

Notizblatt
des Hessischen Landesamtes
für Bodenforschung
zu Wiesbaden

Band 88

Mit 23 Tafeln, 73 Abbildungen und 25 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25

Wiesbaden 1960

VERÖFFENTLICHUNGEN
DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG
seit 1950

1. NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG

VI. Folge, Heft 1: 344 Seiten, 11 Tafeln, 35 Abbildungen, 1950	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2: 255 Seiten, 21 Tafeln, 18 Abbildungen, 1951	16,— DM
VI. Folge, Heft 3: 449 Seiten, 24 Tafeln, 30 Abbildungen, 1952	20,— DM
Band 81 (VI/4): 446 Seiten, 18 Tafeln, 66 Abbildungen, 1953	20,— DM
Band 82 (VI/5): 411 Seiten, 10 Tafeln, 50 Abbildungen, 1954	20,— DM
Band 83 (VI/6): 420 Seiten, 26 Tafeln, 58 Abbildungen, 1955	20,— DM
Band 84 (VI/7): 492 Seiten, 35 Tafeln, 58 Abbildungen, 24 Tabellen, 1956	20,— DM
Band 85 (VI/8): 555 Seiten, 28 Tafeln, 100 Abbildungen, 55 Tabellen, 1957	25,— DM
Band 86 (VI/9): 444 Seiten 20 Tafeln, 63 Abbildungen, 23 Tabellen, 1958	25,— DM
Band 87: 461 Seiten, 23 Tafeln, 1 Bildn., 72 Abbildungen, 14 Prof., 32 Tabellen, 1959	25,— DM
Band 88: 430 Seiten, 23 Tafeln, 73 Abbildungen, 25 Tabellen, 1960	25,— DM

2. ABHANDLUNGEN DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG

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 1:300000. 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 oberligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf.	7,50 DM
Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe <i>arduennensis-intermedius</i> im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab.	20,— DM
Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kernern 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 Neckarschwemmlern 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

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 88

Mit 23 Tafeln, 73 Abbildungen und 25 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25

Wiesbaden 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	88	S. 1—430	73 Abb.	25 Tab.	23 Taf.	Wiesbaden, 5. 9. 1960
------------------------------------	-----------	----------	---------	---------	---------	-----------------------

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil

HEINZ TOBIEN:	
Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen). Mit Tafeln 1—2	7
WILHELM WEILER:	
Die Fischreste aus den Ziegeleitonon von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen). Mit 24 Abbildungen	20
SIEGFRIED E. KUSS:	
Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz. Mit 2 Abbildungen, 12 Tabellen und den Tafeln 3—7	29
ALBERT KARSCHNY:	
Ein Fund von <i>Bison priscus</i> (BOJANUS) (Mammalia) in Wiesbaden	63
ERLEND MARTINI:	
Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 8—11	65
ADOLF SEILACHER:	
Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. Mit 13 Abbildungen und den Tafeln 12—13	88
FRITZ KUTSCHER:	
Stratigraphische Tagesfragen. Mit 4 Tabellen	107
REINHARD HEIL:	
Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße. Mit 4 Abbildungen und den Tafeln 14—15	122
HANS WIRTH:	
Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. Mit 1 Abbildung und den Tafeln 16—18	146
HANS-GEORG MITTMAYER:	
Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus. Mit 2 Abbildungen .	167
GERHARD MARTIN:	
Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 2 Tabellen	172
STEFAN JENTSCH:	
Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald. Mit 1 Abbildung und den Tafeln 19—20	190
WOLFGANG KREBS:	
Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der süd- westlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen	216

FRITZ KUTSCHER:

Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen . 243

ERWIN MARIA MÜLLER & ECKART SCHRÖDER

Mit einem Beitrag von WOLFGANG SCHMIDT:

Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. Mit 3 Abbildungen 246

FATHOLLAH BOZORGNIA:

Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau. Mit 8 Abbildungen 266

FRITZ HÄUSER:

Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravalzhausen auf Grund von Molluskenfunden 283

REINHOLD HUCKRIEDE:

Die würemzeitliche Kleinfafauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen) 287

HANS MURAWSKI:

Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben. Mit 3 Abbildungen 294

GERHARD SOLLE:

Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium. Mit 2 Abbildungen 343

BRUNO FICKE:

Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe. Mit 2 Abbildungen, 4 Tabellen und den Tafeln 21—23 361

B. Amtlicher Teil**HESSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG:**

Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960 383

FRIEDRICH NÖRING & GEORG MATTHESS:

Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959. Mit Nachträgen aus den Jahren 1941—1957 395

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes 429

A.

Wissenschaftlicher Teil

Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravalzhausen (Kreis Hanau, Hessen)

Von

HEINZ TOBIEN, Mainz

Mit den Tafeln 1 und 2

Seit langem sind östlich Ravalzhausen (8 km nö. Hanau, Hessen) tertiäre sandhaltige Tone in einer Ziegeleigrube aufgeschlossen. Das am äußersten Ostrande des Mainzer Beckens gelegene Vorkommen ist in seiner Altersstellung unterschiedlich beurteilt worden.

LUDWIG (1858: 8) rechnete das Tertiär in diesem östlichsten Teile des Mainzer Beckens fast ausschließlich zum Cyrenenmergel, so auch die Tertiärvorkommen nördlich und südlich von Ravalzhausen.

KINKELIN (1889: 106—107), der erstmalig auf die Ziegeleigrube östlich Ravalzhausen Bezug nimmt, stellte die sandigen Tone in das Oberpliozän.

