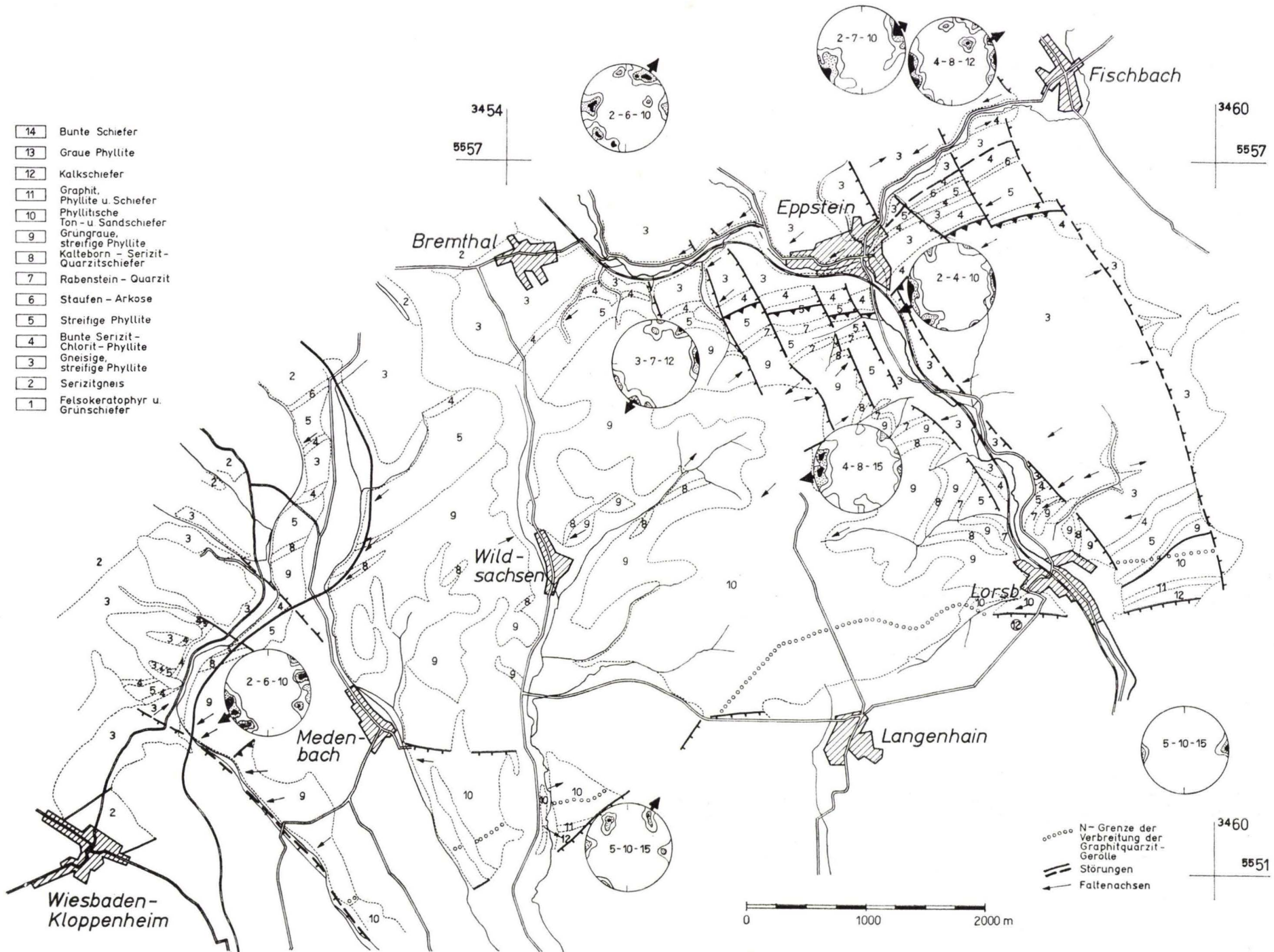


Abb. 2. Die Verbreitung der Lorschbacher Schiefer zwischen Wiesbaden-Kloppenheim und der Fischbach-Hornauer Bucht.

Die in den Kluftpol-Teildiagrammen angegebenen Zahlenwerte bezeichnen die jeweils unterschiedenen Belegungsdichten, die Pfeile die Richtung der Faltenachsen.

Die ungewisse Lage der vordevonischen Magmatite im stratigraphischen Verband erschwert zwar die Beurteilung relativer Schollenbewegungen, doch mag ein indirekter Nachweis, daß die Sedimentite die hangendsten Gesteine des metamorphen Zuges sind durch das Verbreitern ihrer Ausbisse gegenüber jener der Serizitgneise im Einbruchsgelände um Niedernhausen gegeben sein. Die tiefe Absenkung dieses Raumes zeigt sich u. a. darin, daß sich der Doppelzug von Hermeskeil-Sandstein und Taunusquarzit, obwohl in einer morphologischen Senke liegend, stark verbreitert. Der Bremthaler Quarzgang liegt in der südlichen Fortsetzung dieser Störungszone, welche den W-Rahmen der Idsteiner Senke (KUBELLA 1951) darstellt.

Innerhalb dieses Grabenbruches heben sich zunächst nach E bis an den Dattenbach die Schollen treppenförmig wieder heraus, was dort erneut durch einen grabenartigen Einbruch (Heftricher Teilsenke KUBELLAS 1951) kompensiert wird. Hermeskeiler-Sandstein und Taunusquarzit, welche bei Ehlhalten den Boden des Grabens bilden, werden auf der linken Talseite bis in morphologisch viel höheres Niveau von bunten Schiefen und vordevonischen Schichten vertreten. Der E-Abbruch des Grabens fällt mit dem Quarzgang von Vockenhausen zusammen. Die bei Eppstein im Vordevon nachgewiesenen Staffelbrüche liegen innerhalb dieser tektonisch stark gegliederten Störungszone.

Der Höhenrücken Rossert-Staufen-Lorsbacher Kopf stellt geologisch gesehen einen mehrfach durch Querstörungen zerlegten Horst dar, dessen höchster Punkt jedoch nicht mit dem morphologisch Höchsten zusammenfällt. Westlich des Staufengipfels verläuft bereits eine von mehreren Störungen, an denen die vordevonischen Gesteine in die Fischbach-Hornauer-Bucht hinein abgeglitten sind.

3. Das Gebiet um Bad Soden am Ts.

Trotz des beträchtlichen Einbruches der Fischbach-Hornauer Bucht kommen an ihrem südlichen Ende keine Gesteine der Lorsbacher Schiefer Folge vor, sondern erst weiter östlich, um Bad Soden. Das Vorkommen befindet sich an der Grenze der Blätter Königstein und Frankfurt/M.-West-Steinbach. Das etwa 2 km² große Verbreitungsgebiet setzt im Stadtgebiet von Bad Soden ein und reicht etwa 1 km weit nach N.

Gut aufgeschlossen sind die charakteristischen schwarzen bis dunkelgrauen (17 nl), streifigen Phyllite in dem Tälchen nach Altenhain, an der W-Seite des Dachsberges und am Burgberg. Bei der Neufassung eines Brunnens im Kurpark waren im Sommer 1958 reinere Phyllitlagen der gleichen Serie freigelegt.

Außer gebänderten und reinen schwarzen und dunkelgrauen Phylliten z. T. mit sehr hohem Graphitgehalt, konnten kaum weitere Gesteinstypen beobachtet werden. Durch Lesesteine und Geländerippen markiert, sind nur hin und wieder in dem Tälchen nach Altenhain dünne, quarzitischer Zwischenlagen anzutreffen.

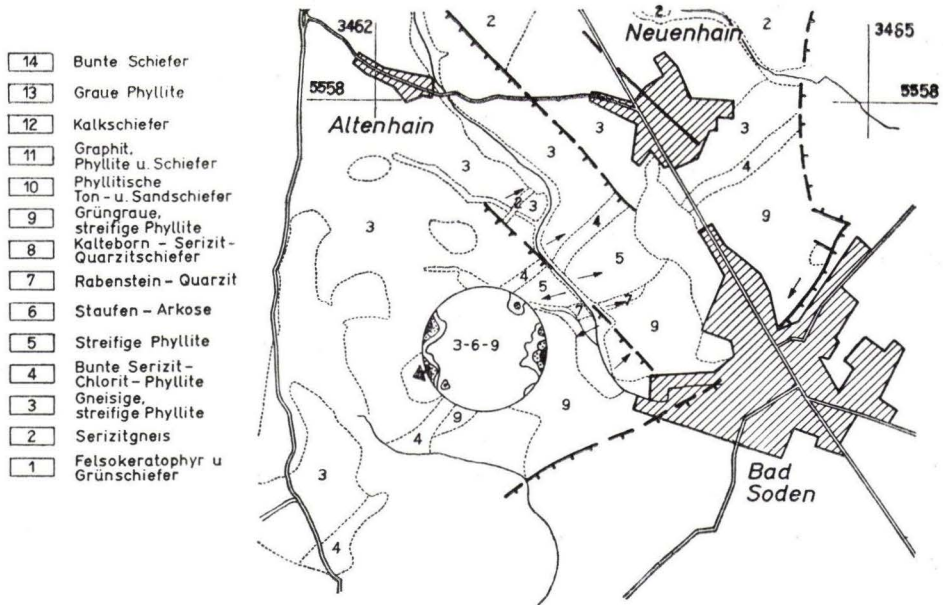


Abb. 3. Die Lorschacher Schiefer der Umgebung von Bad Soden a. Ts.

Die in den Kluftpol-Teildiagrammen angegebenen Zahlenwerte bezeichnen die jeweils unterschiedenen Belegungsdichten, die Pfeile die Richtung der Faltenachsen.

Störungen begrenzen das Gebiet nach allen Seiten. Im S brechen die Phyllite an der Taunus-Südrand-Verwerfung ab, im N bildet eine streichende tektonische Linie die Grenze gegen Eppsteiner Phyllite. Der E-Abbruch liegt in der Fortsetzung des Störungsbündels, das den Einbruch der Taunusquarzitscholle des Romberges bei Königstein zur Folge hatte. Im W werden die Lorschacher Schichten durch eine Querstörung abgetrennt, die in der Verlängerung eines im Unterdevon aufsetzenden Verwurfes liegt.

IV. Tektonische Analyse eines Profiles durch den südlichen Taunus

Das vollständigste und am tiefsten aufgeschlossene Profil durch das Vordevon liegt auf dem Bl. Königstein, zwischen Lorschach und Ehlhalten. Die Taleinschnitte des Schwarzbaches und Dattenbaches erlauben es hier die komplizierten tektonischen Strukturen in der fossilereeren Gesteinsfolge an Hand räumlich größerer Aufschlüsse zu studieren.

Obwohl die Südgrenze der metamorphen Gesteine in diesem Profil durch das tiefgreifende Taunusrand-Störungssystem gebildet wird, grenzen fast ohne morphologischen Schnitt Schichten des Unter- und Oberrotliegenden und Tertiärs (wahrscheinlich Pliozän) an das alte Gebirge. Sie fallen flach nach S ein. Erst 2,5 km weiter südlich,

bei Hofheim a. Ts., bricht der Höhenrücken gegen die Mainebene ab. Im N schließen an das Vordevon Graue Phyllite an. Nach ihrem Fossilinhalt werden sie als silurisch-devonische Grenzschichten angesehen (MICHELS 1932; WO. SCHMIDT 1958; WIRTH 1960). Darüber folgen Bunte Schiefer des Gedinne.

A. Die großtektonischen Bauelemente im Profilbereich

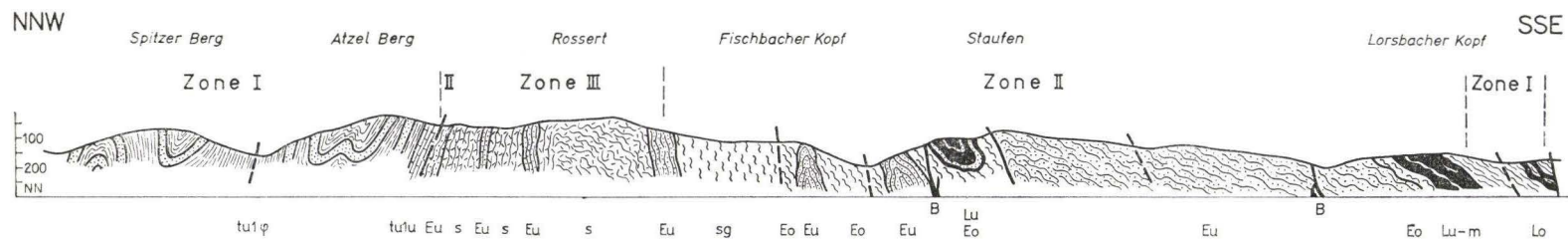
KOCH veröffentlichte 1881 das erste Profil durch dieses Gebiet. Er stellte das Vordevon als ein Antiklinorium mit mehreren gegeneinander geneigten Großsätteln und Mulden dar, dessen Kulminationsachse etwa längs einer Linie verläuft, die durch Eppstein zieht. Während REINACH (1904) sich im wesentlichen dieser Vorstellung seines Vorgängers anschloß, kam dagegen LEPPLA (1924, S. 22) bei der Erörterung der Lagerung des Vordevons zu dem Schluß, daß „auf ein klares Bild . . . nicht geschlossen werden kann. Aufschlüsse und Beobachtungen sind zu dürftig und der Vorbehalte zu viel“. Das von ihm durch das Vordevon desselben Raumes entworfene Profil läßt deshalb auch keinerlei Lagerungsbeziehungen erkennen.

Die neue stratigraphische Gliederung der vordevonischen Sedimentgesteine und tektonische Beobachtungen und Überlegungen ermöglichten demgegenüber eine Reihe großtektonischer Elemente festzustellen, die wieder näher an die KOCHSche Anschauung heranführen. Lediglich für den Raum der Verbreitung der vordevonischen Magmatite mußte eine stärkere Differenzierung unterbleiben, da diese sich bisher nicht sicher in den stratigraphischen Verband einordnen ließen (Abb. 4).

Auf dieser Grundlage konnten für das betrachtete Gebiet folgende großtektonische Elemente nachgewiesen werden.

Der Taunus wird im S von einem System tiefgreifender Störungen diskordant abgeschnitten, die wohl im Zuge des Absenkens der Saar-Saale-Senke angelegt wurden und seitdem – wahrscheinlich bis in jüngste geologische Zeit hinein (WENZ 1921) – wirksam gewesen sind. Sie verursachten im Zuge der Verschiebungen eine rupturale Deformation der Nachbargesteine. So wurde, wie schon erwähnt, der vordevonische Kalkschiefer des Lorsbacher Kopfes derart zerbrochen, daß infolge der durch Verwitterung hervorgerufenen intensiven Verbraunung das ehemalige Gesteinsgefüge kaum mehr zu erkennen ist. Weiterhin treten unter den dunkelgrauen Quarziten des Sportplatzes von Langenhain Typen auf, welche von einer Mylonitisierung betroffen wurden, die vermutlich mit den tektonischen Verschiebungen an der unmittelbar benachbarten Südrand-Verwerfung zusammenhing.

Von der Südgrenze des Taunus-Grundgebirges an steigen die Faltenpiegel der kleingefalteten Schichten allmählich nach N hin an (Einfallen bis 40° SE). Zwar war keine Gliederung dieses Großschenkels zu erkennen, doch muß darauf verwiesen werden, daß die tatsächlichen Verhältnisse an den durch Störungen kulissenartig gegeneinander versetzten Großschollen nur schwer zu überblicken sind. Gegen eine Linie, die etwa vom N-Hang des Judenkopfes über den Kaisertempel zum Staufengipfel zieht, versteilt sich auf engem Raum das Schichteinfallen. Mit Ausnahme schmaler Streifen, stehen von hier an die vordevonischen Gesteine mehr oder weniger saiger.



tu1φ	Bunte Schiefer	Lm	Mittlere Lorsbacher Schiefer Folge	Eu	Streifige Phyllite d Eppsteiner Schiefer Folge
tu1u	Graue Phyllite	Lu	Untere Lorsbacher Schiefer Folge	sg	Serizitgneis
Lo	Obere Lorsbacher-Schiefer Folge	Eo	Obere Eppsteiner Folge	s	Grünschiefer
				B	Basaltgänge

0 500 1000m
(nicht überhöht)

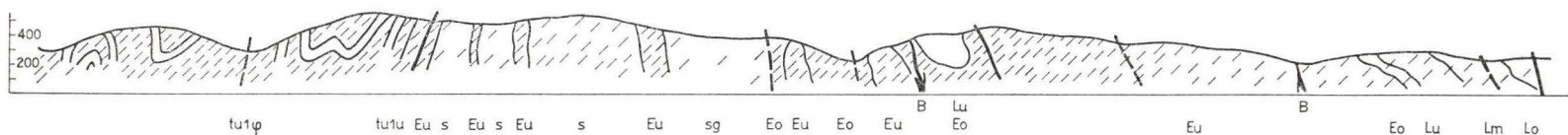


Abb. 4. Vereinfachtes Profil durch den südlichen Taunus zwischen Schloßborn und Lorsbach.

Prof. 1. Stratigraphisch-tektonisches Profil

Prof. 2. Lage und Intensität der Schieferigkeit s_2 (s_2 findet sich auch in Lu am Staufen)

Die Grenze wird von mehreren streichenden Störungen gebildet. Wie sich am Rastplatz, bei Punkt 176,7 auf der Straße Eppstein-Lorsbach (r 57100, h 55740) zeigt, grenzen die eng beieinanderliegenden, klufartig aufgerissenen Flächen Bereiche unterschiedlichen Schichteneinfallens gegeneinander ab. Es ist eine leichte Aufschiebungstendenz des S-Teiles auf den N-Teil festzustellen. Die Raumlage der B-Achsen wird an der Grenze nicht verändert, und die einzelnen Störungsbahnen fallen nicht aus dem Gefügeplan heraus, sind also syntektonisch angelegt. Über einen größeren streichenden Bereich betrachtet erkennt man jedoch, daß die markante tektonische Linie von E nach W immer jüngere Schichten durchsetzt. Auffällig ist es dabei, daß sie auf beinahe 10 km fast streng parallel der S-Grenze der Magmatite verläuft, so daß die Anlage des Falten-scharnieres längs dieser Linie scheinbar durch den kompetenten Magmatitkörper beeinflusst wurde.

Zwischen dieser Grenze und dem im nördlichen Teil des Vordevons weit verbreiteten Magmatiten schaltet sich ein Zwischengebiet ein, das durch eine Reihe von Großsätteln und Mulden in einer Weise gegliedert ist, die völlig aus dem tektonischen Bild des südlichen Taunus herausfällt. Am deutlichsten geht dies aus einem Profil zwischen Staufen und Fischbacher Kopf hervor. Die am Staufengipfel auftretenden tieferen Eppsteiner Schiefer haben die nach N folgenden bunten Serizit-Chlorit-Phyllite überschoben. Diese sind muldenförmig gelagert, mit unteren Lorsbacher Schichten im Kern. An der Haarnadelkurve (r 58100, h 57060) kommt der N-Flügel mit bunten Phylliten wieder zum Vorschein. Zwischen dieser Stelle und dem Steinbruch im Fischbachtal (r 57980, h 57360), in dem sie wieder aufgeschlossen sind, spießt ein Sattel von tieferen Eppsteiner Schichten durch. Auch auf der Schulter des Fischbacher Kopfes läßt sich ein solcher Durchbruch nachweisen. Bunte vordevonische Phyllite trennen die beiden Streifen voneinander, schalten sich aber auch zwischen den zuletzt genannten sandstreifigen Phylliten und dem auf dem gleichen Höhenrücken befindlichen Serizitgneis ein.

Der nördliche Teil des Vordevons besteht in diesem Profil, in einer Breite von mehr als 2,5 km, fast nur aus magmatogenen Gesteinen. SCHLOSSMACHER (1924) unterschied in ihnen Grünschiefer, Felsokeratophyre und Serizitgneise, deren Lagerungsbeziehungen zueinander und zu den Sedimentgesteinen noch ungeklärt sind.