BÜCKING (1891: 28—29) sah in ihnen Äquivalente der *Corbicula*-Schichten. Hierbei würden die tonigen Schichten in der Ziegeleigrube die Unterlage eines weiter westlich auf einem Höhenrücken anstehenden Kalkes — von BÜCKING (1891: 27) dem „Hydrobien- oder Litorinellenkalk“ zugerechnet — bilden.

v. REINACH (1899a: 12 und Blatt Hanau 1:25000 geol.) kennt in der Umgebung von Ravalzhausen 3 Tertiärvorkommen: 1. kleine Sandgrube nördlich der Ortschaft. 2. Südl. des Schafbaches (in neueren Meßtischblatt-Ausgaben: Fallbach) am Blatttrand. Es liegt der heutigen Ziegeleigrube am nächsten. 3. An der Untermühle südl. Ravalzhausen. Hier „enthalten die Tone eine schwache plattige, sandige, versteinungsleere Kalkbank“ (S. 12). Alle gehören in die *Corbicula*-Schichten, wie überhaupt nach v. REINACH das gesamte vorbasaltische Tertiär im Norden und Nordosten Hanaus, auf den Blättern Hanau, Hüttengesäß und Windecken zu diesem Schichtkomplex zu stellen ist. Hieraus ergibt sich die gegenüber Cerithien- und Hydrobien-Schichten weit nach Osten vorgreifende Transgression der *Corbicula*-Schichten.

WENZ (1922: 34) stellt den von BÜCKING (1891: 27) beobachteten Kalk östlich Ravalzhausen zu den *Corbicula*-Schichten, ohne jedoch auf die benachbarten sandigen Tone einzugehen.

KLÜPFEL (1930: 164) rechnet die sandigen Tone von Ravalzhausen zum Burdigal (KLÜPFEL's Satz: „Tuffreste in den sogenannten Corbiculatonen am Spessartrand bei Langenselbold“ bezieht sich auf KINKELIN 1889: 106).

HÄUSER (1954: 42—43) schließt sich den Ansichten BÜCKINGS und v. REINACHS an und zieht sowohl den Kalk wie die sandig-tonige Folge zu den *Corbicula*-Schichten.

W. WAGNER (1959: 382, 384 und Taf. 22) versetzt das gesamte Aquitan in der Hanau-Seligenstädter Senke und damit auch die Vorkommen bei Ravolzhausen (auf Taf. 22 irrtümlich Revolzhausen geschrieben) in die *Corbicula*-Schichten. Cerithien- und Hydrobien-Schichten fehlen im ganzen Gebiet.

Ein wesentlicher Grund für diese unterschiedlichen Auffassungen in der Altersstellung des Ravolzhausener Tertiärs ist die Fossilarmut, vor allem das Fehlen von Säugerresten. Im Herbst 1951 erhielt jedoch der Verf. — durch Vermittlung von Herrn Dr. NÖRING-Wiesbaden — von Herrn Dr. BERNGES, Leiter des Museums der „Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde“ in Hanau aus der Ravolzhausener Tongrube stammende, dort kurz zuvor gefundene Wirbeltierreste. Darunter befanden sich Fischwirbel, Schildkrötenplatten sowie der Astragalus eines Rhinocerosiden (s. unten S. 16). Bei Besuchen der Fundstelle, zusammen mit den genannten Herren im Oktober 1951 und im Mai 1952, wurden verdrückte Hydrobien gefunden, sowie Schlammproben entnommen, deren Durchsichtung vor allem Fischreste, ferner Vogelknochen, Schildkrötenplatten-Bruchstücke und einige Kleinsäugerzähne ergab. Die Entnahme größerer Probenmengen wurde in den Jahren 1957—1959 fortgesetzt.

Ferner hat Herr Oberlandesgerichtsrat Dr. SCHELLMANN-Hanau in den letzten Jahren an dieser Fundstelle gesammelt, und eine reichhaltige Suite von Schildkröten- und Fischresten, sowie einige Säuger- und Vogelfunde zusammenbringen können.

Herr Dr. BERNGES und Herr Dr. SCHELLMANN stellten ihre Aufsammlungen bereitwilligst zur Verfügung, Herr Dr. NÖRING gab wertvolle Informationen, Herr Dr. HELDMANN, Zoologische Abteilung des Hess. Landesmuseums Darmstadt machte, wie stets, die Sammlung rezenter Säugetierostologica zugänglich, die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Beschäftigung einer Hilfskraft beim Auslesen der Schlammrückstände. Ihr, wie den genannten Herren, gilt der aufrichtige Dank des Verfassers.

Vor Herstellung der Photoaufnahmen zu den Figuren der Taf. 1–2 wurden die Objekte nach dem von SOLLE (1952: 255—259) entwickelten Verfahren angefärbt. Dieser erste Versuch an Säugerresten ergibt gegenüber nicht vorbehandelten, oft fleckigen Knochen und Zähnen — bei letzteren kommen meist noch stark reflektierende Schmelzoberflächen hinzu — gewisse Vorteile. Taf. 2 Fig. 11a, 14a zeigt gefärbte, Fig. 11b, 14b ungefärbte jeweils gleiche Molaren größerer Säuger, an denen der Unterschied ersichtlich ist. Dies gilt auch für Kleinsäugerzähne (Taf. 1 Fig. 5b: nicht angefärbter Myoxidenmolar, Fig. 5a: derselbe Molar angefärbt). Bei letzteren ist die Farbe jedoch mit höheren, als den von SOLLE angegebenen Drucken (0,7 bis 0,8 atü) aufzuspritzen, da sonst der Farbfilm zu dick aufgetragen wird, und zu langsam trocknet, wobei feinste Einzelheiten der Kronenoberfläche zugedeckt und verwischt werden. 2—3 atü erwiesen sich bei Kleinsäugerzähnen als zweckmäßig. Bei stärker vergrößerten Aufnahmen (ca. 20×) derartig angefärbter Kleinsäugerzähne treten jedoch in der Farbschicht winzige störende Reflexe an den Farbkörnern auf, die trotz Wiedergabe auch der feinsten Einzelheiten, eine eigentümliche Rauigkeit der Oberfläche vortäuschen. Dieser Nebeneffekt läßt sich vorderhand nicht ganz beseitigen.

Herrn Prof. SOLLE, Geolog. Institut der TH Darmstadt bin ich für freundliche Hinweise, Herrn Werkmeister FRICK vom gleichen Institut, sowie Herrn cand. HÜNERMANN, Geol. Abt. des Hess. Landesmuseums für die Herstellung der Aufnahmen zu besonderem Dank verbunden.

Im Text und in den Tafelerklärungen sind für die Objekte aus den verschiedenen Sammlungen folgende Abkürzungen verwendet: HLM: Geologisch-Paläontologische u. Mineralogische Abteilung des Hess. Landesmuseums, SCH: Sammlung von Herrn Oberlandesgerichtsrat SCHELMANN-Hanau, H: Sammlung des Museums der Wetterauischen Gesellschaft f. d. ges. Naturkunde (Dr. BERNGES).

Die nachstehend beschriebenen Säugerreste stammen aus der Ziegeleigrube der „Dachziegelwerke Ravolzhausen“. Die Grube liegt nördlich der Straße Ravolzhausen-Langenselbold, am Nordabhang des Eck-Berges (Höhe: 140,1 m), Meßtischblatt Langenselbold, r. 00600, h. 60870. An der z. Z. im Abbau befindlichen Nordseite der Grube stehen schwach kalk- und sandhaltige Tone mit eingeschalteten dünnen (5—10 cm) Sandlagen an. Sie sind in ca. 6—7 m Mächtigkeit aufgeschlossen, fallen mit wenigen Grad nach Osten ein, und sind von Störungen mit offensichtlich nur geringer Sprunghöhe durchzogen.

Die meist nur wenige Zentimeter mächtigen, in ihrer Stärke schwankenden Sandlagen lieferten die Mehrzahl der Wirbeltier-, vor allem aber die Säugerreste, während die Tone nach dem Schlämmen meist nur Schlundzähne, Wirbel und Knochenfragmente kleinerer Weißfische enthielten.

An Säugerresten sind bisher angetroffen worden:

Peratherium sp.

(Taf. 1 Fig. 1)

Material: HLM: 1 M sup. d (Ra 5).

Das Zähnchen zeigt den charakteristischen dreieckigen Grundriß der Didelphiden, da der Hypocon fehlt. An der Außenwand in Höhe der Buchten der beiden Außenhügel liegt je eine kräftige Schmelzknospe. Durch fortgeschrittene Usur ist das Längstal zwischen diesen und der Para- bzw. Metaconspitze abgetragen, so daß eine breite Dentinfläche vorhanden ist. Der Paracon ist etwas kleiner als der Metacon. An der Vorderaußenecke befindet sich eine kleine Schmelzknospe (Parastyl).

Para- und Metacon sind — trotz vorgeschrittener Usur — höher als der Protocon. Das Zähnchen ist länger als breit ($2,3 \times 1,9$)¹⁾, es handelt sich daher um einen vorderen Molaren (wahrscheinlich M¹), da die hinteren, vor allem M³ und M⁴, breiter als lang sind.

Dieser Befund wird durch eine rezente *Didelphys virginiana* (Zool. Abt. HLM) bestätigt: Hier zeigt der M¹ die geringste Breite ($5,7 \times 5,3$), während die folgenden Molaren breiter als lang sind. Ferner ist hier der Parastyl etwas einwärts verschoben und breiter, am Ravolzhausener Molaren liegt er ganz außen und ist schwächer.

¹⁾ Alle Maßangaben hier wie im Folgenden in mm.

Erinaceiden

Material: SCH: 1 P⁴ s, HLM: 1 P₄ s (Ra 60).

Der obere Prämolare besitzt einen kräftigen Vorderaußenhügel, von dem nach hinten und außen eine scharfe Kante zum Metastyl zieht. Nach vorn fällt der Vorderaußenhügel steil zur Zahnbasis ab. Die Innenpartie der Krone ist beträchtlich niedriger. Sie besteht aus einem etwas kräftigeren, an der Spitze defekten Vorderinnenhügel und einem dicht dahinter folgenden Hinterinnenhügel. Am Hinterrand ist ein durchlaufendes Cingulum vorhanden, labial ist es in Höhe des Paracones unterbrochen. An der Vorderseite ist es nur im äußeren Abschnitt vorhanden, der innere Abschnitt, sowie die Lingualseite sind ohne Basalband.

Im Grundriß erinnert der Zahn stark an *Palerinaceus*, vor allem durch die kurze Innenpartie. Bei den jungmiozänen Genera *Galerix*, *Pseudogalerix* und *Lantanotherrium* ist der Zahngrundriß, wie beim rezenten *E. europaeus*, rechteckig oder trapezoidisch.

Wie die Maße zeigen, ist der P⁴ jedoch kleiner als der *P. edwardsi* des Aquitans: Länge (außen): 2,6; *P. edwardsi*: 3,7 (VIRET 1929: 38), 3,5 (HÜRZELER 1944: 461).

Der P₄, ein Zahnkeim, ist gegenüber *P. edwardsi* strukturell weiter fortgeschritten, da er ein wohlentwickeltes Metaconid neben dem Protoconid besitzt. Dieses Element fehlt *P. edwardsi* oder ist nur in Andeutungen vorhanden (VIRET 1938: 22, TOBIEN 1939: 161, HÜRZELER 1944: 464).

Auffallend ist ferner das gegenüber dem Protoconid niedrige Paraconid, während bei *P. edwardsi* das letztere fast so hoch ist wie das erstere (VIRET 1938: 22). Die Protoconidspitze ist leicht nach hinten gebogen. Das Talonid ist, wie üblich, schwach und nur durch ein kräftiges, lingual etwas verdicktes Cingulum vertreten.