Der Unterschied des tektonischen Baustiles in den vordevonischen Schichten und in den Grauen Phylliten ist derart groß, daß auch hier eine Störung angenommen werden muß. Nördlich dieser tektonischen Linie setzt dann in den Gesteinen des Unterdevons eine Großfaltung ein, deren Stil, wie aus der Profildarstellung hervorgeht, großzügiger als jener des Vordevons ist.

B. Die kleintektonischen Elemente

In größerem Umfang wurden spezielle kleintektonische Studien in den vordevonischen Gesteinen bisher nicht vorgenommen. LEPPLA (1924) ging nur summarisch darauf ein. Im einzelnen kam er zu folgenden Ergebnissen (S. 21 bis 22):

„Von einer deutlichen, auf größere Erstreckung anhaltenden Schichtfläche kann bei den Phylliten nur in untergeordneten Fällen gesprochen werden.

Die Hauptablösungsflächen hängen aufs Engste mit den Serizitlagen zusammen. Diese haben ein Streichen von N 55—65° E, das sich auch im benachbarten Devon findet.

Die Hauptablösungsflächen der magmatogenen Gesteine haben mit Schichtung nichts zu tun.“

Auf die von CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) durchgeführte tektonische Bearbeitung vordevonischer Magmatite, die sich in wesentlichen Punkten auf diese Ergebnisse stützt, wird gesondert eingegangen werden.

Um diesem völligen Mangel an kleintektonischen Beobachtungen zu begegnen, sollen deshalb im folgenden die feintektonischen Elemente der verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Gebietes zwischen Lorsbach und Schloßborn beschrieben werden.

Erläuterung der verwendeten Begriffe und Symbole

Unter Schieferung wird ein Vorgang der Gefügeprägung verstanden, der i. a. Schieferigkeit als Gefügeelement zur Folge hat.

s-Flächen:	alle ausgezeichneten, mechanisch wirksamen Parallelfächen des Gefüges (auch Glimmerlamellen)
ss:	sedimentäres - s, d. h. Schichtflächen
s ₁ :	erste Schieferigkeit; hier meistens s ₁ ss = Parallelschieferigkeit
s ₂ :	zweite Schieferigkeit; hier s ₂ ⊥ ss bzw. s ₁ = Transversalschieferigkeit
Lineare (L):	auf s liegende Streifung unterschiedlicher Bildung

Faltung stellt einen gefügeprägenden Vorgang dar, der Falten bzw. den Faltenbau erzeugt. Die Größe der Falten wird durch die Spannweite und Amplitude angegeben.

Spannweite:	Abstand zwischen Sattel- und Mulden-Mittelebene einer bestimmten Schichtfläche
Amplitude:	Abstand zwischen Sattelhöchstem und Muldentiefstem einer bestimmten Schichtfläche bezogen auf die Faltenmittelebene

Danach lassen sich unterscheiden:

Großfalten:	Spannweite mehr als 10 m
Kleinfalten:	Spannweite mehr als 30 cm
Mikrofalten:	Spannweite mehr als 5 cm; wird auch als Fältelung bezeichnet
Runzeln:	Spannweite kleiner als 5 cm

Die aufgeführten Diagramme wurden in das flächentreue SCHMIDT'sche Netz in der Projektion der unteren Halbkugel gezeichnet. Die Bezeichnung der Koordinaten entspricht der kristallographischen mit a, b und c, wobei die im Gestein ersichtlichen Gefügedaten direkt in das Diagramm übernommen werden (b = Koordinate in Richtung der Gefügeachse, (ac)-Ebene = Formungs- und Symmetrieebene).

B-Achsen:	Achsen der ss- oder s ₁ ss-Verbiegungen
B ₂ -Achsen:	umgeprägtes B
δ-Achsen:	Schnittlinie von ungleichwertigen Flächen; hier von ss und s ₂
β:	Schnittgerade zweier oder mehrerer ss-Flächen im Diagramm
π-Kreis:	Großkreis zu Flächenpolen im Diagramm; Ausdruck der Tautozonalität dieser zueinander
π:	Durchstoßpunkt der Flächennormalen des π-Kreises; stimmt mit B überein
Flächenlagen:	(ac)-Flächen stehen senkrecht zur b-Achse; als Reißfugen sind sie beschreibend auf die Deformation zu beziehen, welche B erzeugt hat (ab)-Flächen stellen die eigentlichen s-Flächen dar hkO-Flächen sind Klüftflächen parallel zu c hkl-Flächen sind Klüftflächen, die winklig zu den drei Gefügekoordinaten stehen
Diagramme:	Teildigramme zeigen nur ein bestimmtes Gefügeelement eines Teilbereiches Synoptische Teildigramme enthalten mehrere Daten eines Teilbereiches

1. Die feintektonischen Merkmale der vordevonischen Gesteine südlich des Staufens

Ein nahezu vollständiges Profil durch die vordevonischen Sedimentgesteine ist am E-Hang des Judenkopfes, südlich von Eppstein, aufgeschlossen, wobei sandstreifige Phyllite bei weitem überwiegen.

Alle Schichten sind gefaltet. Die Faltungsintensität der Kleinfalten kompetenter Lagen vergleichbarer Mächtigkeit nimmt im Profil von oben nach unten hin deutlich zu. Die gleiche Beobachtung läßt sich in einem horizontalen Schnitt von S nach N machen, in welchem sich die flachen Biegefallen mehr und mehr verengen und versteilen. Gegen die tektonische Grenze, südlich der Großfaltzone, werden sie fast gänzlich durch Spitz- und Isoklinalfalten abgelöst. Hier finden sich auch liegende Kleinfalten und linsig abgescherte Faltenanteile. Im gleichen Sinne versteilt sich in den beiden Profilschnitten auch das Einfallen der Faltenpiegel von etwa 10° SE auf mehr als 50° SE. Im ganzen Gebiet herrscht NW-Vergenz.

Die B-Achsen liegen zueinander fast streng parallel und tauchen im allgemeinen flach nach SW ab (ca. $60^\circ/5$ bis 15° SW). In den ehemals reineren Peliten gehen ihnen oft feine Runzeln parallel.

Konkordant zu den Sedimentlagen verläuft eine Schieferigkeit ($s_1 \parallel ss$), längs deren Flächen Quarz- und/oder Karbonatlösungen in den Gesteinsverband eindringen konnten. Sie haben vor allem in den tieferen Profiltellen dünnplattige und linsige Mineralkörper hinterlassen, die tektonisch mitdeformiert sind (Taf. 1 Fig. 4).

Mehr oder weniger deutlich fällt eine zweite, lagenkonstante Schieferigkeit ins Auge ($s_2 \sim 50^\circ/25-35^\circ$ NW), welche die verbogenen Schichten diskordant durchschlägt ($s_2 \Delta s_1$ bzw. ss). Das von ihr mit den ss -Flächen gebildete δ -Linear entspricht in etwa der Raumlage von B. Die Scherflächennatur dieses Flächensystems wird deutlich an flexurartigen Verbiegungen der s_1 - bzw. ss -Flächen, die häufig die Schenkel der Kleinfalten in Mikrofallen oder in engstehende Wellen gliedern. Sie lassen unterverschiebende Bewegungen auf den s_2 -Flächen erkennen (C. W. KOCKEL 1957; SCHWAN 1958); (Taf. 1 Fig. 3).

Gegen die N-Grenze dieses Bereiches treten in den sandstreifigen Lorsbacher Schiefern hin und wieder gegenvergente Fältchen auf, deren Faltenachsen-Ebenen mit der Lage von s_2 übereinstimmt (Taf. 1 Fig. 4). Manchmal wurden sogar die NW-vergenten Scheitel einzelner Quarzitfalten in ähnlichem Sinne aufgebogen. Auffälligerweise stimmt häufig auch die räumliche Lage der kurzen NW-Schenkel der asymmetrischen Mikrofallen in phyllitischen Partien mit jener des s_2 -Flächensystems überein, selbst in Bereichen unterschiedlichen Faltenpiegel-Einfallens.

In inkompetenten Schichten treten lokal kluftartig aufgerissene, zentimeter- bis dezi-meterweit auseinanderstehende Gleitbretter auf. Da diese die gleiche Raumlage wie s_2 haben, lassen sie sich ebenfalls mit der zweiten Schieferung in Verbindung bringen.

2. Die großgefaltete Zone zwischen Staufen und Fischbacher Kopf

Auch hinsichtlich der Kleintektonik nimmt dieser Bereich eine Sonderstellung ein. So ändert sich beispielsweise das Abtauchen und die Richtung der Faltenachsen auf dem weniger als 1 km breiten und fast 2 km langen Gesteinsband mehrmals. Die stärksten Abweichungen vom normalen Bild kommen im Steinbruch Fischbachtal vor, der sich etwa in der Mitte der bedeutsamen tektonischen Zone befindet. In ihm treten vorwiegend sandstreifige bunte Serizit-Chlorit-Phyllite der Eppsteiner Schichten auf.

Die Achsen der Kleinfalten (Spannweite 0,5–2 m; Amplitude 3–6 dm) weichen hier um etwa 20° (B_1 $40^\circ/5$ – 16° NE) von der vorherrschenden Richtung ab und zeigen Einfallen nach NE. Besonders in den reineren Phylliten laufen ihnen Runzeln parallel. Spitzwinklig zu den B_1 -Achsen finden sich weitere Lineare, die stellenweise deutliche Biegefalten (Sp. 5–15 cm; Am. 3–10 cm) darstellen, häufiger jedoch als δ -Lineare aufzufassen sind (B_2 $55^\circ/2$ – 8° NE). Daneben kommt eine andere Lineation mit völlig abweichenden Richtungs- und Einschiebwerten (L_1 20 – $70^\circ/0$ – 28° NE) vor.

Bemerkenswert ist in diesem Aufschluß ein weiteres Linear, das einmal durch seine Richtung (L_2 160 – $175^\circ/30$ – 35° NW), zum anderen dadurch auffällt, daß es über B_1 und B_2 hinwegsetzt. Stellenweise gewinnt es die Bedeutung von Kleinfältchen (Sp. bis 1 cm; Am. bis 5 mm), vielfach ohne parallelem Achsenverlauf und zuweilen in B_1 oder B_2 einlenkend.

L_2 ist auf Flächen verzeichnet, die mit der zweiten Schiefrigkeit übereinstimmen, die im Diagramm jedoch nicht ein scharf umrissenes Maximum wie in den übrigen Bereichen haben (s_2 40 – $80^\circ/15$ – 45° NW). Auf ihnen fanden untervorschiebende Bewegungen statt.

Das erwähnte Linear ist mit einer weiteren Schiefrigkeit (s_3 360/saiger) verknüpft, die sich in ähnlicher Raumlage vor allem am E-Abbruch des Taunus, in der Gegend von Usingen, findet, worauf freundlicherweise Herr Prof. Dr. F. MICHELS hinwies. Der Aufschluß im Fischbachtal läßt sich insofern mit den dortigen Verhältnissen vergleichen, als auch er an einer Einbruchzone, nämlich jener der Fischbach-Hornauer Bucht, liegt.

3. Die gefügetektonischen Elemente der vordevonischen Magmatite

Der N-Teil des Vordevons wird innerhalb des betrachteten Profils in der Hauptsache von magmatogenen Gesteinen zusammengesetzt. Von den drei unterschiedenen Typen nehmen Grünschiefer und Serizitgneis gegenüber Felsokeratophyren den größten Raum ein. Letztere erweisen sich i. a. als massige, grobblockige, dunkelvioletstichige (14 ig) Gesteine, ohne erkennbare Textur. Auch der Serizitgneis stellt sich als kompaktes, splittig-hartes Material dar, das sich jedoch, infolge starker Verschieferung, in 5 bis 20 cm dicke Platten ablöst. Demgegenüber fällt in den meisten Grünschiefer-Aufschlüssen die intensive Verfaltung auf, die durch eine engstehende Flächenschar und dünne phyllitische Zwischenmittel ermöglicht wird. Das Gestein gewinnt dadurch ein schichtiges, sedimentähnliches Aussehen (Abb. 5 a).

Bei diesen Falten handelt es sich vorwiegend um SE-vergente Kleinfalten (Sp. 0,5 bis 2 m; Am. 0,5–1 m) mit etwa parallel verlaufenden B-Achsen ($65^{\circ}/10^{\circ}$ NE). Ihr Faltenspiegel fällt mit $30\text{--}60^{\circ}$ SE ein. An größeren Aufschlüssen lassen sich übergeordnete Großfalten feststellen (Sp. ca. 10 m; Am. 3–4 m), deren Achsen denen der Kleinfalten gleichgerichtet sind. Alle Falten sind asymmetrisch mit 3 bis 4mal längeren NW-Schenkeln.

Eine ähnliche Ungleichheit läßt sich auch in Mikrofalten (Sp. 15–20 cm; Am. 5 bis 15 cm) beobachten, die vor allem im Bereich der Großfaltenumbiegungen auftreten. Meistens handelt es sich um Spitzfalten, deren längerer SE-wärtiger Flügel steil, ihr Gegenschenkel dagegen flach nach NW einfällt. Parallel dieser Schenkellage finden sich dicht daneben Schieferigkeitsflächen (s_2 $80^{\circ}/35^{\circ}$ NW), die in dichter Folge das Faltengefüge diskordant durchschlagen. Das von den Flächen s_1 und s_2 gebildete Linear stimmt in seiner Lage in etwa mit den B-Achsen überein.

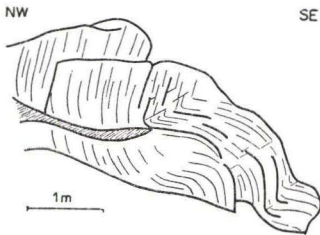


Abb. 5 a. Gefaltete Grünschiefer. — SW-Hang des Rossert (r 56800, h 58750).

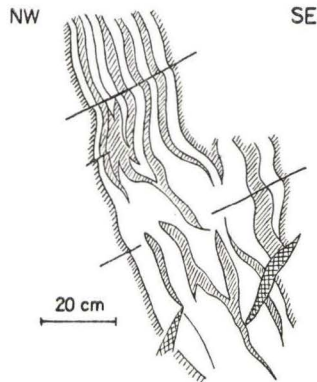


Abb. 5 b. Felskeratophyr mit Bändertextur. — Dachsbau, 1 km SW von Eppenhain (r 55960, h 58970).

Von besonderer Bedeutung für die Deutung der unterschiedlichen Grade der Verformung in den Magmatiten ist das Nebeneinandervorkommen von Grünschiefern mit kaum und solchen mit stark verbogenen s_1 -Flächen. Beim Studium dieser Erscheinungen ergab sich, daß oft dort, wo s_1 etwa saiger steht, flachwellige und weitgespannte Kleinfalten vorkommen. Die Intensität der Faltung verstärkt sich mit Abnahme des Einfalzens der Faltenspiegel und ist am größten in der 45° -Lage. In den steilgestellten Grünschiefer-Partien verschwindet darüber hinaus i. a. der sedimentähnliche Habitus zugunsten eines massigen, dichten, und die zweite Schieferigkeit tritt kaum in Erscheinung.

Diese scheinbar großtektonisch bedingte Verschiedenheit des kleintektonischen Baustils beschränkt sich auf das Gebiet um Rossert, Hainkopf und Dachsbau, das vorwiegend von Grünschiefern aufgebaut wird. In den südlich und nördlich sich anschließenden Serizitgneisen stehen die s_1 -Flächen stets mehr oder weniger saiger und sind nur relativ weitspannig und sehr flachwellig verbogen (Sp. 0,5–2 m; Am. 5–10 cm). Sie zeigen

außerdem feine Wellen oder Runzeln parallel B. Auf eine Deformation der Felsokeratophyre durch eine erste Schieferung deutet die Abplattung von Mandelhohlräumen hin.

Der in den Grünschiefern scharf ausgeprägten s_2 -Flächenschar entsprechen in den Serizitgneisen und Felsokeratophyren kluftartig aufgerissene dezimeter- bis meterweit auseinanderstehenden Flächen, deren Abstand sich erst in der Verwitterungszone verengt. Deutlicher geben sie sich jedoch in Partien mit auffälliger Bändertextur zu erkennen, wie sie in den Serizitgneis-Steinbrüchen südlich von Ehlhalten (r 55480, h 59260) und auf dem Fischbacher Kopf (r 57570, h 57760), besonders eindrucksvoll jedoch in den Felsokeratophyren vom Dachsbau (r 55960, h 58970) auftreten (Taf. 1 Fig. 1; Abb. 56). Der Substanz nach bestehen diese bis 30 mm breiten Bänder vorwiegend aus Feldspat. Sie verlaufen parallel und im Abstand von 1 mm bis zu mehreren Dezimeter zueinander und können sich zerfließend oder wirbelförmig auflösen. Die Bänder sind durch Scherung in Mikrofalten (Sp. bis 30 cm; Am. bis 10 cm) gelegt längs einer Flächenschar ($65^\circ/35^\circ$ NW), die s_2 entspricht ¹⁾.

An der SE-Wand des Serizitgneis-Steinbruches auf dem Fischbacher Kopf ist die Grenze zwischen Magmatit und bunten Phylliten der Eppsteiner Schiefer aufgeschlossen. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung fehlt. Die Tatsache, daß sich die Gefügeelemente in den beiden so wesensverschiedenen Gesteinsarten gleichen, spricht dafür, daß sie dieselbe tektonische Geschichte durchgemacht haben.

4. Die feintektonischen Gefügeelemente der Grauen Phyllite und Bunten Schiefer

Den Magmatiten ist nördlich ein Band mit tiefen Eppsteiner Schiefen vorgelagert, auf das fossilführende Graue Phyllite folgen (WIRTH 1957). Sie werden von Bunten Gedinne-Schiefen überlagert.

Die Grauen Phyllite bestehen vorwiegend aus Tongesteinen, denen stellenweise brekziöse oder konglomeratische Lagen eingeschaltet sind (REINACH 1890; NICKEL 1958). Auch die Bunten Schiefer werden in ihrer Hauptmasse von Tongesteinen zusammengesetzt, enthalten aber darüber hinaus auch Einlagerungen von Körnigen Phylliten (KOCH 1880; MICHELS 1932; WIRTH 1960), Quarziten und sandigen Schiefen.

Die Faltenpiegel schieben in den Grauen Phylliten mit etwa $70-80^\circ$ NW ein und verflachen nach und nach in den Bunten Schiefen, um schließlich vom Großfaltenbau des Unterdevons bestimmt zu werden.

Die Faltungsintensität klingt nach N hin allmählich ab. In den steil aufgerichteten Grauen Phylliten deutet eine Wiederholung charakteristischer Lagen auf tektonische Repetition (NICKEL 1958). Im S-Teil der Bunten Schiefer herrschen SE-vergente Isoklinal- und Spitzfalten vor. Erst die Quarzite am N-Hang des Spitzer Berges sind nur noch mittelstark gefaltet.

¹⁾ Wie in einer späteren Arbeit dargelegt werden wird, sprechen die Merkmale dieser auffälligen Textur gegen die Deutung CHATTERJEE & PLESSMANN 1958, durch vordevonische Tektonik entstanden zu sein.

Das sedimentäre Anlagerungsgefüge wurde auch in diesen Gesteinen von einer ersten Schieferung betroffen. Wie die Befunde in der ehemaligen Dachschiefergrube am Spitzer Berg, nördlich von Ehlhalten (r 55220, h 60530) ergaben, handelt es sich um eine Parallelschiefrigkeit ($s_1 \parallel ss$). Die schichtparallele Abplattung von Gesteinsbruchstücken in den brekziösen Zwischenschichten der Grauen Phyllite (Taf. 2 Fig. 5) und von Karbonatlinsen in den Bunten Schiefern beweisen eine zweidimensionale Deformation (BRED-DIN 1931, 1956). Längs dieser Flächen leichter Wegsamkeit (SANDER 1930, 1948) drangen vorkinematisch Lösungen in den Gesteinskörper und setzten dort dünnplattige Lagen ab.