Plesiosorex cf. *soricinoides* aus dem Aquitan von Chaveroches scheidet ebenfalls aus, da hier der P₄ kaum ein Paraconid zeigt (VIRET 1940: 36, Abb. 13), wohl aber ein deutliches Metaconid. Außerdem fehlt am Ravolzhausener P₄ die Verlängerung nach vorn.

Am ehesten bestehen noch Beziehungen zum miozänen *Galerix* und *Pseudogalerix*, bei denen Para- und Metaconid besser entwickelt sind.

Die Länge (2,4) liegt etwas unter 2,8, ein von HÜRZELER (1944: 461) für *P. edwardsi* angegebener Wert. Für 3 P₄ dieser Spezies von Tomerdingen (TOBIEN 1939: 160) finde ich: 2,5; 2,5; 2,6.

Die beiden Prämolaren sind in der Größe verschieden, der obere Prämolare dürfte von einer kräftigeren Form stammen, als der untere, so daß 2 Erinaceiden-Spezies angezeigt sind.

Soricide

Material: HLM: 1 P¹ d (Ra 61).

In der Form mit dem lebenden *S. araneus* übereinstimmend aber größer (Länge an der Basis der Krone: 1,4). Die Hinterzacke ist stark abgenutzt, die Hauptspitze trägt auf der Hinterseite eine kräftige Usurfazette. Außen ist ein schwaches Cingulum vorhanden, innen fehlt es. Die Wurzel trägt auf der Außenseite eine tiefe Längsfurche. Sie deutet eine Teilung der Wurzel an, wobei die kleinere Partie der Hinterzacke, die größere der Hauptspitze zugeordnet ist.

Aus dem Aquitan von Weisenau und Ulm ist ein größerer Soricide (*S. neumayrianus* SCHLOSSER), allerdings nur durch UK-Reste und einen M. sup. bekannt (SCHLOSSER 1888: 122). *S. antiquus* POM. und *S. pusillus* H. v. M. aus dem Aquitan von St. Gérard bzw. Weisenau sind kleiner (Durchmesser der Alveole für den großen I sup bei *S. antiquus* (nach VIRET 1929: 47): 1 mm.

***Peridyromys murinus* (POMEL)¹⁾**

(Taf. 1 Fig. 2—4)

Material: HLM: 4 P⁴, 7 M¹ und M², 4 M³, 12 M₁ und M₂, 4 M₃.
SCH: 1 P⁴, 2 M¹, 1 M³, 5 M₁ und M₂, 1 UK-Fragment mit M₂ d.
Dazu Fragmente oberer und unterer J.

Unter den Säugerresten sind Einzelzähne dieses Siebenschläfers am häufigsten vertreten.

OK-Zähne: STEHLIN & SCHAUB (1951: 138, Abb. 199) bilden P⁴—M² von *P. murinus* aus dem mittleren Aquitan von Montaigu (Allier) ab, wobei die Molaren zwischen den Trigonum-Antiklinalen zwei Sekundärgrate enthalten (= „Mesostylgrätchen“ bei STEHLIN & SCHAUB 1951: 138).

Unter den oberen Molaren von Ravolzhausen sind nur 2 M²⁽¹⁾ (HLM: Ra 49, SCH: S 3) mit diesem einfachen Kauflächenbild vertreten. Alle übrigen weisen einen weiteren Sekundärgrat zwischen dem vorderen Trigonumgrat und dem vorderen der beiden erwähnten Sekundärgrate auf (Taf. 1 Fig. 2, 3).

Aus den Cerithiensanden von Großkarben (Wetterau) und den Hydrobienschichten von Budenheim bei Mainz (beide Aquitan) stammen obere M¹ und M² (HLM), die teils den erwähnten einfachen Bau, teils aber auch die nächste Komplikationsstufe wie in Ravolzhausen zeigen.

Die 5 M³ passen in Größe und Habitus der Krone zu den vorderen Molaren und besitzen sämtlich das eben erwähnte vordere Sekundärgrätchen, das im Verhältnis etwas kräftiger ist, als an den M¹ und M². Insgesamt sind somit zwischen den Trigonumschenkeln 3 Sekundärgrate vorhanden. Die Trigonumgrate stoßen nicht am Lingualrand der Krone zusammen, sondern erreichen ihn getrennt. Ihre Enden sind jedoch durch einen kurzen Längsgrat verbunden.

Offensichtlich gehen auch die von DEHM (1950: 377) zu unserer Art gestellten oberen M aus dem Altburdigal von Wintershof-West (als *Dryomys murinus* bezeichnet) über den einfachen Bautyp, wie er bei STEHLIN & SCHAUB abgebildet ist (s. oben), etwas hinaus. Die oberen M von Ravolzhausen erreichen jedoch weder Größe noch Komplikationsgrad des *Dryomys gregarius* von Wintershof-West (DEHM 1950: 379 ff.) oder des obermiozänen *Dryomys hamadryas*.

P⁴: Die Krone besteht aus einem kleinen Vordercingulum, vorderem und hinterem Trigonumgrat, der an jeweils einen, meist etwas verdickten, labialen Schmelzknopf angeschlossen ist, sowie aus einem langen und wohlentwickelten Hintercingulum. Alle 5 Zähne sind dreiwurzelig. Im Gegensatz zu den bei STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 199) und DEHM (1950: Abb. 62) abgebildeten P⁴ von Montaigu und Wintershof-

¹⁾ Zur Begründung und Charakteristik der Gattung *Peridyromys* vgl. STEHLIN & SCHAUB 1951: 368.