Auch die Schiefrrigkeit s_2 ($60^\circ/30^\circ$ NW) ist entwickelt. Im N-Teil des Gebietes fallen häufig die Faltenachsebenen der Kleinfalten mit ihr zusammen. Während sie in den Tongesteinen als engständiges Flächengefüge erscheint, entsprechen ihr in den kompetenten Lagen dezimeterweit stehende Klüfte. Geringe Lagenabweichungen in Gesteinen unterschiedlicher Konsistenz erklären sich durch Brechen der Schiefrrigkeit an den Grenzen der Medien. Untervorschiebende Tendenz zeigen die minutiösen Verschiebungen auf den s_2 -Flächen mancher Aufschlüsse.

Auf den ss -Flächen ist ein δ -Linear zu erkennen, dessen Richtung in etwa dem Verlauf der B-Achsen entspricht. Vereinzelt läßt sich in inkompetenten Gesteinen allerdings feststellen, daß sich der Einfallswinkel des Linears bis zu 15° ändern kann. Dies deutet darauf hin, daß die zweite Schieferung bereits verschiedene Raumlagen der $s_1 \parallel ss$ -Flächen traf (D. RICHTER 1960).

Gehäuft finden sich in Tongesteinen dieses Gebietes Knickbildungen, die in einem gewissen Zusammenhang mit den Querstörungen zu stehen scheinen.

C. Die feintektonischen Elemente in Einzelbeschreibung

Für die tektonische Analyse des Gebietes eignen sich die in den Aufschlüssen nachzuweisenden flächigen, achsialen und linearen Gefügemerkmale. In unterschiedlicher Weise und Intensität wurden den Gesteinen außerdem Kluftgefüge aufgeprägt, mit denen in einem gewissen Zusammenhang die sogenannten Knickbildungen stehen.

1. Die flächigen Gefügeelemente

Bisher wurden die Ablösungsflächen in den vordevonischen Gesteinen im wesentlichen als Schiefrrigkeitsflächen gedeutet (LEPPLA 1924). Von CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) wurde darüber hinaus auf eine flach nach SE einfallende Schubklüftung verwiesen.

a. Das sedimentäre Anlagerungsgefüge

Entgegen der Meinung von LEPPLA (1924) muß festgestellt werden, daß das ursprüngliche sedimentäre Anlagerungsgefüge in allen vordevonischen Sedimentgesteinen beobachtet werden kann.

Am günstigsten sind die Verhältnisse natürlich dort, wo dickere kompetente Bänke auftreten; aber auch die allgemein verbreiteten kennzeichnenden Feinstreifen quarzitischer und phyllitischer Art stellen eine Primärtextur dar. Selbst in den reinen Phylliten lassen sich die ss-Flächen dort makroskopisch nachweisen, wo verschieden gefärbte Lagen übereinander folgen.

b. Die Parallelschiefrigkeit (s_1)

In nahezu allen Aufschlüssen mit Sedimentgesteinen im Profilbereich deuten bestimmte Merkmale auf eine erste Schiefrigkeit hin, die den Schichtflächen parallel ausgebildet ist.

So weichen in den Aufschlüssen flachwelliger Falten bisweilen die s-Flächen leicht von den ss-Flächen ab, um nach kurzem Verlauf wieder in sie einzulenken. In den intensiver deformierten Bereichen ist diese Beobachtung seltener oder nur mikroskopisch zu machen.

Während in den Grauen Phylliten keine klaren Beweise für Parallelschiefrigkeit gefunden werden konnten, weist die Dachschiefer-Natur mancher unterdevonischer Schichten auf eine solche hin (freundliche Mitteilung von Herrn Dr. D. Richter).

Auf den durch die erste Schieferung entstandenen wegsameren Flächen drangen mobilisierte mineralische Lösungen in den Gesteinskörper ein und setzten sich als schichtkoncordante Bändchen und Linsen ab (Injektionsquarze im Sinne D. RICHTERS 1959). Diese mitdeformierten Gebilde nehmen gegen das Liegende und gegen die Profilmitte hin zu.

Als sehr wichtig erweist sich in diesem Zusammenhang die schichtparallele Mineralblastese, wie sie sich vor allem in den stark abgeplatteten Quarz-Neubildungen ausprägt. Aber auch die Serizit-, Chlorit- und Muskowit-Blasten lassen eine deutliche Anordnung nach den ehemaligen Feinschichten erkennen. Diese Erscheinungen machen es sehr wahrscheinlich, daß die vordevonischen Sedimentgesteine zunächst von einer Kristallisations-Schieferung betroffen wurden, die, wie die intensiv deformierten Blasten bezeugen, einem Frühstadium der Orogenese zuzuordnen ist.

Besonders muß die Tatsache gewertet werden, daß die Magmatite von einer ersten Schieferung betroffen wurden, welche der Parallelschiefrigkeit in den Eppsteiner- und Lorbacher Schiefen konform geht.

c. Die Transversalschiefrigkeit oder Schubklüftung (s_2)

Die gefalteten vordevonischen Schichten werden von einem nach NW einfallenden Flächensystem durchschlagen, das als Schiefrigkeit in Erscheinung tritt (Schubklüftung nach SCHOLTZ 1930, 1932, false cleavage nach HARKER 1952). Seine Bedeutung ergibt sich einmal daraus, daß es das Faltengefüge diskordant durchsetzt, zum anderen, daß es, durch das ganze Vordevon bis ins Unterdevon hinein, ein nahezu gleichbleibendes flaches Einfallen nach NW (um 30–35° zeigt²). Die geringen festgestellten Lageunterschiede können durch Materialverschiedenheit oder spätere Verstellung erklärt werden.

Die Intensität der Schiefrigkeit (s_2) verringert sich gegen S und die hangenden Lorbacher Schiefer (Abb. 4, Profil 2, S. 30).

²) Nach KUBELLA (1951, S. 50) setzt sich diese Schubklüftung auch weiter nach N fort.

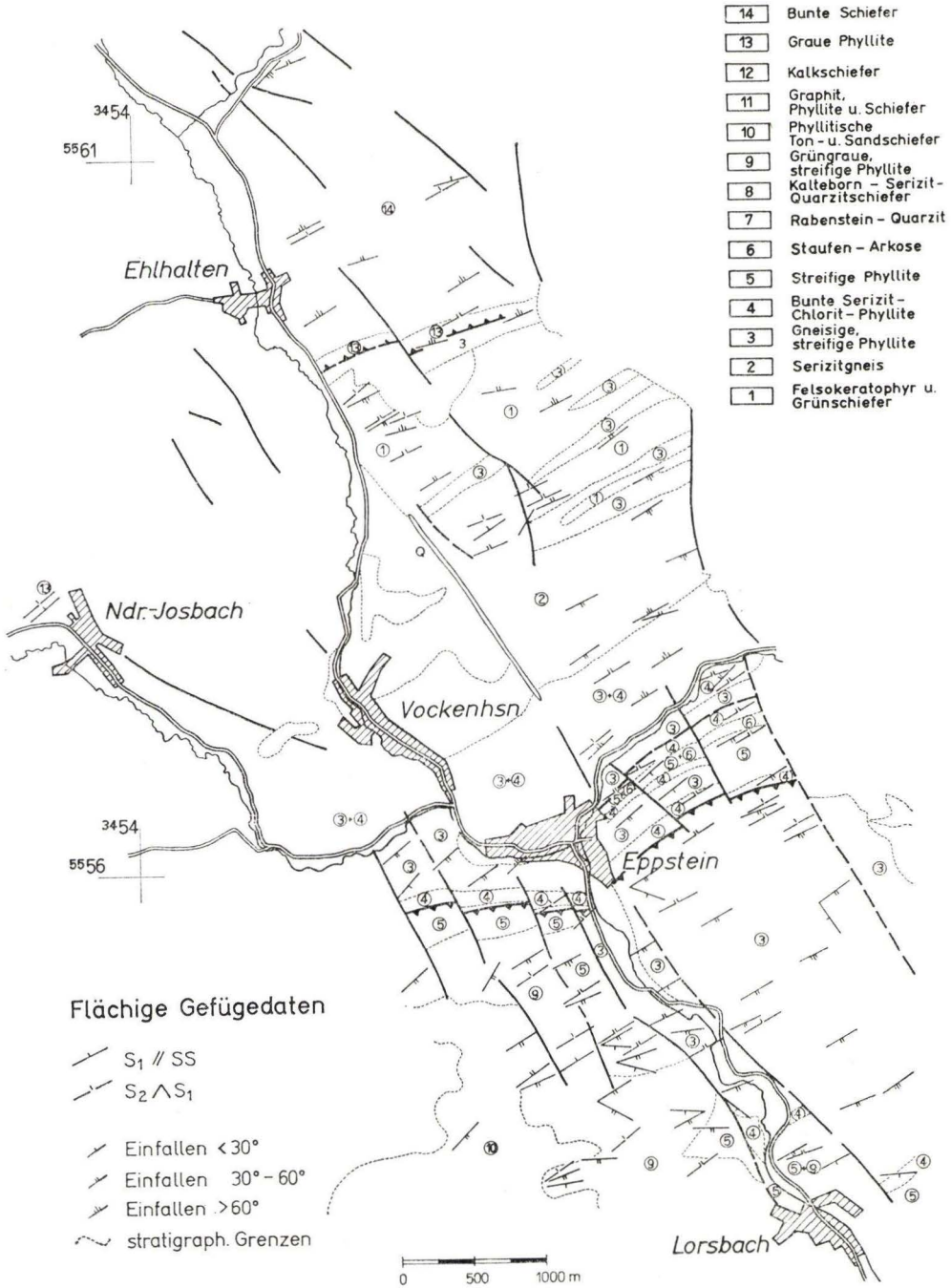


Abb. 6. Darstellung der flächigen Gefügedaten.

In tieferen Horizonten und im N-Teil des Arbeitsgebietes läßt sich beobachten, daß es auf den s_2 -Flächen häufig zu Bewegungen mit untervorschiebender Tendenz (KOCKEL 1957; SCHWAN 1958) kam. Sie haben aufbrechenden Charakter (SCHWAN 1958) und bestätigen die gebundene Tektonik des südlichen Taunus, wie sie auch schon von MICHELS (1926) und CLOOS & SCHOLTZ (1930) im Gegensatz zu GERTH (1910) gefordert worden war. Je nach dem Gesteinscharakter und dem Winkel mit dem s_2 auf s_1 bzw. ss traf wurden verschiedenartige Formen erzeugt, die von feinen Lineationen bis Mikrofallen reichen. In den inkompetenten Bunten Schiefen stellt die zweite Schieferigkeit ein Bestandteil des Kleinfalten-Gefüges dar.

Hinweise auf eine flach nach SE fallende Schubklüftung, wie von CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) angegeben, konnten nicht gefunden werden.

d. Das Flächengefüge (s_3)

An zwei Stellen konnte ein drittes Flächensystem festgestellt werden: einmal in den höchsten Lorsbacher Schiefen am Judenkopf (r 56720, h 54580), zum anderen im Steinbruch Fischbachtal (r 57980, h 57360).

Die Schieferigkeit (s_3) vom Judenkopf fällt aus dem Faltengefüge heraus und muß daher auf jüngere tektonische Einwirkungen zurückgehen. Auf manchen der Flächen (s_3 $54^\circ/45^\circ$ SE) finden sich Spiegelharnische mit einer Striemung, die auf abgleitende Verschiebungen der hangenden Schollen gegenüber den liegenden hindeuten.

Das s_3 -Flächensystem aus dem Steinbruch Fischbachtal steht zu einer der Hauptkluftrichtungen des Gebietes parallel (s_3 360/saiger). Es erinnert in seiner Ausbildungsform an die gerichtete Schieferigkeit im Sinne BREDDINS (1958) oder an die Faser im Sinne A. HEIMS (1921) und weist auf eine stärkere Hoch- als Seitenlängung auf den betreffenden Schieferigkeitsflächen hin, was sich in einem besonderen Linear (L_2) ausprägt.

2. Die achsialen und linearen Gefügemerkmale

Genauere Angaben über die achsialen und linearen Gefügemerkmale in den vordevonischen Sedimentgesteinen wurden in keiner der älteren Publikationen gemacht.

a. Das Faltengefüge

Alle Gesteine des betrachteten Profils sind gefaltet. Klein- und Mikrofallen überwiegen bei weitem; vereinzelt trifft man auch Schichtverbiegungen mit Spannweiten über 10 m an. Die Phyllite wurden stets in enge Fältchen gelegt und auf den reinen Phylliten ist Runzelstruktur häufig.

Wie bereits dargestellt, fallen im S-Teil des Profils die Faltenpiegel der Kleinfalten flach nach SE ein, von der Aufschiebung in Höhe des Staufens an stehen sie mehr oder weniger saiger und erst in den Gedinne Schichten verflacht sich ihr Einfallen (nach NW) wieder etwas.

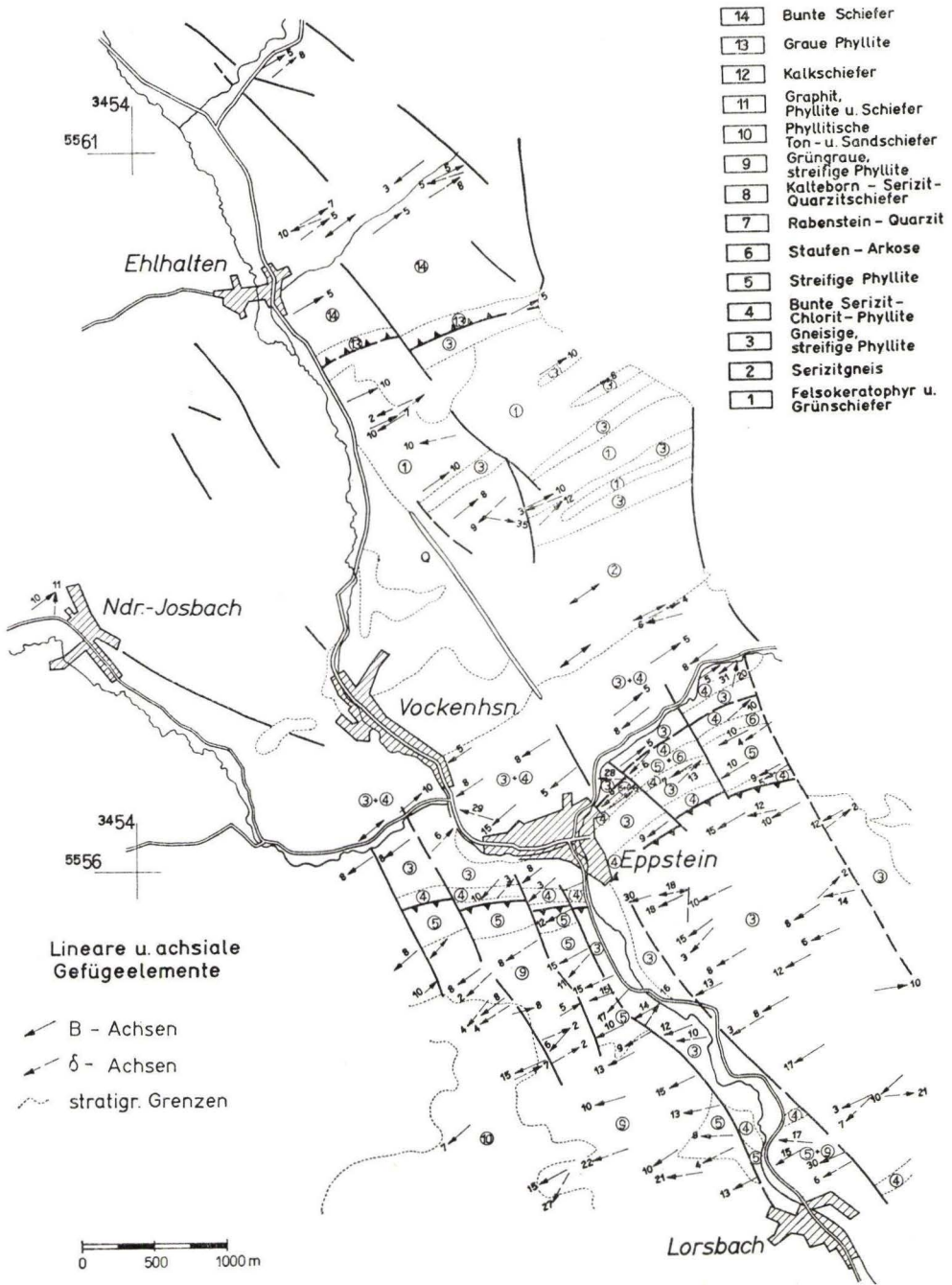


Abb. 7. Lage der linearen und achsialen Gefügeelemente im Arbeitsgebiet.

Wie aus der tektonischen Karte der achsialen und linearen Gefügeelementen hervorgeht, schieben die B-Achsen im S-Teil des Arbeitsgebietes mit etwa 12° SW ein. Die Richtungen schwanken um einen Betrag von 60° . Im großgefalteten Bereich stellen sich Änderungen der Richtung und des Einschiebens ein, die im Steinbruch Fischbachtal ihre größte Abweichung von der Normallage erreichen. Das Abtauchen der B-Achsen wechselt mehrmals von SW nach NE. Im Serizitgneis auf dem Fischbacher Kopf liegen die Achsen nahezu horizontal, schieben daran anschließend jedoch mit $5-10^\circ$ NE ein.

Diese Lage hält an durch das ganze nördliche Vordevon, die Grauen Phyllite und Bunten Schiefeln südlich des Silberbachtals. Unmittelbar darauf folgt im Gedinne eine sehr schmale Zone mit horizontalen bzw. leicht SW-geneigten Achsen, die aber schon bald wieder nach NW zurückkippen. In all diesen Bereichen beträgt der Achsenverlauf etwa $65-70^\circ$. Es muß besonders hervorgehoben werden, daß die Transversalschiefrigkeit (s_2) durch diese Lageveränderungen der B-Achsen unverändert bleibt. Wie weiter unten dargelegt werden wird, sind die Verstellungen auf die innere Deformation (D. RICHTER 1959) des Gebirges während der Tektogenese zu beziehen.

Beträchtliche Verschiebungen der Raumlage der Faltenachsen kommen stellenweise an den tiefgreifenden Störungen der jüngeren Bruchtektonik vor. Sie lassen sich jedoch meist direkt mit Schollenrotationen in Verbindung bringen.

b. Die δ -Lineare

Das δ -Linear tritt je nach Konsistenz des davon betroffenen Gesteins und der Intensität der tektonischen Deformation als feine, kaum erkennbare Linie oder als Mikrofältchen in Erscheinung. Oft handelt es sich um sehr absätzigige, gegeneinander versetzte Linearelemente, die man nur selten auf Dezimeter oder gar Meter verfolgen kann. Zuweilen ist es lediglich an Gesteinsbruchkanten einzumessen.

Die tektonische Karte der achsialen und linearen Merkmale verdeutlicht die Lage dieses Gefügeelementes im Bereich des Arbeitsgebietes. Dabei fällt auf, daß in den Räumen relativ flacher Faltenpiegellage B-Achse und δ -Linear einander in ihrer Lage weitgehend entsprechen. Dagegen weichen im Mittel- und N-Teil des Profilbereiches beide z. T. beträchtlich voneinander ab. In diesem Befund kommt zum Ausdruck, daß die Schichten zur Zeit der Entstehung der zweiten Schieferigkeit bereits deformiert und aus ihrer Normallage gebracht worden waren (D. RICHTER 1960).

c. Weitere Lineationen

Auf die gefügetektonischen Beziehungen des Linears (L_2) aus dem Aufschluß im Fischbachtal wurde bei der Besprechung der dritten Schieferigkeit schon eingegangen.

Das Besondere dieses Aufschlusses zeigt sich auch in einer Reihe weiterer Lineare, die als Schnittlinien von Flächen verschiedener Wertigkeit und Lage aufzufassen sind. Sie werden unten näher erläutert.

3. Das Kluffgefüge

Alle Gesteine der untersuchten Aufschlüsse sind gleichmäßig gut geklüftet. Es wiederholen sich stets bestimmte Klufflagen, wobei allerdings Unterschiede in der Art und Beschaffenheit der Oberfläche, in der Klüftungsintensität und im Vorherrschen der einen oder anderen Richtung auftreten.