West findet sich an 4 P⁴ zwischen den Trigonum-Schenkeln ein kleiner Sekundärgrat (HLM), bei einem weiteren Exemplar (SCH) sogar zwei kurze Sekundärgrätchen. P⁴ mit einem Sekundärgrat liegen mir auch von Budenheim und Großkarben (HLM) vor. In diesem Punkte erreichen die Ravolzhausener P⁴ die Differenzierungsstufe des obermiozänen *Dryomys hamadryas*, jedoch ist — zumindest an dem von STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 200) abgebildeten Exemplar von Vermes — hier das Vordercingulum länger und kräftiger, der ganze Zahn dadurch molariformer.

Maße: P⁴: 0,8×0,9; 0,8×1,0; 0,8×1,0 (SCH); 0,9×1,0; 0,9×1,1. Sie halten sich damit in den Dimensionen der P⁴ von Budenheim bzw. von Großkarben (0,8×1,0 bzw. 0,9×1,0; HLM), wogegen die *murinus*-P⁴ von Wintershof-West etwas größer zu sein scheinen (DEHM 1950: 377: „meist 1,0×1,2 und 1,0×1,3“).

M¹ und M²: 0,9×1,0; 1,0×1,2 (SCH); 1,1×1,3; 1,1×1,3; 1,1×1,3; 1,1×1,3; 1,2×1,3. Auch diese Werte entsprechen eher denen von Budenheim (0,9×0,9; 1,1×1,1; 1,1×1,2) und Großkarben (0,9×1,0; 0,9×1,0; 1,0×1,1; 1,1×1,2) als den deutlich größeren aus dem Altburdigal von Wintershof-West (DEHM 1950: 377: „zwischen 1,3×1,4 und 1,4×1,7“).

M³: 0,8×1,0 (SCH); 0,8×1,1; 0,9×1,1; 0,9×1,1; 0,9×1,2. Für M³ von Budenheim und Großkarben ergaben sich: 1,0×1,3 bzw. 0,8×1,0; 0,8×1,1. DEHM gibt für die *murinus*-M³ von Wintershof-West keine Maße.

UK-Zähne: Auch die beiden vorderen Molaren des Unterkiefers (ein P₄ ist nicht vorhanden) gehen in ihrer Kronenstruktur etwas über die bei STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 515) abgebildete Zahnreihe aus dem Aquitan von Montaignu hinaus. So findet sich im hintersten Graben stets ein kleiner Sekundärgrat. Nur mit ihm versehen sind 6 von 17 Exemplaren. In 4 Fällen tritt dazu im vordersten Graben (d. h. zwischen erstem und zweitem Hauptgrat), ein Sekundärgrätchen, 9 Exemplare zeigen — z. T. kombiniert mit den vorigen Fällen — ein Zwischengrätchen oder erste Andeutungen davon im Graben zwischen dem 3. und 4. Hauptgrat. In 2 Fällen konnten dazu erste Ansätze eines Grätchen zwischen dem 2. und 3. Hauptgrat beobachtet werden. Die komplizierteste Struktur weist ein M₂d (HLM Ra 37) mit Sekundärgrätchen oder Andeutungen davon in allen 4 Synklinalen auf (Taf. 1 Fig. 4).

Die 4 M₃ besitzen ebenfalls alle ein Sekundärgrätchen im hinteren Graben, bei zwei weiteren (HLM: Ra 8, 44) kommen dazu noch ein Sekundärgrat bzw. ein Ansatz hierzu im vordersten Graben, bei einem dieser zwei (Ra 44) ferner noch eine Schmelzwärze im Graben zwischen Antiklinale 2 und 3.

Ein M₃ von Budenheim zeigt nur die 5 Hauptgrate wie in STEHLIN & SCHAUB 1951, Abb. 515. Ein weiterer von dort wie ein M₃ von Großkarben zeigen Sekundärgrätchen in der vorderen und hinteren Synklinale. Diese Struktur findet sich auch an den *murinus*-M₃ von Wintershof-West (DEHM 1950: 376, Abb. 60c).

Wie M₁ und M₂ weist auch der M₃ im Vorderteil des Zahnes das typische, labialwärts offene „U“ auf, zwischen dessen Schenkeln (= 1. und 3. Hauptantiklinale) die Protoconid-Antiklinale (= 2. Hauptantiklinale) liegt. MAJOR (1899: 499) hat auf den Unterschied in der Vorderwurzel beim rezenten *Dryomys nitedula* und dem obermiozänen *D. hamadryas* gegenüber *D. murinus* hingewiesen: Bei letzterem ist die Vorderwurzel an den unteren Molaren einfach, breitgedehnt und etwa gleichgroß wie die Hinterwurzel, bei ersteren in zwei schwächere, nebeneinanderliegende Würzelchen

gespalten. Sieben untere isolierte M von Ravolzhausen besitzen erhaltene Vorderwurzeln: Überall ist sie ungeteilt, quergedehnt und kräftig. Das UK-Fragment mit M_2 (SCH) zeigt an den Alveolen des M_1 und M_3 ebenfalls einfache Vorderwurzeln, und ebenso ist die Vorderwurzel am M_2 ungeteilt.

Maße: Länge \times Breite an den unteren M_1 und M_2 liegt innerhalb $1,0 \times 1,0$ und $1,2 \times 1,2$. Die Mehrzahl der Werte findet sich bei $1,1 \times 1,1$ und $1,2 \times 1,1$ (11 Ex.). Für Budenheim ergeben sich an 11 M_1 und M_2 : $1,0 \times 0,9$ als kleinster und $1,3 \times 1,2$ als größter Wert, die mittleren Größen entsprechen etwa denen von Ravolzhausen. Für den *P. murinus* von Wintershof-West maß DEHM (1950: 376) am M_1 : $1,2 \times 1,1$, am M_2 : $1,2 \times 1,2$ des Hauptbelegstückes — einem linken Unterkiefer. Weitere Einzelmaße fehlen.

Die M_3 von Ravolzhausen lieferten folgende Zahlen: $1,0 \times 0,9$, $1,1 \times 1,0$, $1,1 \times 1,1$, $1,2 \times 1,1$. Demgegenüber 2 M_3 von Budenheim: $1,0 \times 0,9$ und $0,8 \times 0,7$, der M_3 von Wintershof-West: $1,0 \times 1,1$ (DEHM 1950: 376).

Bemerkungen: Das Kronenrelief der P_4 — M_3 sup. et inf. von Ravolzhausen ist etwas komplizierter als die von STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 199 u. 515) abgebildeten Zahnreihen des *Peridyromys murinus* aus dem französischen Aquitan. Belege aus den etwa gleichalten Vorkommen von Budenheim und Großkarben zeigen jedoch die beginnende Einschaltung von Sekundärgraten im Kronenrelief, wie dieses auch DEHM (1950: 376, 378) für *P. murinus* aus dem Altburdigal von Wintershof-West anführt. Man wird daher kaum fehlgehen, auch derartige Zähne vorderhand noch zu *Peridyromys murinus* zu stellen. Ihre Abgrenzung gegenüber obermiozänen Formen mit weitergehender Komplikation der Kronenoberfläche bedarf jedoch noch der Klärung.

Die an den Ravolzhausener unteren Molaren offensichtlich fehlende Spaltung der Vorderwurzel spricht für ein aquitanes Alter. Demgegenüber weist der burdigale *P. murinus* von Wintershof-West nach DEHM (1950: 378) zusammen mit dem *Dr. gregarius* an $\frac{1}{3}$ aller isolierten unteren M getrennte Vorderwurzeln auf. Schließlich ist der *murinus* von Wintershof etwas größer als die Form von Ravolzhausen. Dies und die fehlende Wurzelspaltung spricht für aquitanes Alter, das — gegenüber Budenheim und Großkarben — um Nuancen kompliziertere Kronenrelief für ein jüngeres Aquitan.

Myoxide II

(Taf. 1 Fig. 5)

Material: HLM: 1 M^3 d (Ra 28).

Deutlich von den oberen Molaren des *Peridyromys murinus* in Größe und Bau verschieden ist ein oberer, wahrscheinlich 2. Molar: Breiter als lang ($0,7 \times 1,1$), wenig konkave Kaufläche, Haupt- und lange Zwischengrate sehr fein, und in der Stärke kaum voneinander unterschieden. Trigonumschenkel am Lingualrand nicht vereinigt, sondern durch Längsgrat verbunden. Interpretiert man den vorletzten langen Grat als hinteren Trigonumschenkel, so liegen zwischen ihm und dem vorderen Trigonumschenkel zwei längere und zwei kurze Sekundärgrate, dazu kommt noch ein weiterer Sekundärgrat — etwa halb so lang wie die Kaufläche — im hintersten Graben, d. h. zwischen hinterem Cingulum und hinterem Trigonumgrat (Taf. 1 Fig. 5a).

Das Zähnchen erinnert damit an die von DEHM (1950: 390) unter der Gattungsbezeichnung „*Glirulus*“ aus Wintershof-West beschriebenen Gebisse, wobei in der Feinheit und Gleichheit von Haupt- und Zwischengraten Beziehungen zu *Gl. elegans*, in der geringeren Zahl der Zwischengrater Beziehungen zu *Gl. modestus* bestehen dürften. Es erinnert ferner an die bei STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 206) unter *Muscardinus sansaniensis* abgebildete Zahnreihe aus dem Obermiozän von Sansan. Jedoch ist auch hier die Zahl der Zwischengrater höher als an dem Molaren von Ravolzhausen.

Ein derartiger, gegenüber *P. murinus* kleinerer, aber im Kronenmuster entschieden evoluerter Myoxide ist bisher aus dem Aquitan noch nicht bekannt geworden. Aus den aquitanen Hydrobienschichten von Budenheim liegen mir jedoch in der Feinheit der Schmelzgrate vergleichbare Formen vor (HLM: Bu 33).

Pseudotheridomys parvulus (SCHLOSSER)

(Taf. 1 Fig. 6—8)

Material: HLM: 1 M² d, 1 M² s, 1 P₄ d, 1 M₂ s, 1 M₃ d.

Die beiden oberen Molaren besitzen eine sehr lange Außensynklinale I¹), sowie eine am Hinterarm des Protocones ansetzende Außenantiklinale 2: Merkmale, die der aquitanen Spezies *Ps. parvulus* zukommen. Demgegenüber ist bei dem helvetischen *Ps. carpathicus* die Außensynklinale I sehr kurz, da die Antiklinale 2 am Vorderarm inseriert (SCHAUB & ZAPFE 1953: 185). Im Gegensatz zu *Ps. parvulus*, wo an unabgekauten Zähnen die Synklinalen sich häufig labialwärts öffnen (STEHLIN & SCHAUB 1951: Abb. 185—186, SCHAUB & ZAPFE 1953: 185, sowie eine Serie oberer M¹ und M² von Budenheim im HLM), sind an den beiden oberen M von Ravolzhausen die Synklinalen z. T. nach außen abgedämmt (bei Ra 26: I, II und IV, vgl. Taf. 1 Fig. 6, bei Ra 43 — mit verkümmertem Mesoloph —: I und IV), ähnlich wie bei *Ps. carpathicus* und einigen oberen M von Budenheim im HLM (vgl. hierzu auch SCHAUB 1953: Abb. 39: Die hier abgebildeten oberen M stammen aus den aquitanen Hydrobienschichten von Budenheim b. Mainz). Einen Verschuß sämtlicher Synklinalen zeigt ferner die bei DEHM (1950: Abb. 133) abgebildete und zu seinem *Eomys lophidens* gestellte Zahnreihe aus dem Burdigal von Wintershof-West. Da die Molaren Mesoloph, und lange Außensynklinale I besitzen, dürfte sie aber eher zu *Pseudotheridomys* gehören.