Aus der vergleichenden Betrachtung einer sehr großen Anzahl von Kluffmessungen verschiedener Bereiche haben sich die vorkommenden Kluffgefüge zwei Gruppen zuordnen lassen. Eine davon ist deutlich auf das Faltengefüge zu beziehen; die zweite gehorcht dagegen anderen Gesetzmäßigkeiten. Das eine Kluffgefüge wurde als erste Kluffgeneration, das andere als zweite Kluffgeneration angesprochen, die beide durch eine Anzahl von Kennzeichen voneinander zu unterscheiden sind.

a. Kennzeichen der ersten Kluffgeneration

1. Die Maxima der Kluffpole liegen im Diagramm auf den Spuren der Ebenen des Faltengefüges.
2. Die aus der Lage der Kluffpole zu gewinnende Gefügesymmetrie fällt mit der aus anderen tektonischen Daten ablesbaren zusammen.
3. Alle vom gleichen tektonischen Prägungsakt betroffenen Bereiche weisen eine ähnliche Kluffsymmetrie auf.
4. Die Kluffpole behalten auch dann ihre Lage auf den Ebenen des Faltengefüges bei, wenn der betreffende Bereich rotiert wurde. Sie werden dann im gleichen Sinne und Betrag mitgedreht.

Es handelt sich stets um (ac-), h0l- und hk0-Klüfte.

Die (ac)-Klüfte

Die (ac)-Klüfte sind nach SANDER (1930, 1948, 1950) der Faltenachse B einer im gleichen Prägungsakt erfolgten Gefügeregelung stets zuordenbar, sind also typisch für B-Tektonite (METZ 1957). Sie lassen sich in allen Bereichen des Gebietes nachweisen.

Die (ac)-Klüfte stehen in der Regel sehr eng. Sichtbar werden sie häufig dadurch, daß sie klaffende Spältchen bilden, die mit Quarz oder Karbonat erfüllt sind. Zuweilen gehen diese Kluffüllungen in die s_1 -Flächen über, woraus hervorgeht, daß die Fugen bereits während der Faltung aufgerissen und mineralisiert wurden. Auf die Bedeutung dieses Vorganges wird bei der Besprechung der Gebirgslängung eingegangen werden. Auch bei den Vertikalverschiebungen spielen die (ac)-Klüfte eine bedeutende Rolle.

Die (bc)-Klüfte

(bc)-Klüfte treten nur in frischen Aufschlüssen deutlich in Erscheinung, obwohl sie im ganzen Gebiet weit verbreitet sind. Südlich der Magmatite fallen sie meistens nach SE, nördlich davon nach NW ein. Dort wie hier sind jedoch Ausnahmen bekannt. Sie rissen bereits während der Faltung auf und wurden im gleichen Sinne wie die Faltenpiegel verstellt.

Durch den tektonischen Druck kam es an ihnen zu Ausweichbewegungen, wie sich vor allem aus den Befunden in den steil gestellten Partien in S und N der Magmatite entnehmen läßt. Das Maß solcher Verschiebungen ist nirgends genau anzugeben, scheint allerdings nicht bedeutend zu sein.

In diesen Ebenen liegen auch die von SCHLOSSMACHER (1920) beschriebenen metamorphen Quarz-Albit-Trümmer, die oft scharenweise und dezimetermächtig die Magmatite durchschwärmen. Auch die später aufgedrungenen magmatisch-hydrothermalen Lösungen haben sie als Wege benutzt, so daß sich meistens die zugehörigen Minerale an ihnen absetzen.

Weiterhin drangen einige Basaltgänge — bei Lorsbach ließ sich einer davon auf fast 1 km verfolgen (STENGER 1958) — an den (bc)-Klüften auf.

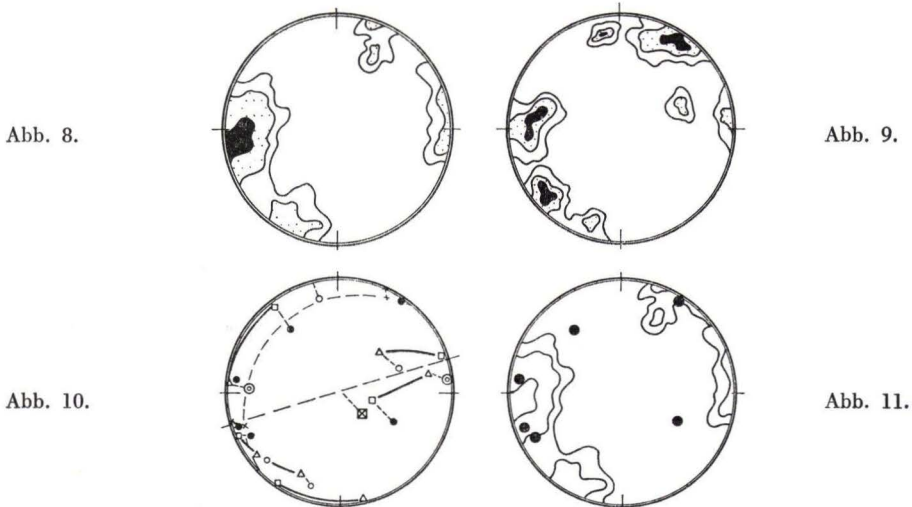


Abb. 8—11. Ermittlung der Klüfte erster und zweiter Generation durch konstruktive Rückformung eines rotierten Bereiches.

Abb. 8. Klüftpol-Diagramm aus Eppsteiner Schiefnern des Planquadranten 3457:5554. — B-Achsenlage $70^{\circ}/8^{\circ}$ SW. — 150 Messungen; Belegungsdichten: 2 — 4 — 15 ‰.

Abb. 9. Klüftpol-Diagramm aus Grauen Phylliten des Planquadranten 3453:5557. — B-Achsenlage $48^{\circ}/10^{\circ}$ NE. — 180 Messungen; Belegungsdichten 2 — 6 — 10 ‰.

Abb. 10. Konstruktive Rückformung der Klüftpol-Maxima von Fig. 15 auf das Klüftgefüge der Fig. 14. Bezugsrichtungen sind die beiden Faltenachsen.

1. Die Rotationsachse (\boxtimes) wird in den Mittelpunkt des SCHMIDT'schen Netzes gebracht; die Maxima der Klüftpole (\circ) und die B-Achsen (\odot) wandern im gleichen Betrag und Sinn auf Kleinkreisen (\triangle).
2. B_2 wird auf dem kürzesten Weg auf einem Großkreis mit B_1 zur Deckung gebracht; auch die übrigen bereits veränderten Daten werden im selben Maß auf Meridianen verschoben (\square).
3. Die Rotationsachse (\boxtimes) wird in die Ausgangsstellung bewegt; die Klüftpol-Schwerpunkte (\square) wandern entsprechend auf Kleinkreisen und nehmen so ihre neue Lage ein (\bullet).

Abb. 11. Die durch konstruktive Rückformung ermittelten Werte des Bereiches 2 werden in das Diagramm 1 eingetragen (\bullet). Die beiden völlig aus den Häufigkeitszonen von 1 herausfallenden Maxima entsprechen der jüngeren N-S-Klüftichtung.

MOHRsche- oder Scherklüfte

Sie finden sich nahezu auf allen im Vordevon und Unterdevon aufgenommenen Kluftdiagrammen und lassen sich als hkO-Flächen deutlich auf das Faltengefüge beziehen. Sofern beide Scharen entwickelt sind, werden sie von den B-Achsen halbiert. Der Winkel den sie miteinander einschließen ist meistens kleiner als 90° und von der Art des Gesteins abhängig. In der Regel handelt es sich bei ihnen um glatte, große Flächen mit steilem Einfallen.

b. Die Kennzeichen der zweiten Klüftgeneration

1. Sie besetzen in allen Diagrammen die gleichen Stellen, d. h. sie sind vom Primärgefüge völlig unabhängig.
2. Sehr oft liegen ihre Polmaxima außerhalb des Faltengefüges.
3. Fällt ein Maximum im Diagramm auf die Spur einer Ebene des Faltengefüges, so nimmt es eine asymmetrische Lage im betreffenden Gefügenetz ein.
4. Rotiert man sämtliche Gefügediagramme in eine gleiche Endlage, so verteilen sich die Maxima der Klüfte 2. Generation regellos in diesem konstruktiv ermittelten Sammeldiagramm.
5. Eine ganze Reihe von ihnen treten in den jüngeren Gesteinen des Taunusvorlandes auf.

Lage und Beschaffenheit der zweiten Klüftgeneration

In fast keinem Diagramm fehlen die bei $70-110^\circ$ bzw. $250-290^\circ$ liegenden Klüftscharen. Ihnen entsprechen die tatsächlichen Streichrichtungen von $160-200^\circ$ bzw. $340-20^\circ$. Die Maxima der Pole zeigen stets eine hohe Besetzungsdichte.

Diese regional wichtigen Klüfte bilden fast immer großflächige, glatte Ablösungsflächen, die bis 1—2 cm eng stehen können. Sie schieben stets steil ein. Geringe Schwankungen lassen sich im Einfallen der Klüftflächen registrieren. So herrschen am E-Hang des Staufens und Rosserts und im Silberbachtal, ebenso wie am Judenkopf nach E einfallende Klüfte vor. Am W-Hang des Staufens und Rosserts und auf der linken Talseite des Schwarzbaches überwiegen die nach W einfallenden. Hierin prägen sich großtektonische Charakteristika aus, die wahrscheinlich auf die jüngere Bruchschollentektonik der destruktiven Phase der Tektonik zu beziehen sind.

In den tonigen und phyllitischen Partien wurden die Klüfte der 2. Generation dadurch ausgelenkt, daß sie spitzwinklig auf solche der 1. Generation trafen. Es entstanden dabei treppenförmige, uneben erscheinende Klüftflächen, die sich aus der Überlagerung beider erklären lassen.

c. Die Kennzeichen der Knick- oder Kniebildungen

Gewisse Beziehungen in dem nach der Faltung stark von Verschiebungen betroffenen Gebiet scheinen zwischen dem Klüftgefüge und den als Knick-, Knie- oder Knitterbildungen bezeichneten (KIENOW 1934, ENGELS 1955, HOEPPENER 1956 u. a.) Merkmalen zu bestehen. Es handelt sich dabei um z-förmige, seltener flexurartige Verbiegungen von S-Flächen.

Im Untersuchungsgebiet kommen sie vereinzelt oder geschart vor. Stellenweise erscheinen sie auf den s-Flächen als gleichmäßig geformte, flachwellige, engstehende Verbiegungen (Sp. 2–5 cm, Am. bis 1 cm), die nur deshalb als Knickung kenntlich sind, weil ihre Achsen kaum parallel verlaufen. Sie können sich auch überschneiden, gabeln und wieder zusammenlaufen (D. RICHTER 1959) (Taf. 1 Fig. 6). Wie sich aus Abb. 18 (S. 52) ersehen läßt, haben sie sehr unterschiedliche Richtungsbeträge. Meistens weist ihr Abtauchen in die Richtung einer benachbarten Großstörung.

Aus dem Kartenbild ergibt sich, daß ihr Auftreten zonar gebunden ist und enge Beziehungen zur Großtektonik aufweist. Aus der konstruktiven Ermittlung ihrer Bezugsdaten wird deutlich, daß sie sich aus dem Zusammenwirken von Klüften 1. und 2. Generation erklären lassen. Selten werden sie allein von Klüften der 2. Generation gebildet. Im Unterdevon kommen Knickungen vor, die parallel zu (ac)-Klüften liegen und die ss-Flächen in einem Sinne verbiegen, welcher dem der Vertikalverschiebungen an benachbarten Störungen entspricht.

Der Zusammenhang der Knicke mit Klüften kennzeichnet sie vorwiegend als Ausweitungsformen (D. RICHTER 1959), was sich auch in ihrem Gebundensein an die Hauptstörungslinien bestätigt.

D. Auswertung und Folgerungen

1. Die Symmetriebeziehungen der kleintektonischen Elemente zueinander

Der tektonische Charakter eines bestimmten Bereiches wird durch die räumliche Lage seiner Gefügedaten beschrieben. Diese lassen sich mittels der von B. SANDER entwickelten statistischen Methode auf einer Lagenkugelprojektion sammeln und miteinander in Beziehung bringen. In der Gefügekunde wird dazu das flächentreue SCHMIDT'sche Netz, als Projektion der unteren Halbkugel, benutzt. Aus der räumlichen Anordnung und statistischen Häufung der Meßdaten ergeben sich Symmetriebeziehungen, die Rückschlüsse auf Art und Ablauf der Deformation ermöglichen (SANDER 1930, 1948, 1950; METZ 1957; HOENES 1955).

Drei Bereiche sollen als Beispiele für den Deformationsstil des Gebietes eingehender behandelt werden.

a. *B-Tektonik vom Spitzer Berg*

Bei diesem Aufschluß handelt es sich um den aufgelassenen Steinbruch NE von Ehlhalten (r 55220, h 60530) (Abb. 12).

Klar erscheinen auf dem Gefügediagramm 13 (Abb. 13) die Polmaxima der auf der Aufschlußskizze scharf ausgeprägten beiden Flächensysteme. Der Pol des π -Kreises ($65^\circ/6^\circ$ NE), auf dem beide Schwerpunkte liegen, deckt sie mit dem Maximum der gemessenen Faltenachsenlagen (B $65^\circ/7^\circ$ NE) und stimmt im wesentlichen auch mit dem hier nicht gezeigten β -Punktmaximum überein.

In der Kluftpolverteilung (Abb. 14) spiegelt sich ebenfalls das Faltengefüge wider. Sehr deutlich ist der Schwerpunkt der Gürtelkluftpole nach (ac), der mit B und π zusammenfällt. Zum Primärgefüge gehört weiterhin die im III. Quadranten asymmetrisch erscheinende hkO-Kluftschar.

Die junge N-S-Kluftrichtung ist mit 20 % belegt. Die nach E einfallenden Klüfte werden durch das Primärgefüge abgelenkt und zeigen die erwähnte treppenförmige Oberflächenbeschaffenheit.

Die Tautozonalität der s-Pole und die Übereinstimmung von linearen, flächigen und Kluff-Gefügedaten beweisen, daß das Gestein in einem einzigen Prägungsakt deformiert wurde. Lediglich die N-S-Klüfte gehen auf spätere tektonische Einwirkung zurück.

Auch in den übrigen Gefügediagrammen des Untersuchungsgebietes verteilen sich die s-Flächenpole ziemlich gleichmäßig auf einem π -Kreis.

Die symmetrologische Übereinstimmung der anderen Gefügedaten belegt somit auch hier den einfachen Gefügeplan, dem sich die zweite Schiefrigkeit einordnet, obwohl

sie das Faltengefüge diskordant durchschlägt. In ihr kommt eine Mehrphasigkeit des Deformationsvorganges zum Ausdruck.

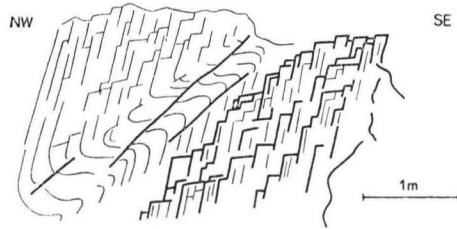


Abb. 12.

Abb. 12. Faltenbau und Schieferigkeit. — Bunte Schiefer des Gedinne vom Spitzer Berg (r 55220, h 60530).

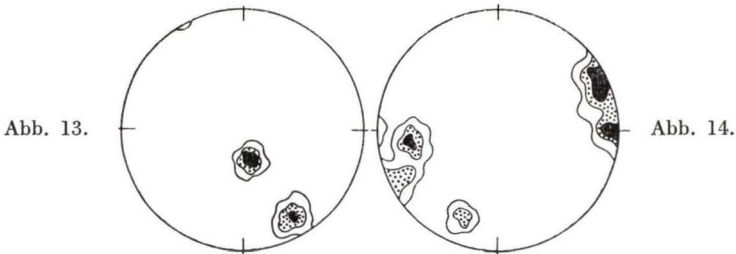


Abb. 13.

Abb. 14.

Abb. 13. Teildiagramm der s_1 - und s_2 -Flächenpole — 150 Messungen — Belegungsdichte: 5 — 10 — 15 ‰

Abb. 14. Kluftpol-Teildiagramm — 240 Messungen — Belegungsdichte: 6 — 12 — 20 ‰

b. $B_2 \Delta B_1$ -Gefüge im Steinbruch Fischbachtal

Die großtektonische außerordentliche Lage des Aufschlusses im Fischbachtal hat zu einer Reihe kleintektonischer Besonderheiten geführt. Vor allem fallen die beiden hier vorkommenden B-Achsen ins Auge, die sich auch konstruktiv aus einem Teildiagramm sämtlicher gemessener s-Flächenpole ermitteln lassen. Diese verteilen sich darin auf zwei Tautozonalitätskreisen, deren π -Pole mit den gemessenen B-Achsenwerten übereinstimmen (π_1 $40^\circ/5-10^\circ$ NE; π_2 $53^\circ/7^\circ$ NE) (Abb. 15).

Keine dieser π -Pole entspricht den in den Nachbarbereichen festgestellten B-Achsenlagen. Es muß daher angenommen werden, daß die Gesteine des Steinbruches Fischbachtal verkippt wurden. Zum Vergleich wurden deshalb die s-Flächenpolmaxima des Gefüges konstruktiv zurückrotiert (Abb. 16 u. 17). Als eindeutige Bezugsmerkmale der Rotation kommen dafür einmal die Faltenachse, zum anderen die konstruktiv zu ermittelnde π -Achse des s_2 -Flächensystems in Betracht. Letztere empfahl sich aus folgenden Gründen:

1. Die Faltenachsen schwanken im Untersuchungsgebiet nicht nur horizontal, sondern auch vertikal.
2. Das tektonische Element das die geringsten Lageverschiedenheiten in allen untersuchten Bereichen aufwies war das s_2 -Flächensystem, da es nach dem eigent-

lichen Faltungsakt geschaffen wurde. Der Geländebefund und die Gefügediagramme zeigen aber, daß es unter dem gleichen Beanspruchungsplan, nur mit anderen Koordinaten a und c , angelegt wurde. Als letztes tektonisches Merkmal eines einfachen, teilweise aber schon wieder überprägten Gefüges eignet es sich vorzüglich dazu, Verschiebungsvorgänge während des mehrphasigen Ablaufes der Kinematik aufklären zu helfen.

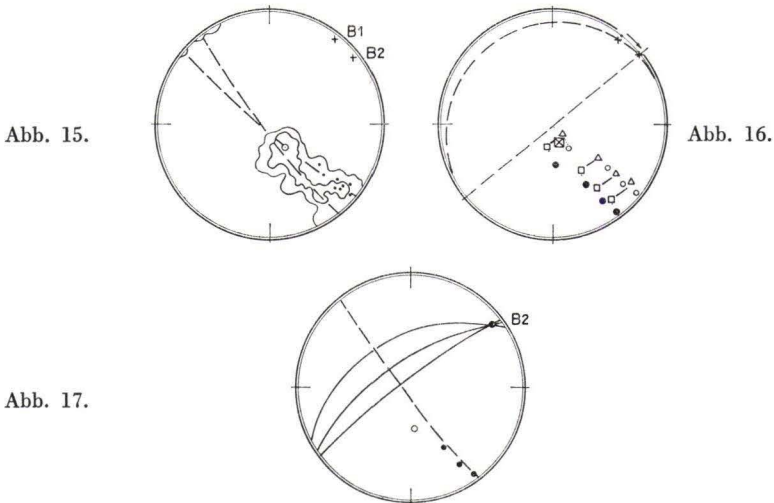


Abb. 15—17. $B_2 \wedge B_1$ -Gefüge. — Bunte Serizit-Chlorit-Phyllite der Eppsteiner Schiefer des Steinbruches im Fischbachtal (r 57980, h 57360).

Abb. 15. Die Häufigkeitsverteilung der ss - bzw. s_1 -Flächenpole ergibt zwei π -Kreise, deren Normalendurchstichpunkte im SCHMIDT'schen Netz mit den Schwerpunkten der gemessenen Faltenachsen B_1 und B_2 übereinstimmen. Die flach nach NW einfallenden Schieferigkeitsflächen gehören beiden Tautozonalitätsbereichen an.

Abb. 16. Darstellung der konstruktiven Rotation von B_1 in die Lage von B_2 , wie sie auf S. 44 beschrieben ist.

- Die Ausgangslagen der Schwerpunkte
- ⊠ Die Rotationsachse
- △ Die erstmals veränderten Schwerpunkte
- Die Maxima nach der zweiten Verschiebung
- Die endgültigen Werte

Abb. 17. Die rotierten Schwerpunkte der zu B_1 tautozonalen Flächenpole liegen bis auf die Schieferigkeit s_2 (○) auf dem B_2 zugeordneten π -Kreis.

Ergebnis der gefügetektonischen Analyse

1. Die größeren Kleinfalten entstanden zuerst und während der Hauptfaltung des Gebirges, wie sich aus dem Zusammenfallen von B_1 mit den π -Achsen (nach sicheren ss konstruiert) und dem Polmaximum der (ac)-Klüfte ergibt. Die Anlage des Achsen- und Flächengefüges erfolgte allem Anschein nach syntektonisch.

2. An diesem Faltenbau ist die Schieferigkeit (s_2) nicht beteiligt. Ihre scheinbar tautozonalen Flächenlagen werden bei konstruktiver Rückformung des Bereiches aus dem des neuen π -Kreises herausgedreht (Abb. 17).
3. Die Schollenrotation fand während des Faltungsaktes statt. Das System der s_2 -Flächen wurde nach ihr und nach der Hauptfaltung angelegt.
4. In der zweiten Phase der tektonischen Deformation wurde durch ein weiteres tautozonales Flächenbündel, dem auch s_2 angehört, B_2 gebildet. Es steht spitzwinklig zu B_1 ($B_2 \angle B_1$). Durch das neue Gefüge wurde das alte z. T. stark überprägt.
5. Aus diesen Erkenntnissen wird auch die sehr unterschiedliche Lage des δ -Linears und andere Lineare (S. 40, 42) verständlich; sie ist aus der nochmaligen Beanspruchung des syntektonisch gekippten Bereiches zu verstehen.
6. Durch die Rotation wird das in der zweiten Phase der Deformation geschaffene Gefüge in eine Lage gebracht, die gegenüber dem ersten gewinkelt ist.
7. In der letzten Phase der Gefügebildung des Aufschlusses im Fischbachtal entstand das 3. Linear. Es steht in enger Konnektion zum B_2 -Gefüge, was sich darin zeigt, daß es auf s_2 -Flächen verzeichnet ist und B_2 von ihm aus- bzw. umgelenkt wird. Es läßt sich auf eine weitere mehr oder weniger verborgene Schieferigkeit (s_3) zurückführen.

Großtektonische Folgerungen aus dieser Analyse

Die hier festgestellten Befunde zeigen über den betrachteten Bereich hinaus, daß die Querwölbung des Taunus synkinematisch erfolgte, also in die Hauptfaltung hineinreicht³⁾. Im einzelnen sprechen dafür die synkinematisch gekippten und aus ihrer Richtung verdrehten Faltenachsen und die gleichbleibende Lage des in einer Spätphase des Deformationsvorganges entstandenen s_2 -Flächensystems in allen Bereichen unterschiedlicher Faltenachsenlage.

c. Schollenrotationen nach Ausbildung des Faltengefüges

In verschiedenen Bereichen läßt sich weiter beobachten, daß die tektonischen Merkmale von den Normallagen abweichen. Faßt man sie in Sammeldiagrammen zusammen, so erkennt man jedoch, daß die Symmetrie des Faltengefüges gewahrt bleibt. Es handelt sich demnach um Schollenrotationen nach der Auffaltung des Gebietes.

Kippungen dieser Art finden sich vorwiegend im Einflußbereich der Südrandstörungen. Nur vereinzelt und dann mit sehr geringen Lageabweichungen konnten sie innerhalb des untersuchten Gebietes nachgewiesen werden.

³⁾ Eine andere Auffassung darüber hat KUBELLA (1951) vertreten.

2. Die Vergenzen

Aus den Aufschlußbeschreibungen geht hervor, daß die Vergenzen der Kleinfalten im Untersuchungsgebiet sehr unterschiedlich sein können. Im allgemeinen gilt, daß südlich der Magmatite NW-Vergenz, nördlich davon jedoch SE-Vergenz regiert und zwar in Falten aller Größen. Aus diesem Bild fallen heraus die aus dem S-Teil, vor allem in der Gegend von Eppstein auftretenden gegenvergente Klein- und Mikrofalten, die eine Entsprechung im Zentralteil des Verbreitungsgebietes der Grünschiefer besitzen.

Diese Vergenzverschiedenheiten lassen sich auf zwei Ursachen zurückführen: zunächst vor allem auf eine stauende Wirkung des Magmatitkörpers, die sich ja auch in der Zunahme der Faltungsintensität und im Versteilen der Faltenpiegel in Richtung auf sie hin äußert, und auf die anschließende Überprägung des Faltenbildes durch die zweite Schieferung, die sich in Mikro- und Kleinfalten zeigt.

3. Der tektonische Stockwerksbau

Die kleintektonischen Gefügemerkmale ermöglichen innerhalb des untersuchten Gebietes Zonen verschiedener Deformationsgrade auszuscheiden. Die kontinuierliche Zu- bzw. Abnahme der Intensitätsunterschiede erlaubt zwar nicht zwischen ihnen scharfe Grenzen zu ziehen, stellt man jedoch kennzeichnende Bereiche der einzelnen Stockwerke einander gegenüber, so ist deren Eigenständigkeit gesichert.

Insgesamt konnten drei tektonische Zonen unterschieden werden. Das System der Taunusrandstörungen schuf außerdem in einem schmalen Streifen längs der S-Grenze des Gebirges besondere Strukturen, auf die in diesem Zusammenhang ebenfalls eingegangen werden soll.

a. Die Zone der Kataklyse

Das Taunusgebirge wird im S an einer tiefgreifenden, schmalen, spitzwinklig das Gebirge treffenden Störungszone gegen Schichten des Rotliegenden, Tertiärs, oder Quartärs verworfen (WENZ 1921). Im untersuchten Gebiet wurden u. a. obere Lorsbacher Schiefer mit in die abschiebenden Bewegungen einbezogen und ruptuell deformiert. Die Intensität der Beanspruchung reicht von einfacher Bruchbildung bis zu Mylonitisation.

Eine das Faltengefüge diskordant durchschlagende Verquarzung wurde noch mit in die deformierenden Vorgänge einbezogen. Sie dürfte zeitlich mit dem beginnenden Aufreißen der Verwerfungen zusammengefallen sein.

b. Zone schwach deformierter Gesteine

Schwach deformierte Gesteine finden sich sowohl südlich als auch nördlich der Magmatite. Hier sind es Graue Phyllite und Bunte Schiefer, dort Schichten der oberen Lorsbacher Schiefer Folge (Taf. 1, Fig. 2).

Als gefügetektonische Kennzeichen fallen in kompetenten Schichten der S-Zone seichte, weitgespannte monokline und asymmetrische Kleinfalten und flache Faltenpiegel, nördlich der Magmatite schwache, aber auch bereits mittelstarke Faltungsintensität und steile oder mittelsteile Faltenpiegel auf. Während dort Biegefalten überwiegen,

kommen hier auch Biegescher- und Scherfalten vor. Die inkompetenten Lagen zeigen flächige Absonderung; häufig sind sie auch gerunzelt, gefältelt oder weisen lineare Gefügedaten auf. Parallelschiefrigkeit ($s_1 \parallel ss$) läßt sich besonders im N-Teil häufig beobachten. Hier ist auch die Transversalschiefrigkeit ($s_2 \Delta s_1$ bzw. ss) mit untervorschiebenden Bewegungen stets gut entwickelt.

c. Zone stärkerer Faltungsintensität

Von den Aufschlüssen der oberen Lorsbacher Schiefer am Judenkopf aus gelangt man talwärts in Bereiche zunehmender Faltungsintensität. Dieser Zone gehören vor allem die unteren und mittleren Lorsbacher Schiefer und Teile der Eppsteiner Schiefer an. Es hat den Anschein, als verlief die Grenze zwischen den Arealen unterschiedlicher Deformation schicht-parallel.

Die Kennzeichen dieser Zone finden sich bis an den Serizitgneis auf dem Fischbacher Kopf. Hier liegt insofern ein Schnitt im Profil vor, als die gefügetektonischen Merkmale der Phyllite und der Magmatite nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden können. Weiter unten wird deshalb versucht werden auf anderem Wege die Verhältnisse zu klären. Im N-Teil der Magmatite war es mangels günstiger Aufschlüsse nicht möglich feintektonische Beobachtungen zu sammeln.

Der häufige Wechsel von Lagen unterschiedlicher Konsistenz und Mächtigkeit führte in diesem tektonischen Stockwerk zu einem sehr disharmonischen Faltenbild. Monokline und asymmetrische Biege-, Biegescher- und Scherfalten kommen gleichwertig nebeneinander vor. Hin und wieder finden sich in geringmächtigen Quarzitbändern der Lorsbacher Schiefer selektive Kleinfalten (D. RICHTER 1959) kenntlich an Richtungsabweichungen der Achsen bis zu 10° vom Normalstreichen. Die Faltungsintensität und das Einfallen des Faltenspiegels erhöhen sich sowohl nach unten im Profil als auch gegen die N-Grenze der Verbreitung vordevonischer Sedimentgesteine.

Eine vorkinematisch angelegte Parallelschiefrigkeit ($s_1 \parallel ss$) tritt ebenso deutlich in Erscheinung wie das s_2 -Flächensystem ($s_2 \Delta s_1$ bzw. ss). Diese Transversalschieferung wirkte vielfach modifizierend auf das Faltenbild ein und vermochte in weniger kompetenten Schichten sogar gegenvergente Mikrofalten zu erzeugen (Taf. 1, Fig. 4). Die sigmoidal an die s_2 -Flächen geschleppten sedimentären Feinlagen (Taf. 1, Fig. 3) weisen auf untervorschiebende Bewegungen auf ihnen hin, die (SCHWAN 1958) aufbrechenden Charakter haben und damit die gebundene Tektonik des Gebietes beweisen.

d. Stark deformierte Magmatite

Im Gebiet um Rossert, Hainkopf und Dachsbau finden sich Grünschiefer, die intensiv verfault sind, stellenweise sogar, wohl z. T. infolge tektonischer Durchformung, phyllitischen Habitus haben. Innerhalb des Gesteinskörpers wechseln jedoch Bereiche stärker und kaum merklicher Verbiegung ab – eine Erscheinung, die mit der Raumlage der Schiefrigkeit (s_1) in engem Zusammenhang steht (S. 35), – es ist daher nicht möglich, das Gebiet nach der äußerlichen Gesteinsbeschaffenheit in Areale unterschiedlicher Grade der Deformation zu gliedern. Trotz ihres Aussehens wurden nämlich auch die den Grünschiefern zwischengelagerten bzw. benachbarten Felsokeratophyre und Seri-

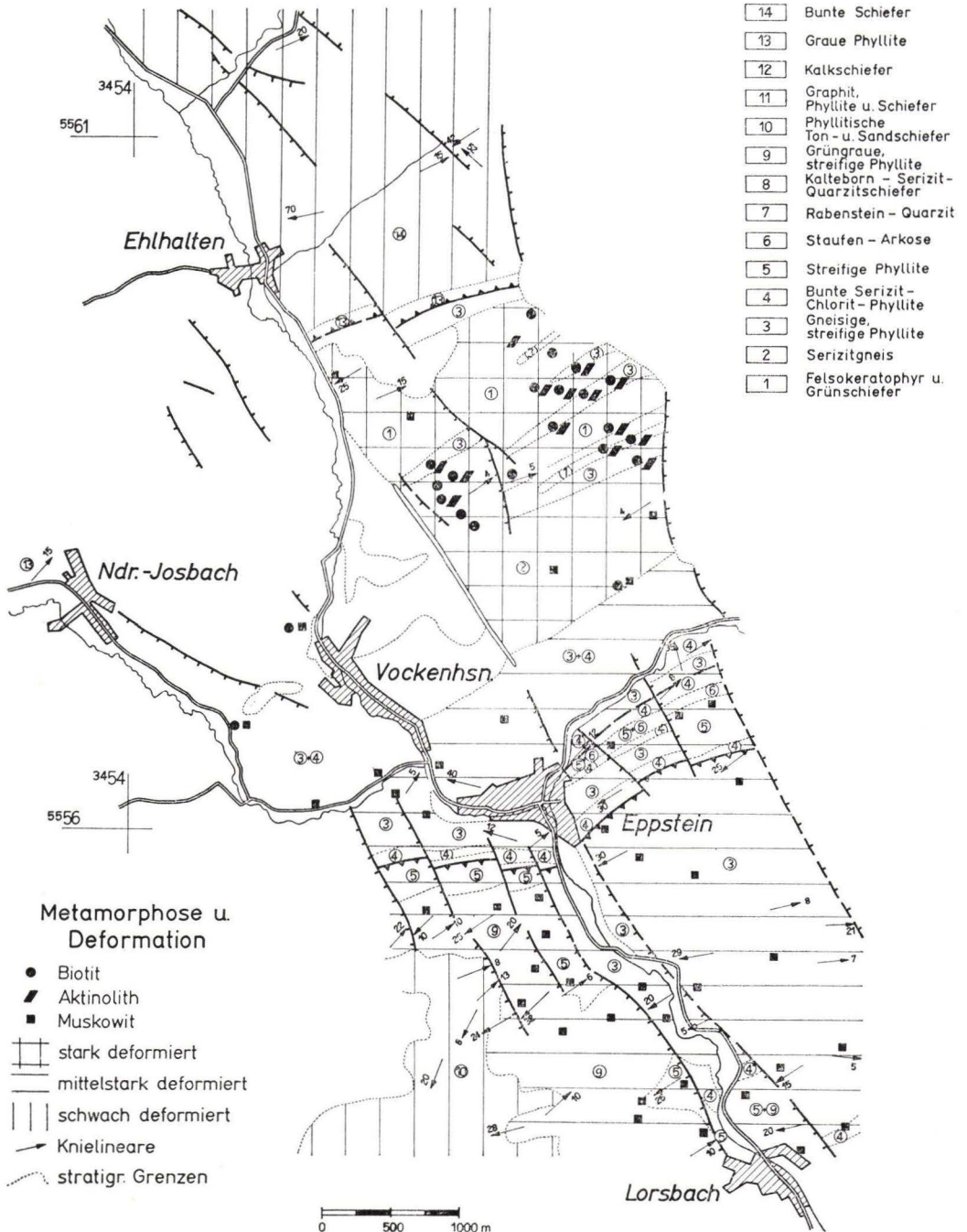


Abb. 18. Metamorphose und Deformation im Gebiet zwischen Ehlhalten und Lorsbach.

zitgneise von den gleichen tektonischen Kräften erfaßt und z. T. sehr intensiv umgeprägt. Dies zeigt sich u. a. in der bereits mehrfach erwähnten Bändertextur in Felsokeratophyren und Serizitgneisen (Taf. 1, Fig 1; Abb. 5 b), die nicht als tektonisches Gebilde gedeutet werden kann (CHATTERJEE & PLESSMANN 1958), sondern als Fluidalgefüge betrachtet werden muß.

Von Parallelschiefrigkeit in Verbindung mit den Magmatiten zu reden ist nur insoweit zulässig als die Konkordanz dieses Strukturbestandteiles mit der Parallelschiefrigkeit in den Sedimentgesteinen gemeint wird. Besser ist es von s_1 zu sprechen, das in allen magmatogenen Gesteinen zu beobachten ist und in den Grünschiefern besonders eng steht. Mandelhohlräume in Grünschiefern und Felsokeratophyren wurden häufig parallel zu s_1 abgeplattet.

Je nach der Raumlage von s_1 , wurden diese Flächen flachwellig und weitspannig oder intensiv kleingefaltet. Lediglich in den Grünschiefern konnten bisher übergeordnete Falten nachgewiesen werden. SE-Vergenz herrscht vor. Die Faltenspiegel stehen in den Serizitgneisen zumeist saiger, in den Grünschiefern kommen horizontal liegende vor.

Die zweite Schiefrrigkeit ist zum mindesten latent in allen Partien vorhanden, kommt aber nur in den Grünschiefern und Felsokeratophyren besonders zur Geltung.

4. Das Ausmaß der „inneren Deformation“

Die Tektogenese im Taunus führte zu einer „inneren Deformation“ (D. RICHTER 1959) der davon betroffenen Gesteinskomplexe. Diese wurde bisher an Hand deformierter Fossilien (BREDDIN 1931, 1956, 1958 a und b; HELLMERS 1958), Oolithe (E. CLOOS 1947), Konglomerate (OFTEDAHL 1948), selektiver Klein- und Mikrofallen (D. RICHTER 1959, 1960) und anderer Gesteinskörper (SANDER 1930, 1950; GAERTNER 1953) untersucht.

In dem tektonisch näher studierten Bereichen des südlichen Taunus konnten Anzeichen einer „inneren Deformation“ einmal in der Brekzie der Grauen Phyllite von Niederjosbach, zum anderen in den umgeprägten Quarz-Phänoklasten der Staufener Arkose und mancher Eppsteiner Schiefer (Taf. 2, Fig. 5 und 9), in den deformierten Mandeln von Grünschiefern und Felsokeratophyren und schließlich in verdrückten Pyritkuben der höchsten Eppsteiner Schiefer festgestellt werden. Besonderes Interesse beanspruchen dabei die zuletzt genannten Elemente, da sie, im Gegensatz zur zweidimensionalen Deformation in den Grauen Phylliten, dreidimensional verformt wurden und damit eine B-achsiale Streckung des Gebirgskörpers andeuten.

Die offenen oder mineralisierten Mandeln in den vordevonischen Magmatiten sind oft in s_1 abgeplattet und in B gelängt, zeigen somit also eine enge Verknüpfung mit dem Deformationsplan. Aus ihrer Formänderung läßt sich jedoch kein Maß für die „innere Deformation“ der Gesteine gewinnen, da die ursprünglich gasgefüllten Räume nicht unbedingt kugelig gewesen sein müssen; ihre Gestalt wurde vielmehr weitgehend von den äußeren Faktoren bei der Platznahme des plastischen Magmas bestimmt.

Da auch für die Quarz-Phänoklasten der Staufener Arkose Isometrie nicht von vornherein als gegeben angenommen werden durfte, wurden für die Errechnung der Gebirgslängung die Maße nur solcher Gesteinspartikel berücksichtigt, welche infolge ihrer Größe einen möglichst hohen Grad der Zurundung erwarten lassen (PETTIJOHN 1949, S. 400). Die an völlig rekristallisierten lentikulären Quarzkörpern ermittelte Längung von 70 bis 200 % liegt aber ebenso weit über dem wirklichen Wert wie die, welche an teilweise umkristallisierten mit 50 bis 120 % errechnet wurde.

Der Grund dafür muß einmal in einem subjektiven Meßfehler gesehen werden, der mit den kleinen Abmessungen zusammenhängt und bei der Umrechnung stark ins Gewicht fällt, der aber auch mit der schwierigen Abgrenzung ursprünglich einheitlicher Klasten verknüpft ist. Mehr noch kann dafür die leichte Deformierbarkeit des Quarzes veranschlagt werden, wie sie sich u. a. in der BÖHMischen Streifung ausprägt. Auch an den nicht mehr zu kontrollierenden Einfluß auf das Maß der Deformation durch die Kristallisations-Schieferung vor der Faltung des Gebirges ist dabei zu denken.

Bessere Werte für die Gebirgslängung liefern die deformierten Pyritwürfel in den bunten Serizit-Chlorit-Phylliten der oberen Eppsteiner Schiefer. Der an ihnen festgestellte Mittelwert von 20 % dürfte allerdings etwas zu hoch liegen.

Die unterschiedliche Längung der Phyllite in b deutet sich darüber hinaus in den Reißfugen (SANDER 1930, 1950) oder Q-Klüften (H. CLOOS 1936) parallel (ac) an, die beim Deformationsvorgang senkrecht dazu entstanden. Gefüllte Mineralgänge und Gangklüfte kompetenter Schichten dürfen daher ebenfalls als Maß für ihre Ausdehnung im Vergleich zur „inneren Verformung“ der umgebenden Phyllite und Schiefer herangezogen werden. Im höchsten tektonischen Stockwerk betrug die nach dieser Methode für den Handstück-Bereich ermittelte Ausweitung 0,8 bis 1,3 % in den tieferen Lorschbacher Schiefen und in den Eppsteiner Schiefen 1 bis 3 %.