Am P₄ ist der Längsgrat, wie bei *Ps. parvulus*, unterbrochen (Taf. 1 Fig. 7); bei *Ps. carpathicus* ist ein durchlaufender Längsgrat vorhanden. Die Innensynklinalen II und IV sind dagegen nach innen abgedämmt, während sie bei *Ps. parvulus* in der Regel offen zu sein scheinen (SCHAUB & ZAPFE 1953: 187).

Der M₂ ist sehr weit abgekaut, auf der Usurfläche sind am lingualen Rand die Synklinalen II—IV nur noch in Spuren sichtbar.

Am M₃ ist die vorderste Innensynklinale (= I) an der Vorderinnenecke der Krone nur noch als Rest vorhanden, an den bei STEHLIN & SCHAUB (1951: Abb. 502, 503)

¹) Zur Terminologie der Anti- und Synklinalen vgl. STEHLIN & SCHAUB 1951: 30 bzw. 214.

abgebildeten M_3 des *Ps. parvulus* von Laugnac und Weisenau ist sie entschieden größer. Somit sind dort 5, an dem Ravolzhausener M_3 praktisch nur 4 Innenantiklinalen vorhanden (Taf. 1 Fig. 8). Ähnliches zeigen nach SCHAUB & ZAPFE (1953: 187) einzelne M_3 des helvetischen *Ps. carpathicus*. Nach den genannten Autoren sind 5 Innensynklinalen als ursprünglicher zu bewerten, mithin ist der Ravolzhausener M_3 in diesem Punkt etwas evolvierter.

Die folgenden Innensynklinalen (II—IV) sind alle nach innen abgedämmt, II ist die größte, III — der Außenbucht opponiert — ist die kleinste, IV hält sich in den Dimensionen zwischen ihnen.

Maße: M^2 : $1,0 \times 1,1$ (Ra 26); $1,0 \times 1,1$ (Ra 43). P_4 : $1,0 \times 0,9$ (Ra 41). M_2 : $1,1 \times 1,0$ (Ra 25). M_3 : $0,9 \times 0,9$ (Ra 27). Diese Werte stimmen gut mit entsprechenden von Budenheim überein: M^2 : $0,9 \times 1,1$; $0,9 \times 1,1$; $0,9 \times 1,2$; $0,9 \times 1,2$; $1,0 \times 1,2$. P_4 : $1,0 \times 0,9$; $1,0 \times 0,9$. M_2 : $1,0 \times 0,9$; $1,0 \times 1,0$; $1,1 \times 1,0$. M_3 : $0,9 \times 1,0$; $1,1 \times 1,0$.

Für *Pseudoth. carpathicus* geben SCHAUB & ZAPFE (1953: 189) beträchtlich niedrigere Zahlen an. (M^2 : Länge: 0,56—0,69, Breite: 0,71—0,82. P_4 : Länge: 0,59—0,71, Breite: 0,61—0,69. M_2 : Länge 0,64—0,71, Breite: 0,66—0,77. M_3 : Länge: 0,51—0,61, Breite: 0,54—0,66.)

Die Abdämmung der Außensynklinalen an den oberen M^2 , der Innensynklinalen am P_4 , die reduzierte vorderste Innensynklinale am M_3 geben den *Pseudotheridomys*-Zähnen von Ravolzhausen eine innerhalb des Aquitans jüngere Altersnuance.

Piezodus an *Prolagus*

Material: HLM: 1 D^2 d (Ra 42); SCH: 1 UK-Fragment sin. ohne Zähne.

Der vordere Milchmolar ist relativ hochkronig, die Mittelschlinge ist eng zusammengekniffen, nicht breitgerundet und gebläht wie bei *Titanomys* und *Amphilagus*. D^2 von ähnlichem Entwicklungsniveau kenne ich bei einem primitiven *Prolagus* aus dem älteren Burdigal von Schnaitheim bei Heidenheim (Wttbg.) (Geol. Institut Tübingen).

2 D^2 von *Prolagus oeningensis* aus dem Obermiozän von Steinheim a. A. (Staatl. Museum f. Naturkunde, Stuttgart) sind dagegen weiter fortgeschritten: Sie sind hypsodonter, ferner ist der Vorderarm des Innenhügels weiter labialwärts vorgezogen.

Eine sichere Entscheidung, ob das Zähnchen zu einem primitiven burdigalen *Prolagus* oder zu seinem aquitanen Vorläufer *Piezodus* gehört, ist vorderhand nicht möglich. Bei einer Zugehörigkeit zum Genus *Piezodus* kommt jedoch — angesichts des Evolutionsgrades — nur eine Spezies aus dem jüngeren Aquitan in Frage. Immerhin ist damit die Alterseingrenzung oberes Aquitan/unteres Burdigal gegeben.

Am Unterkiefer ist der horizontale Ast vollständig erhalten, der aufsteigende Ast dagegen zum größten Teil weggebrochen. Vorhanden sind die I-Alveole, sowie die Alveolen für P_3 — M_2 sin. Die P_3 -Alveole zeigt an ihrer labialen und lingualen Wand je eine senkrecht verlaufende, schwache Knochenleiste, die in die Lingual- und Labialfurche am P_3 eingreifen. Davor liegt jederseits noch eine weitere ähnliche Knochenleiste, welche Furchen entsprechen, die den Vorderpfeiler am P_3 von *Piezodus* und *Prolagus* abgliedern. Die Existenz des Vorderpfeilers ist ferner durch den etwas nach vorn ausgebuchteten vorderen Alveolenrand angezeigt. Darnach scheiden *Titanomys* und *Amphilagus*, denen der Vorderpfeiler fehlt, aus.