Schließlich läßt sich auch die Querwellung des Taunus zur quantitativen Erfassung der „inneren Deformation“ verwenden. Sie kann als Folge einer gehemmten seitlichen Ausdehnung betrachtet werden (M. RICHTER 1958). Das Ausmaß der lateralen Dehnung läßt sich nach BREDDIN (1958) aus dem Einschubwinkel der B-Achsen errechnen. Legt man einen durchschnittlichen Einschubwinkel von 12° der Berechnung zugrunde, so erhält man nach dieser Methode eine Längung des Gebirgskörpers von 2,2 %. Verglichen mit anderen Werten liegt diese Zahl sehr niedrig, was damit erklärt werden könnte, daß die Seitendehnung des Taunus während der Tektogenese im Streichen nicht allzusehr gebremst war.

Zusammengefaßt ergibt sich, daß die besten Zahlen für das Maß der Seitenlängung vielleicht die deformierten Pyritwürfel liefern. Obwohl auch bei ihnen einige schwer oder gar nicht zu kontrollierende Einflüsse verzerrend wirken, dürften sie für die Diskussion dieses Problems eine gute Grundlage bilden.

V. Metamorphose und Deformation

Bislang galt, daß die vordevonischen Gesteine epimetamorph verändert seien (SCHLOSSMACHER 1920, 1921). Neuerdings hat sich WIRTH (1960) mit den metamorphen Verhältnissen im N-Teil des Vordevons auseinandergesetzt. Auf der Grundlage der unterschiedlichen Metamorphosegrade konnte er in diesem Gebiet zwei Gesteinsgruppen ausscheiden: Gesteine geringerer (Epizone) und solche höherer Metamorphose (beginnende Mesozone), jeweils durch Serizit- und Chlorit-, bzw. Biotit-Blastese gekennzeichnet. Die Mineralneubildung in der ersten Gruppe sah er im wesentlichen als prätektonisch, die der letzten als posttektonisch an.

Um den Beziehungen zwischen Metamorphose und Deformation nachgehen zu können, wurde der Charakter ersterer im gesamten Profilbereich erneut untersucht. Als wichtigste neugesproßte Minerale fanden sich: Serizit, Chlorit, Muskowit, Aktinolith und Biotit. Aus der Art ihres Vorkommens, ihrer Beschaffenheit und Lage zu den tektonischen Gefügemerkmalen konnte eine vor-, eine syn- und eine postkinematische Metamorphose unterschieden werden.

A. Das zeitliche Verhältnis

1. Die vortektonische Metamorphosierung

Die erste metamorphe Umwandlung der Sedimentgesteine stellt eine Abbildungskristallisation dar, die vielleicht schon im Geosynklinalladium stattfand. Im ganzen Untersuchungsgebiet pausen Serizit-Chlorit-Porphyroblasten-Bänder die ehemals tonigen Lagen des Primärgefüges ab. Auch die Quarzlagen sind größtenteils im Zusammenhang geblieben und zeugen für eine ehemalige Psammitfeinlagigkeit. Im quarzitischen Pflastergefüge entstanden aus Feldspaten vereinzelte Serizit- und Muskowitblättchen.

Die Abbildungskristallisation des primären Anlagerungsgefüges war verbunden mit einer Kristallisationsschieferung. Als Parallelschiefrigkeit ($s_1 \parallel ss$) ist sie nahezu in allen Sedimentgesteinen nachzuweisen. In den Magmatiten erfolgte eine Differenzierung im gleichen Sinne wie in den Sedimentgesteinen, was die entstehenden s_1 -Flächen beweisen. Daraus geht hervor, daß die magmatogenen Gesteine des Vordevons denselben tekto-metamorphen Bedingungen unterworfen waren wie die Phyllite und Quarzite.

Der Grad der Abbildungskristallisation hat den der Grünschiefer-Fazies wahrscheinlich nie überschritten. Der S-Teil des Vordevons, die Grauen Phyllite und Bunten Schiefer wurden wahrscheinlich sogar nur anchimetamorph überprägt.

2. Die synkinematische Mineralblastese

Die Mineralsprossung dauerte auch während des Deformationsvorganges an. Die Temperatur-Druck-Verhältnisse dieser Dynamometamorphose waren höher als die der vorausgegangenen statischen. Durch sie entstand jener Grad der Mineralfazies, der heute die vordevonischen und unterdevonischen Gesteine kennzeichnet.

Im Gegensatz zu den eng gefältelten und gestauchten Serizit-Chlorit-Strähnen sind die Muskowite auf s_1 nur etwas verbogen und leicht B-achsig gestreckt. Andererseits ergab die Dünnschliffuntersuchung, daß sie parallel zu den beiden Flächengefügen s_1 und s_2 liegen.

So kam durch die Auszählung von 110 Muskowit-(001)-Polen die Abb. 19 zustande, wonach die Glimmer in zwei bevorzugten Ebenen ausgerichtet sind. Dieser Befund ist umso bemerkenswerter als er sich in dem zugrunde liegenden grobstreifigen Eppsteiner Phyllit des Waltersteins (Taf. 1, Fig. 3) äußerlich nicht vermuten läßt, da dessen $s_1 \parallel ss$ -Flächen kaum gefältelt erscheinen. Richtet man das Diagramm so ein wie die Gesteinsstufe dem Aufschluß entnommen wurde, so steht ein Flächenpolmaximum senk-

recht zu $s_1 \parallel ss$. Die zweite (001)-Ebenenschar entspricht dagegen einem Flächensystem, das in den phyllitischen Partien als undeutliche Schieferigkeit (s_2) in Erscheinung tritt.

Der Gegensatz zwischen dem Grad der Deformation, der sich in den gefalteten Serizit-Chlorit-Strähnen und in den kaum verbogenen Muskowitblättchen in beiden tektonischen Flächengefügen äußert, erlaubt es letztere als synkinematische Sprossungen anzusehen.

Synkinematische Umkristallisationen sind auch die Ursache für die B-achsiale Quarzlängung. Größere Individuen wurden parallel zur zweiten Schieferigkeit zerlegt (Taf. 2 Fig. 9). Häufig ist in den aufgerissenen Spältchen Quarz, selten auch Muskowit auskristallisiert. Die Quarzblasten löschen undulös aus; die Muskowite sind leicht verbogen.

Die Aktinolithblastese im nördlichen Teil des Vordevons war bereits MILCH (1889) bekannt. Sie ist ein Produkt synkinematischer Metamorphose (RAMDOHR 1942; ES-KOLA 1946; CORRENS 1949; TRÖGER 1955), was sich auch darin widerspiegelt, daß die nephritischen Bildungen, dem Prinzip der leichten Wegsamkeit folgend, enge Beziehungen zum tektonischen Gefüge haben, daß größere Aktinolithnadeln durch die deformierenden Kräfte zerbrochen, geknickt oder verbogen wurden und schließlich die Mineralsprossung in Magmatiten und Sedimentiten nebeneinander festzustellen ist.

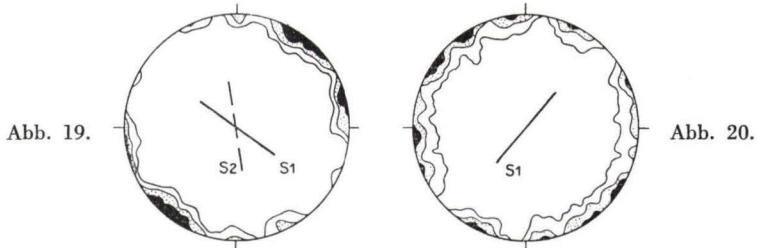


Abb. 19—20. Zum Zeitverhältnis der tektonischen Deformation und der Kristallisation.

Abb. 19. Die Muskowit-Blastese in Beziehung zum tektonischen Flächengefüge. — Sandstreifige Serizit (Muskowit)-Chlorit-Phyllite der Eppsteiner Schiefer vom Walterstein (r 58130, h 54850) — 120 Messungen — Belegungsdichte: 5 — 10 — 15 %.

Abb. 20. Biotit-Sprossung und Tektonik. — Grünschiefer des Hainkopfes (r 56360, h 58580) — 90 Messungen — Belegungsdichte: 5 — 10 — 15 %.

3. Die postkinematische Metamorphose

Auf Biotitneubildungen hatte bereits SCHLOSSMACHER (1919) verwiesen. WIRTH (1960) hat sie als postkinematische Sprossungen beschrieben.

Um die Zusammenhänge zwischen Deformation und Biotitblastese zu klären, wurde in den Grünschiefern des Hainkopfes (r 56370, h 58520) der metamorphe Mineralanteil näher untersucht. Die Serizite, Chlorite und Quarze wurden stark deformiert. Auch die größeren Aktinolithe sind tektonisch verändert. Die Biotitsprossung verläuft stellenweise flächig, in Form eines Durchwachsens des Gesteinsgefüges. Eine bevorzugte

Richtung läßt sich nicht feststellen. Häufig treten strahlenförmige Mineralporphyroblasten auf. Zwar kann man in einigen Dünnschliffen eine gewisse Abhängigkeit des Mineralwachstums von den tektonisch vorgezeichneten Flächen beobachten, meistens ergibt sich jedoch eine statistische Verteilung der Richtungen etwa der Art, wie sie die Abb. 20 zeigt.

Herr Prof. Dr. H. HENTSCHEL hält eine Kontaktmetamorphose für diese statische, postkinematische Biotitblastese für sehr wahrscheinlich (mündliche Mitteilung), sie kann daher nicht unbedingt als Beweis dafür betrachtet werden, daß von ihr „die am tiefsten versenkten und am stärksten umgewandelten Schichten des Vordevons“ (WIRTH 1960) betroffen wurden.

Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang auch die von SCHLOSSMACHER (1920) beschriebenen magmatisch-hydrothermalen Bildungen, die bisher nur in den Magmatiten gefunden werden konnten. Es handelt sich um seltene Kluffüllungen von Axinit, Fluorit und Apatit. Sie deuten auf einen Intrusivkörper im Untergrund des Taunus. Auffälligerweise halten sich Biotitblastese und hydrothermale Minerale fast ausschließlich im Bereich der Magmatite.

B. Das räumliche Verhältnis

Die enge Übereinstimmung zwischen Gefügebildung und synkinematischer Metamorphose erlaubt eine Gliederung des Gebietes auf tekto-metamorpher Grundlage. Dazu bedarf es allerdings einer empfindlicheren Metamorphosegliederung als der von WIRTH (1960) vorgeschlagenen, zumal die nachtektonische Biotitblastese aus der Betrachtung herauszunehmen ist.

Das schärfere Gliederungsprinzip wurde in dem der Mineralfazies nach ESKOLA (1921) gefunden. Danach lassen sich die Gesteine folgenden Bereichen zuordnen:

1. einer anchimetamorphen Zone,
2. einer Zone in Grünschiefer-Fazies und zwar der Chlorit-Muskowit-Schiefer-Sub-Fazies nach VOGT (1927) und
3. einer Zone in Epidot-Amphibolit-Fazies.

Da Deformation und Metamorphose zusammengehen, ist auch die Verteilung dieser Zonen eng mit den Bereichen unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung gekoppelt (Abb. 18, S. 52). Schwierigkeiten bereitet jedoch die Abgrenzung der einzelnen Fazieszonen gegeneinander, weshalb im folgenden näher darauf eingegangen werden soll.

1. Zur Abgrenzung der anchimetamorphen Zone gegen den Bereich in Grünschiefer-Fazies

Der größte Teil der als schwach deformiert bezeichneten Gesteine gehört der anchimetamorphen Zone an. Sie umfaßt südlich der Magmatite vor allem die oberen Lorsbacher Schiefer, nördlich von ihnen die Grauen Phyllite und Bunten Schiefer. Als charakteristische Mineralneubildungen treten Serizit, Chlorit und Quarz auf.

Stets lassen sich die ersten Muskowit-Porphyroblasten des unterlagernden höher metamorphen Bereiches, makro- wie mikroskopisch, auf den s_1 -Flächen der Kalteborn-Quarzitschiefer der mittleren Lorsbacher Schiefer nachweisen. Obwohl auch in den darüber folgenden phyllitischen Gesteinen der gleichen Unterabteilung Kalifeldspat vorkommt, konnten in ihnen bisher keine neugebildeten Muskowite gefunden werden. Die Grenze zwischen den beiden metamorphen Stockwerken muß deshalb über die im Gelände gut zu erfassenden Quarzite gelegt werden.

Die typomorphen Minerale des höher metamorphen Bereiches sind Chlorit, Serizit, Muskowit und Quarz. Diese Assoziation ist nach VOGT (1927) kennzeichnend für die Chlorit-Muskowit-Schiefer-Fazies. Bemerkenswerterweise läßt sich im Arbeitsgebiet nur diese Niedertemperatur-Subfazies innerhalb der Grünschiefer-Fazies ausscheiden. Äquivalente der höher metamorphen Biotit-Muskowit- und Epidot-Biotit-Fazies, die im Normalfalle auftreten, fehlen. Da auch die Serizitgneise des Fischbacher Kopfes den typomorphen Mineralbestand der „Muskowit-Chlorit-Schiefer-Fazies“ aufweisen, könnte der Ausfall der beiden Subfazies einmal durch den Materialunterschied zwischen Seditimentit und Magmatit bedingt sein. Berücksichtigt man andererseits die Veränderungen des Deformationsstiles gegen die Magmatite hin, so muß auch an einen eventuellen tektonischen Ausfall gedacht werden. Eingehendere petrographisch-geologische Beobachtungen werden in diesem Raum noch gesammelt werden müssen, um diese Probleme endgültig klären zu können. Der gegenwärtige Stand der Kenntnisse erlaubt es nicht der einen oder anderen Deutung den Vorzug zu geben.

2. Zur Grenze zwischen den Gesteinen in Grünschiefer- und Epidot-Amphibolit-Schiefer-Fazies

Nach dem mineralfaziell empfindlichsten Mineral wurde für die untere Grenze des Bereiches in „Epidot-Amphibolith-Fazies“ die Aktinolithführung der Gesteine zugrunde gelegt. Diese Zone bleibt auf die Grünschiefer und die zwischengelagerten Eppsteiner Schiefer beschränkt.

Vergleicht man Kartenbild (Abb. 18, S. 52) und Profil (Abb. 4, S. 30) miteinander, so erkennt man die Überlagerung dieser Zone mit den am stärksten deformierten Magmatiten. Zum anderen gibt der von WIRTH (1957) vom Buchwald bei Eppenhain (r 56760, h 59540) gefundene Grünschiefer „prasinitischer Fazies“ Hinweis darauf, daß die höhere Metamorphose auch in scheinbar weniger intensiv beanspruchte Räume hineingeht. Daraus ergeben sich wiederum Schwierigkeiten für die Grenzziehung gegen die nach N folgenden weniger metamorph veränderten Gesteine.

Vorläufig wird deshalb die Grenze dieses Metamorphosebereiches mit dem südlichsten und nördlichsten Fundpunkt des fazieskritischen Aktinolith gezogen. Es muß jedoch darauf aufmerksam gemacht werden, daß sie jederzeit durch Ergebnisse neuer Dünnschliffuntersuchungen in der einen oder anderen Richtung verschoben werden kann.

3. Die Grenze zwischen Vordevon und Grauen Phylliten

Der Mangel an Aufschlüssen in dem Raum zwischen der nördlichsten Aktinolith-Fundstelle und den Grauen Phylliten verbietet es sowohl eine Aussage über den Deformationsstil dieser Gesteine zu machen, als auch Material für Dünnschliffe zu gewinnen. Es muß deshalb vorerst offen bleiben, welchem tekto-metamorphen Stockwerk sie angehören. Sie wurden vorbehaltlich in die Zone II gestellt.

Tab. 4. Tektonische Stockwerke im südlichen Taunus.

Zone	S ü d e n			N o r d e n
	Anchimetamorphe Süd-Zone	Zone in Grünschiefer-Fazies	Zone in Epidot-Amphibolit-Fazies	Anchimetamorphe Nord-Zone
Stratigraph. Horizont	mittlere und obere Lorsbacher Schichten	Eppsteiner Schichten, untere und mittlere Lorsbacher Schichten	Magmatite und Eppsteiner Schichten	Graue Phyllite und Bunte Schiefer
Metam. Mineralbestand	Serizit, Chlorit, Quarz	Muskowit, Chlorit, Serizit, Albit, Quarz	Epidot, Aktinolith, Biotit, Chlorit, Serizit, Albit, Quarz	Serizit, Chlorit, Quarz
Deformation von ss	meist flachwellige und weitgespannte Falten, Biegefalten vorherrschend	Faltungsintensität stark bis sehr stark, Biege-, Biegescher- und Scherfalten	unbekannt	Faltungsintensität schwach bis mittelstark, Biegefalten herrschen vor
s ₁ ss (Kristallisations-schieferung)	wahrscheinlich vorhanden und verfaltet	sicher nachgewiesen, verfaltet	s ₁ in allen Gesteinstypen, verfaltet	meistens vorhanden
s ₂ Δ ss bzw. s ₁	undeutlich in inkompetenten Lagen	fehlt nur in sehr kompetenten Lagen, „untervorschiebend“	stets vorhanden, verursacht Gegenvergenz, „untervorschiebend“	stets vorhanden, verursacht Gegenvergenz, „untervorschiebend“
Lineare	Faltenachsen, Runzel- und δ -Lineare	Faltenachsen, Runzel- und δ -Lineare, „Faser“	Faltenachsen, δ -Lineare	Faltenachsen, Runzel- und δ -Lineare
Bemerkungen		zunehmende Verquarzung	stark verquarzt	

Auffallend ist der Kontrast hinsichtlich des Grades der tektonischen und metamorphen Beeinflussung in den nördlichsten beobachtbaren vordevonischen Gesteinen und den Grauen Phylliten. Nur durch das schmale Grünschiefer- und Phyllitband voneinander geschieden, liegen höchstmetamorphe Fazies und ein Bereich nebeneinander, der nach seiner Mineralführung bestenfalls als Übergang zwischen Grünschiefer-Fazies und anchimetamorpher Zone gedeutet werden kann. Wie weiter oben gezeigt werden konnte, setzt hier zugleich wieder ein Areal mit sehr schwacher Faltungsintensität ein.

Nach diesen Befunden scheint ein ganzes tekto-metamorphes Stockwerk (Zone II) entweder extrem verengt oder ganz ausgefallen zu sein. In deutlichem Gegensatz dazu nimmt nördlich dieser Grenze und südlich der Magmatite der Grad der tektometamorphen Deformation über einen breiten Bereich und ganz kontinuierlich, ohne scharfen Schnitt zwischen den einzelnen Stufen, ab.

Die angeführten Befunde sprechen sehr für eine tektonische Grenze. Mechanisch lassen sich die Deformationserscheinungen an ihr nur als Pressungsformen deuten. Da nördlich davon die Faltenspiegel der SE-vergenten Kleinfalten nach NW einfallen, ist es naheliegend anzunehmen die tektonische Grenze zwischen Vordevon und Grauen Phylliten als Gleitbahn zu betrachten, auf der die jüngeren Schichten synkinematisch an- oder auf die Magmatite geschoben wurden.

VI. Zur Frage der vorvaristischen Faltung des Vordevons

Die Altersangaben für das Vordevon schwanken zwischen Präkambrium und Mitteldevon (KOCH 1874, 1880; GOSSELET 1890; REINACH 1904; LEPSIUS 1908; KAYSER 1923; LEPPLA 1924; MICHELS 1926; KEGEL 1950; BIERTHER 1951; WO. SCHMIDT 1951). Bisher ist es nicht gelungen, in dieser Folge Fossilien zu finden. Die ersten datierbaren Gesteine über den fossilleren Schichten stellen die Grauen Phyllite dar, die als Vertretung der Schichten von Mondrepuits (REINACH 1900; LEPPLA 1923; FUCHS 1927, 1930; MICHELS 1932), neuerdings als silurisch-devonische Grenzschichten (WO. SCHMIDT 1958; WIRTH 1960) angesehen werden. Es darf als sicher angenommen werden, daß das Vordevon älter als diese Gesteine ist.

Damit wird die Frage aufgeworfen, ob die vordevonischen Gesteine nicht schon vorvaristisch deformiert wurden. Während MICHELS (1926, 1932) darauf verwies, daß kein sicherer Beweis für kaledonische Bewegungen zu führen sei, glaubte LEPPLA (1924) dagegen gewisse Hinweise dafür gefunden zu haben. KEGEL (1950) und WO. SCHMIDT (1951) vermuteten auf Grund paläogeographischer Überlegungen eine kaledonische Überprägung des Vordevons. CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) meinten aus dem Gefügeplan von Felsokeratophyren und Serizitgneisen eine vorvaristische Deformation herauslesen zu können, was jedoch durch vorliegende Arbeit nicht bestätigt werden konnte.

Für eine leichte vorvaristische tektonische Beeinflussung des Vordevons haben sich folgende Befunde ergeben: 1. Großtektonische Elemente. 2. Das Fehlen der Lorsbacher Schiefer im N-Teil des Vordevons. 3. Exotische Gesteinsreste in den Grauen Phylliten und Bunten Schiefeln. 4. Die geotektonische Stellung der vordevonischen Magmatite.

1. Auffällige großtektonische Elemente

Es besteht ein auffälliger Unterschied hinsichtlich des Baustils der Gebiete südlich und nördlich der Magmatite. In der knapp 2 km breiten Zone zwischen Staufen und Fischbacher Kopf sind die Eppsteiner und Lorsbacher Schichten in mehrere große Sättel und Mulden gelegt. Wie sich aus dem Kartenbild ergibt, handelt es sich z. T. um breite Mulden mit beträchtlichem Tiefgang. Obwohl anzunehmen ist, daß sie durch spätere Erosionsvorgänge stark gekappt wurden, beträgt das Ausstreichen der Lorsbacher Schichten in ihnen am N-Hang des Staufens und NE von Auringen immer noch etwa 500 m.

In den leichter faltbaren Bunten Schiefen und Grauen Phyllite nördlich der Magmatite konnte dagegen bisher nur innerhalb geringmächtiger Schichtpakete Verfaltung bzw. Verschuppung nachgewiesen werden (NICKEL 1958).

Der scharfe Kontrast hinsichtlich des tektonischen Großbaues der beiden Räume könnte sich dadurch erklären lassen, daß die Schichten vor der Hauptfaltung bereits in flachwellige Großfalten gelegt waren, die dann in varistischer Zeit eng zusammengesoben und versteilt wurden.

2. Das Fehlen der Lorsbacher Schiefer im N-Teil des Vordevons

Im ganzen N-Teil des Vordevons, besonders aber an der Grenze gegen die Grauen Phyllite, fehlen Lorsbacher Schichten. Andererseits gibt es keine Anhaltspunkte dafür, warum der mehrere hundert Meter mächtige Gesteinsstapel nach N hin ausfällt, zumal die unteren Lorsbacher Schiefer aus den muldenförmigen Bereichen am Staufen und bei Auringen faziell nur unbeträchtlich von den weiter südlich gelegenen Vorkommen abweichen.

Schon REINACH (1904, S. 5) nahm dieses Befundes wegen zwischen Vordevon und Unterdevon eine Diskordanz an. Seine Ansicht muß heute jedoch insofern enger gefaßt werden, als er die Grauen Phyllite als unvollständige Vertretung der Lorsbacher Schiefer ansah.

3. Exotische Gesteinsreste in den Grauen Phylliten

In den Grauen Phylliten und Bunten Schiefen kommen sog. intraformationelle Konglomerate und Brekzien vor, die exotische Gesteinsbruchstücke führen (LEPPLA 1924; MICHELS 1930, 1931; NICKEL 1958). Viele dieser Gesteinsreste ähneln den dunklen Lorsbacher Schiefen oder anderen vordevonischen Lagen, so daß man zu der Ansicht neigt, in ihnen Abtragungsschutt aus dem Vordevon zu sehen (siehe auch LEPPLA 1924).

4. Die geotektonische Stellung der vordevonischen Magmatite

Schließlich darf in diesem Zusammenhang die geotektonische Stellung der vordevonischen Magmatite nicht vergessen werden. Schon KEGEL (1950) betrachtete den keratophyrisch-diabasischen Magmatismus des Vordevons als initial im Sinne STILLES (1944). Nach seinen eigenen Worten können die Magmatite „dann keiner jüngeren als der kaledonischen Geosynklinale zugeordnet werden, sofern (sie) nicht noch älter sind“.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß aus den bisher nachgewiesenen kleintektonischen Merkmalen nicht auf eine vorvaristische Faltung des Vordevons geschlossen werden kann. Dagegen lassen sich großtektonische, stratigraphische und geomagnetische Gesichtspunkte vielleicht für eine solche ins Feld führen. Keinesfalls ist es aber richtig mit LEPLA (1924, S. 23) zu glauben, „daß die mechanischen Veränderungen . . . im Vordevon, also vor Ablagerung des Unterdevons, weit erheblichere Ausmaße angenommen hatten als das Unterdevon nach der karbonischen Faltung“. Eine ältere, bis jetzt keinesfalls sicher bewiesene Tektogenese wirkte sich höchstens als eine kaum gefügeverändernde Großfaltung auf das Vordevon aus. Die Deformationspläne in diesem Schichtenkomplex und im Unterdevon geben nur Hinweis auf einen einzigen, wenn auch mehrphasig verlaufenen gefügeprägenden Akt.

VII. Zur geologischen Geschichte des Südtanus

Zwischen den unterdevonischen Schichten, die auch den Taunuskamm aufbauen, und dem vorwiegend tertiären Taunusvorland, der Rhein-Main-Senke, liegt die Zone des Vordevons. Sie erstreckt sich aus der Gegend von Eltville am Rhein bis über Bad Homburg v. d. Höhe hinaus in einer Längsausdehnung von etwa 50 km und wird zusammengesetzt von einer Wechselfolge metamorph überprägter Magmatite und fossilereerer Sedimentgesteine. Großtektonisch gesehen bildet die Serie ein im N unvollständiges, quergewölbtes, WSW-ENE streichendes Antiklinorium, das nach E und W unter jüngere Gesteine einschiebt.

Die stratigraphischen Untersuchungen in der bisher kaum gegliederten, vorwiegend phyllitischen Sedimentgesteins-Folge führte zu einer sicheren Zweiteilung in eine liegende Grüngesteins- und eine hangende Schwarzschiefer-Serie. In Anlehnung an ältere, in der Zwischenzeit wieder aufgegebene Termini, wurde erstere Eppsteiner-, letztere Lorsbacher Schiefer Folge benannt. Auf den N-Teil des Vordevons beschränkt, treten innerhalb der Eppsteiner Schiefer magmatogene Gesteine auf. Sie halten sich hinsichtlich ihrer Verbreitung streng an das Gebirgsstreichen und wechsellagern mit schmalen Phyllitbändern. Die Lorsbacher Schiefer konnten weitgehend untergliedert werden. Sie setzen sich aus einer Anzahl sehr auffälliger Gesteinsarten zusammen, die z. T. durch einen hohen Graphitgehalt charakterisiert sind.

Die von früheren Bearbeitern des Gebietes (KOCH, REINACH) geäußerte Ansicht über die Gesteinsabfolge, die später als unbewiesen angezweifelt worden war, konnte durch vorliegende Untersuchung bestätigt werden. Das oben erwähnte Antiklinorium erklärt das Vorkommen der liegendsten Gesteine etwa im Mittel- und N-Teil des Arbeitsgebietes; nach S schließen hangendere Schichten an. Der schon von REINACH (1900) geäußerte Zweifel am Ausstreichen von Taunusquarzit am S-Rand des Vordevons bei Lorsbach besteht zu Recht; für die Gleichsetzung des hier lokal nachgewiesenen Kalksteines mit mitteldevonischem Massenkalk (BIERTHER 1951) fehlt jeglicher Beweis. Die Art des Gesteins, seine Lagerung und der Grad seiner tektonischen Verformung sprechen vielmehr dafür, daß es ein Bestandteil des Vordevons ist.

Eine zeitliche Einstufung des Vordevons kann infolge Fehlens von Fossilien aus dem Gebiet heraus nicht getroffen werden. Sie muß genaueren Studien in vergleichbaren Be-

reichen des varistischen Orogens vorbehalten bleiben. Eine mehrdeutige orogenetische Zeitmarke liefert die aus der tektonischen Analyse eines Profils durch das Vordevon gewonnene Vorstellung einer vorvaristischen Beanspruchung. Entgegen der Ansicht von CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) lassen sich jedoch in den vordevonischen Schichten des Arbeitsgebietes keine prävaristischen Gefüge erkennen. Die Gefügepläne der vordevonischen und unterdevonischen Gesteine stimmen miteinander überein und zeigen eine einfache, mehrphasig verlaufene Tektogenese.

Der stratigraphische Kontakt zwischen dem überlieferungsfreien Vordevon und den fossilführenden Grauen Phylliten ist nach wie vor ungeklärt. Möglicherweise liegt zwischen beiden Einheiten eine Schichtlücke, wie auch schon REINACH (1904) und WIRTH (1960) betonen. Heute sind sie tektonisch voneinander geschieden. Tektonische Bewegungen im Bereich der varistischen Geosynklinale mögen auch für die von WIRTH (1960) erkannten Unterschiede hinsichtlich der Petro-, Bio- und Chemo-Fazies zwischen Grauen Phylliten und Bunten Schiefern verantwortlich sein.

Vor der Bildung des Faltengefüges gerieten die Gesteine des südlichen Taunus in Bereiche höherer Temperaturen und Drucke und wurden leicht metamorphosiert. In den Sedimentgesteinen entstanden Mineralneubildungen parallel zum primären Anlageungsgefüge. Diese Abbildungskristallisation ist als Folge einer Kristallisationsschieferung anzusehen. Konkordant zu den sedimentären s_1 -Flächen erfuhren auch die vordevonischen Magmatite eine Verschieferung und Metamorphosierung.

Beim tangentialen Zusammenschub der Gesteinsmassen während der varistischen Tektogenese ließ der häufige Wechsel kompetenter und inkompetenter Schichten und die durch die Kristallisationsschieferung erzeugte engstehende s_1 -Flächenschar ein Faltenbündel mit fast streng parallel gerichteten Achsen entstehen. Die Vergenz dieser Klein- und Großfalten ist gegen die Magmatite hin gerichtet, die scheinbar wie ein Staukörper gewirkt haben. Ebenso wie die Faltungsintensität im gleichen Sinne sich steigert, wurden, im gleichen tektonischen Akt, die streichenden Störungen und die Faltenpiegel der Kleinfalten aufgerichtet. Nach S und gegen die oberen Lorsbacher Schichten hin verflachen sich diese allmählich, während sie sich im N schließlich in den Großfaltenbau des Unterdevons einpassen. Innerhalb der Grünschiefer, Serizitgneise und Felsokeratophyre herrschen zwar bestimmte Eigengesetzlichkeiten, die sich jedoch dem allgemeinen Gefügeplan einordnen lassen.

Mit der Einengung kam es zugleich zu einer „inneren Deformation“ (D. RICHTER 1959) der Gesteine. In den schwach beanspruchten Bereichen führte dies zu einer zweidimensionalen, in den stärker überprägten zu einer dreidimensionalen Verformung (BREDDIN 1931), wie sich in Verzeichnungen des Primärgefüges zeigt. Der Versuch, das Maß der seitlichen Längung nach b aus letzteren zu bestimmen, ist nur als ein solcher zu werten, da die Berechnung, je nach Methode, sehr unterschiedliche Werte ergab.

Die synkinematische Streckung des Gebirgskörpers hatte vertikale Verstellungen der Faltenachsen zur Folge, die als Hauptursache für die Querwölbung des Taunus anzusehen sind (MICHELS 1926). Eine zweite, im gleichen Deformationsakt angelegte Schiefrigkeit, traf bereits die verstellten Störungen, Faltenpiegel und Faltenachsen an. Ihre s_2 -Flächen durchschneiden die Falten diskordant, lassen sich aber i. a. dem Faltengefüge tautozonal zuordnen; sie wurden demnach in einer tektonischen Spätphase unter

den gleichen Beanspruchungsbedingungen angelegt. Die zweite Schieferigkeit durchschlug die Magmatite ungebrochen, wenn auch beträchtlich abgeschwächt.

Dieses zweite System von Schieferigkeitsflächen (s_2) (Schubklüftung SCHOLTZ 1930, 1932; false cleavage HARKER 1952), zeichnet sich durch eine Vielfalt von Ausbildungsformen aus, je nach dem Gesteinscharakter und dem Winkel zu s_1 . Das von ihr erzeugte δ -Linear weicht hinsichtlich seiner Lage stellenweise leicht von jener der Faltenachsen ab, was als Folge der angetroffenen verfalteten und verstellten ss - s_1 -Flächen betrachtet werden muß. Eine besondere Intensität erreichte die zweite Schieferung in den Grünschiefern von Rossert und Hainkopf und in manchen Partien der Lorsbacher Schichten, wo sie gegenvergente Klein- und Mikrofalten erzeugte. Die zumeist unterverschiebenden Gleitbewegungen an diesen Anisotropieflächen bestätigen die gebundene Tektonik des südlichen Rheinischen Schiefergebirges.

Das mikroskopische Bild der Gesteine beweist eine synkinematische Mineralneubildung im Sinne NIGGLIS (1950) bzw. BEDERKES (1953). Diese Dislokationsmetamorphose führte zu einem höheren Grad der Umwandlung als die vorausgegangene statische. Am stärksten wurden die Magmatite umgeprägt; sie liegen teilweise in Epidot-Amphibolit-Schiefer-Fazies vor. Durch Dynamometamorphose entstanden im S-Teil des Vordevons auch die Muskowitblasten, die eine Zone in Muskowit-Chlorit-Schiefer-Fazies auszuscheiden gestatten.

Diese Stufen der Metamorphose und die beschriebenen kleintektonischen Merkmale, wie Parallelschieferigkeit, s_1 -Faltung, Runzelung, Schubklüftung und Antivergenzen, stellen bereits Elemente der Grundgebirgstektonik dar (SCHROEDER 1958; WASTERNAK 1958; D. RICHTER 1959, 1960). Sie erklären sich letztlich aus der Lage des Arbeitsgebietes im varistischen Orogen an der Nahtstelle zwischen Rheino-herzynikum und Saxo-thuringikum (KOSSMAT 1927).

Kontaktmetamorphe Züge trägt eine postkinematische, statische Mineralsprossung. Auf einen zu vermutenden, unbekanntem Intrusivkörper im Untergrund des Taunus weisen auch magmatisch-hydrothermale Mineralabsätze auf Klüften des gleichen Verbreitungsgebietes hin. Bemerkenswerterweise fanden sich u. a. im Basalt von Naurod Einschlüsse von Granit, Diorit und Gabbro (SANDBERGER 1883, 1884).

Die destruktive Phase der Tektogenese des Gebietes, als Folge von Zerrungsvorgängen die mit seiner Heraushebung in Zusammenhang stehen, setzte bereits früh ein. In größeren, eingebrochenen Räumen, wie im Bereich der Idsteiner Senke, bei Bad Soden a. Ts. und nördlich von Eltville a. Rh., blieben infolgedessen die Lorsbacher Schiefer vor der Abtragung geschützt. Die starken Vertikalverschiebungen innerhalb des Arbeitsgebietes, die u. a. Knickbildungen und extreme Faltenachsenabbiegungen verursachten, lassen sich nur selten geochronologisch fassen. Auf Grund von Schotteranalysen glaubte GALLADÉ (1926) im Gebiet von Lorsbach-Langenhain solche zwischen mittlerem Oligozän und unterem Pliozän datieren zu können, während WENZ (1921) die Hauptstörungen des Taunussüdrandes für Nachpliozän hält. Die seismische Empfindlichkeit des Gebietes (Taunusbeben vom 22. Januar 1930; GUTENBERG 1930; KUBELLA 1951) weist andererseits darauf hin, daß die destruktive Phase der Tektonik im südlichen Taunus heute noch nicht zum Abschluß gekommen ist.

VIII. Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E.: Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. — *Geol. Rdsch.*, **41**, S. 33—40, Stuttgart 1953.
- BIERTHER, W.: Devon? am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **2**, S. 15—21, Wiesbaden 1951.
- BREDDIN, H.: Das Wesen der Druckschieferung im Rheinischen Schiefergebirge. — *Zbl. Mineral.*, 1931 B, S. 202—216, Stuttgart 1931.
- Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — *Z. deutsch geol. Ges.*, **106**, S. 227—305, Hannover 1956.
- Tektonische Gesteinsdeformation im kaum gefalteten Karbon des Erkelenzer Steinkohlenreviers. — *N. Jb. Geol. Paläontol.* 1958, Mh., S. 172—188, Stuttgart 1958 (a).
- Tektonisch deformierte Fossilien von der Zeche Mathias Stinnes in der Emscher Mulde und ihre Bedeutung für die Tektonik und Paläontologie des Ruhrkarbons. — *Glückauf*, **94**, S. 1095—1101, Essen 1958 (b).
- CHATTERJEE, N. D. & PLESSMANN, W.: Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, 1958, Mh., S. 449—459, Stuttgart 1958.
- CLOOS, E.: Oolithe Deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — *Bull. geol. Soc. America*, **58**, S. 843—917, New York 1947.
- CLOOS, H. & SCHOLTZ, H.: Die Grundlagen des Deckenbaues im südlichen Hunsrück. — *Geol. Rdsch.*, **21**, S. 289—293, Berlin 1930.
- CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. — Berlin 1949.
- ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **14**, Wiesbaden 1955.
- ESKOLA, P.: The Mineral Facies of Rocks. — *Norsk. geol. Tidsskr.*, (VI) **6**, Oslo 1921.
- Kristalle und Gesteine. Wien 1946.
- FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie. Frankfurt/M. 1955.
- GAERTNER, H. R. von: Großräumige Deformation durch Schieferung. — *C. R. 19. Congr. Géol. Intern. Sect.*, III, 3, S. 213—222, Alger 1953.
- GALLADE, M.: Die Oberflächenform des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **78**, S. 1—100, Wiesbaden 1926.
- GERTH, H.: Gebirgsbau und Fazies im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *Geol. Rdsch.*, **1**, S. 82—96, Leipzig 1910.
- GOSSELET, J.: Deux excursions dans le Hunsrück et le Taunus. — *Ann. Soc. géol. Nord.*, **17**, S. 300 bis 342, Lille 1890.
- GUTENBERG, G.: Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930. — *Natur u. Mus.*, **60**, S. 146—151, Frankfurt/M. 1930.
- HARKER, A.: Metamorphism. London 1952.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. Bd. 2: Die Schweizer Alpen. Leipzig 1921.
- HELLMERS, J. H.: Krinoidenstielglieder als Indikatoren der Gesteinsdeformation. — *Geol. Rdsch.*, **44**, S. 87—92, Stuttgart 1958.
- HOENES, D.: Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. In FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. **4**, 1, S. 321—695, Frankfurt/M. 1955.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — *Geol. Rdsch.*, **45**, S. 247—283, Stuttgart 1956.

- KAYSER, E.: Lehrbuch der geologischen Formationskunde. Bd. 1. Stuttgart 1923.
- KEGEL, W.: Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 267—289, Hannover 1950.
- KIENOW, S.: Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A., **54**, S. 58—95, Berlin 1934.
- KOCH, C.: Die kristallinen und metamorphen Schichten des Taunus. — Verh. Naturh. Ver. Rheinl. Westf., **31**, 1874.
- Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. preuß. geol. L. A. f. 1880, **1**, S. 190—242, Berlin 1881.
- Geol. Spec. Kte. Preußen u. Thür. St., Erl. Hochheim, Berlin 1880.
- Geol. Spec. Kte. Preußen u. Thür. St., Erl. Königstein, Berlin 1880.
- KOCKEL, C. W.: Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., Stuttgart 1957.
- KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L. A., **1**, Leipzig 1927.
- KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, Wiesbaden 1951.
- LEPPLA, A.: Geol. Kte. Preuß. u. benachb. B. St., Erl. Bl. Hochheim-Raunheim, Berlin 1923.
- Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, S. 80—87, Berlin 1924 (a).
- Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte), nördlich Wiesbaden. Jb. preuß. geol. L. A. f. 1923, **44**, S. 312—318, Berlin 1924 (b).
- Geol. Kte. Preuß. u. benachb. B. St., Erl. Bl. Königstein, Berlin 1924 (c).
- Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L. A. f. 1924, S. 1—88, Berlin 1925 (a).
- LEPSIUS, R.: Notizen zur Geologie von Deutschland. — Notizbl. Erdk. u. groherz. Hess. geol. L. A., (IV) **29**, S. 4—34, Darmstadt 1908.
- METZ, K.: Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart 1957.
- MICHELS, F.: Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. geol. L.-A., **1**, S. 73—77, Berlin 1926.
- MICHELS, F., SCHLOSSMACHER, K., LEPPLA, A. & WAGNER, W.: Geol. Kte. Preuß. u. benachb. L., Erl. Bl. Eltville, Berlin 1931.
- MILCH, L.: Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug. Diss., Berlin 1889.
- NICKEL, W.: Silurisch-devonische Grenzsichten im Taunus. — Unveröff. Dipl. Arb., Frankfurt/M. 1958.
- NIGGLI, P.: Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. — Schweiz. mineral. petr. Mitt., **30**, S. 500—538, Zürich 1950.
- OFTEDAHL, C.: Deformation of Quartz Conglomerates in Central Norway. — Journ. Geol., **56**, S. 476 bis 487, London 1948.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. New York 1949.
- PLESSMANN, W. in CHATTERJEE, N. D. & PLESSMANN, W.: Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. — N. Jb. Geol. Paläontol., 1958, Mh., S. 449—459, Stuttgart 1958.
- PRASHNOWSKY, A. A.: Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., **105**, S. 47—70, Stuttgart 1957.
- RAMDOHR, P.: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 12. Aufl., Stuttgart 1942.

- REINACH, A. von: Die Parallelisierung des Südtanus mit den Ardennen und der Bretagne. — Z. deutsch. geol. Ges., **42**, Berlin 1890.
- Über einige Versteinigungsfundpunkte im Bereich des Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, S. 165—166, Berlin 1900.
- Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **42**, Berlin 1904.
- Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse bei der Aufnahme im Taunus. — Jb. preuß. geol. L. A. f. 1902, **23**, S. 596—608, Berlin 1905.
- RICHTER, D.: Tektonik und Metamorphose im westlichen Fichtelgebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 62—73, Hannover 1959 (a).
- Schichtparallele Verschieferung einer älteren Schieferigkeit, eine bisher wenig bekannte Deformationsart. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 108—143, Hannover 1959 (b).
- Schieferigkeit und tektonische Achsen im Gebiet des Velberter Sattels. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, Hannover 1960 (i. Druck).
- Tektonische Stockwerke im Flysch der Ligurischen Alpen. (In Vorbereitung).
- RICHTER, M.: Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. — Geologie (BUBNOFF-Festschrift), **7**, S. 312—318, Berlin 1958.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil 1 und 2. Wien 1930, 1948 und 1950.
- SANDBERGER, F.: Einschlüsse im Basalt von Naurod bei Wiesbaden. — Jb. k. k. geol. Reichsanstalt, **33**, S. 33, Wien 1883.
- Neue Einschlüsse im Basalt von Naurod bei Wiesbaden. — Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, **2**, S. 17—18, Wien 1884.
- SCHLOSSMACHER, K.: Die Serizitgneise des rechtsrheinischen Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, S. 374—433, Berlin 1919.
- Keratophyre und ihre dynamometamorphe Äquivalente aus der Umgebung von Bad Homburg v. d. H. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, S. 460—505, Berlin 1921.
- Über die Metamorphose der kristallinen Schiefer im Vordertaunus. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, S. 306—308, Mb. **11/12**, Berlin 1920.
- SCHMIDT, Wo.: Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, S. 151—177, Hannover 1951.
- Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 31—49, Wiesbaden 1958.
- SCHOLTZ, H. in CLOOS, H. & SCHOLTZ, H.: Die Grundlagen des Deckenbaues im südlichen Hunsrück. — Geol. Rdsch., **21**, S. 289—293, Berlin 1930 (1930 a).
- Das varistische Bewegungsbild. Fortschr. Geol. Paläontol., **8**, S. 235—316, Berlin 1930 (1930 b).
- Über das Alter der Schieferung und ihr Verhältnis zur Faltung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1931, **32**, S. 303—316, Berlin 1932.
- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). — Geologie (BUBNOFF-Gedenkschrift), **7**, S. 465—483, Berlin 1958.
- SCHWAN, W.: Untervorschiebung und Aufbruchsfalten. — N. Jb. geol. Paläontol., B, S. 356—377, Stuttgart 1958.
- STENGER, B.: Geologische Untersuchungen im „Vordevon“ des Gebietes zwischen Eppstein und Lorbach i. Ts. Unveröff. Dipl. Arb., Frankfurt/M. 1958.
- STILLE, H.: Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin 1944.

- TRÖGER, W. E.: Optische Eigenschaften der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. In FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. — **IV**, Teil 1, S. 51—320, Frankfurt/M. 1955.
- VOGT, Th.: Sulitelmafeltets Geologie og Petrografi. — Norge geol. unders., **21**, S. 373—447, Oslo 1927.
- WASTERACK, J.: Ergebnisse tektonischer Untersuchungen in der Phyllithülle des sächsischen Erzgebirges. — Geologie (BUBNOFF-Gedenkschrift), **7**, S. 484—493, Berlin 1958.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken. Heidelberg 1921.
- WIRTH, H.: Beitrag zur Geologie des Vordertaunus im Gebiet von Eppenhain. — Unveröff. Dipl. Arb., Frankfurt/M. 1957.
- Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 146—166, Wiesbaden 1960.

KARTEN

- FUCHS, A. (FUCHS, A. & LEPLA, A.): Geologische Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Oberreifenberg, Berlin 1927.
- Geologische Karte von Preußen, Blatt Bad Schwalbach, Berlin 1930.
- KOCH, C.: Geologische Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000, Blätter Eltville, Hochheim, Königstein, Platte, Rödelheim und Wiesbaden, Berlin 1880.
- LEPLA, A. (LEPLA, A. & STEUER, A.): Geologische Karte von Preußen, Blätter Hochheim-Raunheim und Wiesbaden-Kastel, Berlin 1923.
- Geologische Karte von Preußen, Blatt Königstein, Berlin 1924.
- MICHELS, F. (LEPLA, A., MICHELS, F. & SCHLOSSMACHER, K.): Geologische Karte von Preußen, Blatt Bad Homburg v. d. Höhe, Berlin 1927.
- (MICHELS, F., WENZ, W. & ZÖLLER, A.): Geologische Karte von Preußen, Blatt Frankfurt/M.-West (Höchst)-Steinbach, Berlin 1930.
- (LEPLA, A., SCHLOSSMACHER, K. & WAGNER, W.): Geologische Karte von Preußen, Blatt Eltville, Berlin 1931.
- (LEPLA, A., MICHELS, F. & SCHLOSSMACHER, K.): Geologische Karte von Preußen, Blatt Wehen, Berlin 1932.

Manuskript eingegangen am 21. 9. 1960.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geologe Dr. BRUNO STENGER, Hannover, Sallstr. 80

Für die Redaktion verantwortlich:

Privatdozent Dr. FRITZ KUTSCHER,

Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
Wiesbaden, Leberberg 9—11.

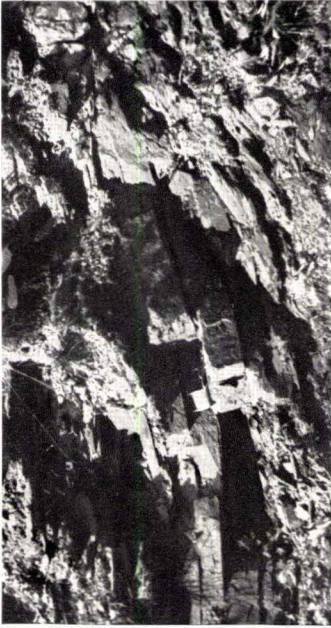
Tafel 1

T a f e l 1

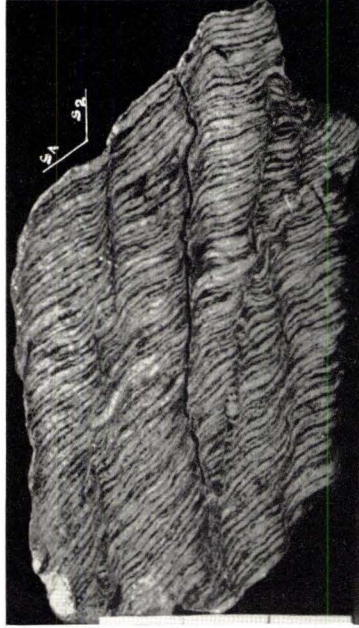
Zur Deformation der Gesteine des Vortaunus

- Fig. 1. Gebänderter Felsokeratophyr. Die flachwelligen, weitgespannten Mikrofaltens der Bändertextur wurden durch Scherung nach dem flach nach links (NW) einfallenden Flächensystem (s_2) verursacht. – Dachsbau (r 56030, h 59010).
- Fig. 2. Sehr seichter Faltenbau in Sandschiefern der oberen Lorsbacher Schiefer Folge („Vordevon“). – E-Hang des Judenkopfes (r 56720, h 54610).
- Fig. 3. Sandstreifiger Phyllit der Eppsteiner Schiefer Folge. Das Gestein ist parallelgeschiefert und spätkinematisch von einer Schubklüftung betroffen. Der aus den sigmoidal geschleppten Feinlagen ablesbare Verschiebungssinn ist „untervorschiebend“. – Hahnenkopf nördlich von Lorsbach (r 58620, h 55100).
- Fig. 4. Sandstreifiger Phyllit der Lorsbacher Schiefer Folge. In diesem Gestein sind dieselben gefügetektonischen Elemente nachzuweisen wie in Fig. 7. In der vorliegenden aufgebrochenen, NW-vergenten Mikrofalte erzeugte die zweite Schieferung in dem längeren SE-wärtigen Schenkel gegenvergente Fältchen und zerlegte die schichtparallel eingedrungenen Quarzlagen in Boudins. Die reinen ehemals pelitischen Partien werden von der zweiten Schieferigkeit durchschlagen. – Waldabteilung Rabenstein westlich des Eppsteiner Krankenhauses (r 57040, h 55340).
- Fig. 6. Bunte Schiefer der Gedinne mit Knickbildungen. – In verschiedenen Ebenen sind die Knickbildungen auf den Hauptablösungsflächen dieses Aufschlusses freigelegt; sie setzen also in den Gesteinskörper hinein. Es handelt sich um ein nahezu paralleles Achsengefüge, das als Runzellinear die Fläche überzieht. – Silberbachtal NE von Ehlhalten (r 56250, h 60920).

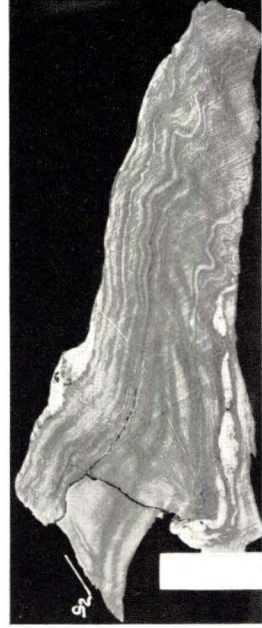
2



3



4



1



6

Tafel 2

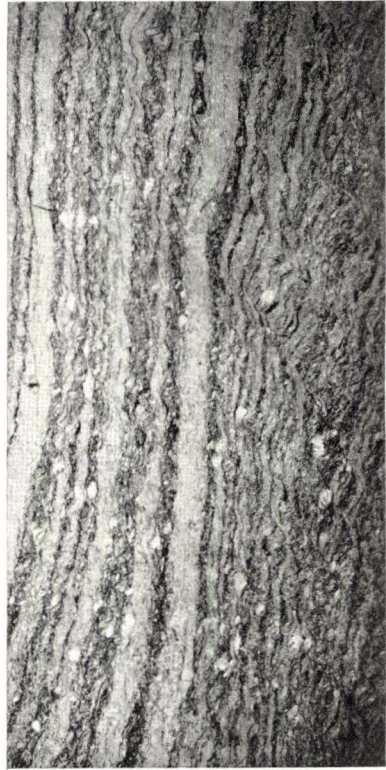
T a f e l 2

Zur Deformation der Gesteine des Vortaunus

- Fig. 5. Zweidimensional deformierte (abgeplattete) Gesteinsbruchstücke in einer Brekzie der Grauen Phyllite. – Ortsende von Niederjosbach an der Straße gegen Oberjosbach (r 53500, h 57900).
- Fig. 7. Sandstreifiger Eppsteiner Phyllit (7 x). Deutlich ist das ursprüngliche Anlagerungsgefüge zu erkennen, das, infolge tektonischer Durchformung, z. T. zerstört wurde. Unregelmäßig verstreut liegende Phänoklasten von Quarz und Feldspat zeichnen das Gestein aus. – Walterstein N Lorsbach (r 58130, h 54890).
- Fig. 8. Phyllitischer Tonschiefer der Lorsbacher Reihe (5 x). Auffällig die steile Fältelung, das Vorherrschen pelitischen Materials und das Fehlen der Phänoklasten. – Schützenhof N Lorsbach (r 58040, h 54180).
- Fig. 9. Staufen-Arkose (10 x). Die großen undulös auslöschenden Quarzkörper werden von zwei Schieferigkeiten durchsetzt. – N-Hang Staufen (r 58140, h 56980).



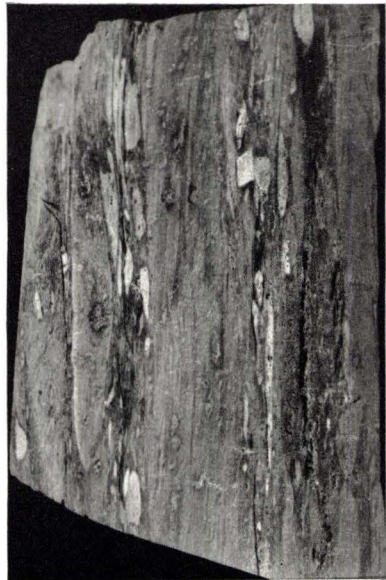
9







7

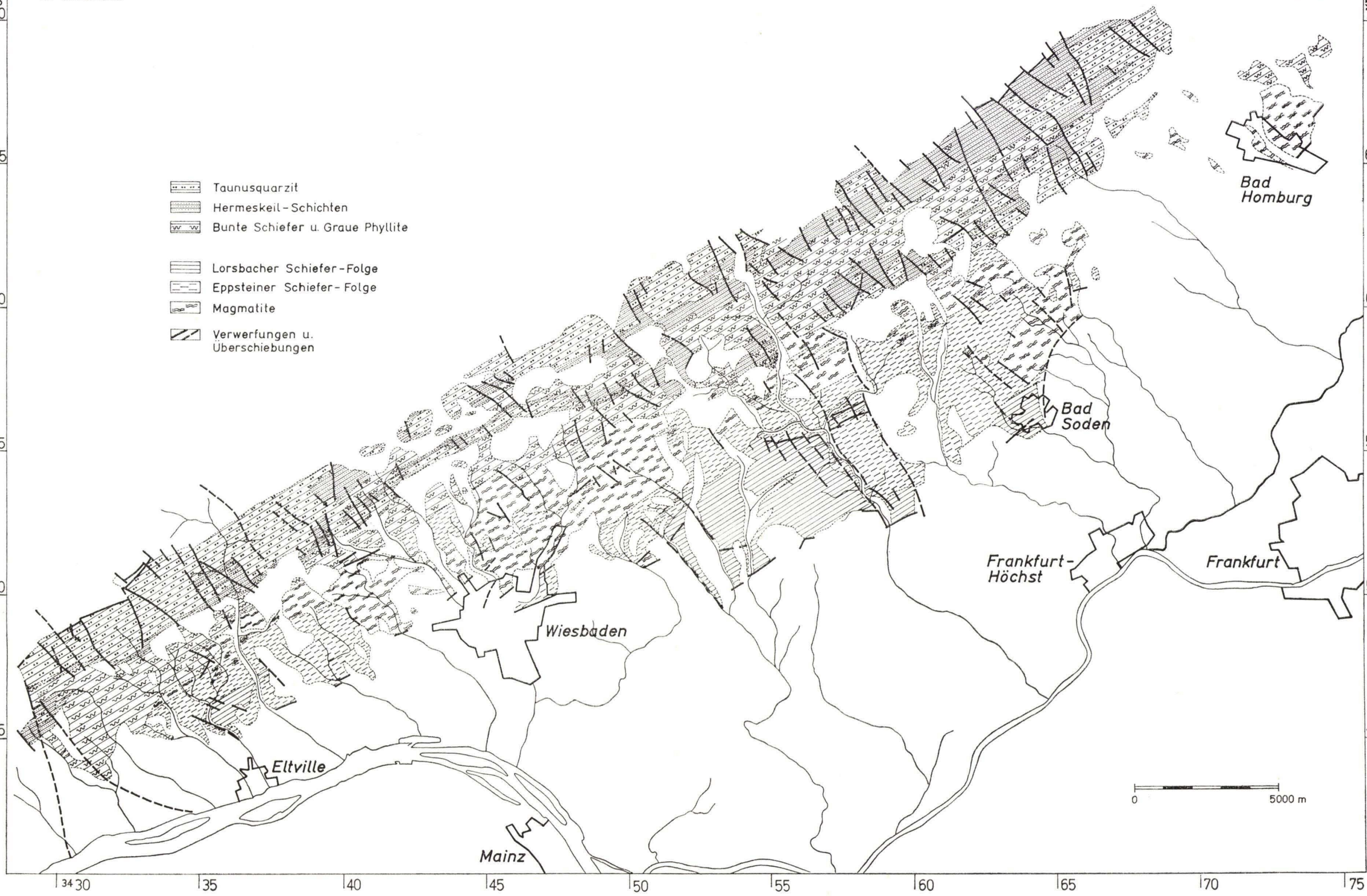


8



5

-  Taunusquarzit
-  Hermeskeil-Schichten
-  Bunte Schiefer u. Graue Phyllite
-  Lorsbacher Schiefer-Folge
-  Eppsteiner Schiefer-Folge
-  Magmatite
-  Verwerfungen u. Überschiebungen



Geologische Übersichtskarte des südlichen Taunus

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 36, 1961

IN DIESER REIHE BISHER ERSCHIENEN

- Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 10 Taf., 8 Abb. 8,— DM
- Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1: 300 000. 1954. 288 S., 15 Taf., 25 Abb., 60 Tab. 15,— DM
- Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 2 Taf., 14 Abb. 5,— DM
- Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeresandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. 7,50 DM
- Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab. 20,— DM
- Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 3 Taf., 19 Abb. 7,— DM
- Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Taf., 3 Abb. 6,— DM
- Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab. 12,50 DM
- Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 269 S., 7 Abb., 5 Taf., 4 Tab. 17,— DM
- Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 4 Taf., 8 Abb. 8,— DM
- Heft 11: STREMMER, H.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmler der Rheinebene. 1955. 79 S., 3 Taf., 35 Abb., 28 Tab. 7,— DM
- Heft 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab. 5,50 DM
- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. 12,— DM
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagramme, 5 Taf. 12,60 DM
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf. 18,60 DM
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. 7,— DM

- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf. 5,— DM
- Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCH, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. 13,— DM
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheinoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. 8,— DM
- Heft 20: PILGER, A. & SCHMIDT, WO.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 8 Taf. 9,80 DM
- Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. 30,— DM
- Heft 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 135 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. 20,— DM
- Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. 8,— DM
- Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. 14,— DM
- Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf. 20,— DM
- Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. 10,— DM
- Heft 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. 5,60 DM
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. 15,— DM
- Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHMELCHER, WENTZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab. 36,— DM
- Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf. 8,60 DM
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf. 8,— DM
- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab. 11,— DM
- Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf. 14,80 DM
- Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — Z. Zt. im Druck.
- Heft 35: MATTHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. 7,60 DM