Bei *Piezodus* und *Prolagus* besteht der M_2 aus drei durch Zement aneinander gekitteten Schmelzzylindern, wobei der hintere der kleinste ist. Bei *Piezodus* nimmt er im Laufe des Aquitans an Größe und vor allem Breite zu, und erreicht beim miozänen *Prolagus* die relativ größten Abmessungen (VIRET 1950: 176). Dementsprechend ist die M_2 -Alveole dreiteilig. Der relativ große Anteil für den hinteren Schmelzzylinder an der Ravolzhausener Mandibel weist darauf hin, daß hier kein *Piezodus* des oberen Stamp oder älteren Aquitan, sondern eine Form des jüngeren oder jüngsten Aquitan, vielleicht sogar ein altertümlicher *Prolagus* vorliegt, wie sie von der Wende Aquitan/Burdigal andernorts bekannt sind. Diese Befunde weisen somit in die gleiche Richtung wie am D^2 .

Länge P_3 — M_2 (an den Alveolen): 7,6. Für *Piezodus* aus dem ob. Stamp von Coderet bei Branssat (Mus. Basel) maß ich an 10 Zahnreihen: 8,1—8,8 (Mittel: 8,4). 9 Mandibeln eines primitiven *Prolagus* aus dem Altburdigal von Schnaitheim bei Heidenheim (Wttbg.) (Geol. Institut Tübingen) variierten zwischen 7,5 und 8,7 (Mittel: 8,0). Der Unterkiefer aus Ravolzhausen hält sich somit an der unteren Grenze der Größenvariabilität zeitlich benachbarter Formen.

Rhinoceride, v. d. Größe des *Aceratherium lemanense* POM.

(Taf. 1 Fig. 9)

Material: HLM: 1 Astragalus sin. (Ra 51) SCH: 1 Endphalange einer Seitenzehe. H: 1 Astragalus dext.

In Größe und Form stimmen die Astragali mit einer Serie großer Sprungbeine aus dem Aquitan von Budenheim überein (HLM). Sie gehören zu einem dort auch durch Gebißreste und andere Extremitätenknochen belegten großen Rhinoceriden, den ROMAN (1924: 48 ff.) unter *Aceratherium lemanense* POMEL beschrieben hat. Die Endphalange paßt in der Größe ebenfalls hierzu.

Wieweit andere großwüchsige Nashörner des Aquitans (*Diceratherium asphaltense* DEP., *Diceratherium tomerdingense* DIETR.) in Betracht kommen, kann nicht sicher ausgeschlossen werden, da Astragali dieser Arten nicht bekannt sind. Die sonstigen Rhinoceriden des Aquitans (*Dicerorhinus tagicus* ROM., *Diceratherium pleuroceros* (DUV.), *Aceratherium minutum* (CUV.)) scheiden wegen ihrer Kleinheit, die Brachytherien (*Br. aginense* REP.) wegen der ganz andersartigen Form ihrer Astragali aus.

Maße: Größte Breite der Gelenkrolle, in ihrer Mitte gemessen: 68,1 (Ra 51, HLM), 69,0 (Hanau). Budenheim (HLM): 66,3, 68,2, 71,2, 73,8.

Amphitraguliden

(Taf. 2 Fig. 10—13)

Material: SCH: 1 P^4 d, 1 M sup. s. fragm., 1 M sup. s. vollst., 1 P_3 d., 1 M_3 d., 1 dist. fragm. Humerus-Rolle sin., 2 Astragali sin.

Der P^4 ist sehr einfach gebaut, vor allem fehlen Schmelzsporne, die vom Innenhalbmond labialwärts in das Lumen der Marke vorspringen, wie dies bei jüngeren Cerviden der Fall ist. Die linguale Kronenbasis trägt ein kräftiges Cingulum. Der Zahn ist beträchtlich breiter als lang ($8,7 \times 10,8$), das Verhältnis Länge/Breite = 0,80 wird bei jüngeren Cerviden gewöhnlich nicht erreicht (Taf. 2 Fig. 10).

M sup.: Beide obere Molaren unterscheiden sich durch Größe ($12,8 \times 15,3$ bzw. $11,5$ (ca.) $\times 13,4$) und Schmelzrunzelung. Dem kleineren Zahn — ein Keim mit weggebrochenem Hinteraußenhügel — fehlt sie fast völlig, dazu besitzt er eine nur schwache Basalwarze am Ausgang des Innentales, und an der lingualen Partie der Vorderwand die Andeutung eines Cingulums (Taf. 2 Fig. 12). Der Schmelz des größeren Molaren ist kräftig gerunzelt, vorn und innen ist ein kräftiges Cingulum¹⁾ vorhanden (Taf. 2 Fig. 11 a). Dies und die Größenunterschiede deuten auf zwei verschiedene Formen. Hierfür sprechen auch die zwei verschieden großen Astragali (größte Länge: 28,7 bzw. 24,0). Gegenüber stratigraphisch jüngeren, sonst gleichgroßen Cerviden sind die Kronen deutlich niedriger.

P₃ zeigt gespaltenen Vorderlobus, eine schräg nach hinten-innen verlaufende Mittelkulisse, die an den Haupthügel angeschlossen und ohne Andeutung eines Innenhügels ist. Der Haupthügel ist an der Spitze defekt. Vor der Rückwand des Zahnes verläuft ein weiteres, weniger schräg als die Mittelkulisse gestelltes Schmelzwändchen. Länge: 9,5, Breite (hinten): 5,1.

Der M₃ besitzt eine deutliche *Palaeomeryx*-Falte sowie eine kräftige labiale Basalwarze zwischen vorderem und mittlerem Hügelpaar. Das Talonid ist wohlentwickelt, in Außenhalbmond, Lumen und Innenspitze differenziert. Der Schmelz ist ähnlich wie an dem größeren der beiden oberen Molaren kräftig gerunzelt (Länge: 18,2, Breite: 9,3; Taf. 2 Fig. 13).

Nach den Größenverhältnissen fallen die Ravolzhausener Zähne in den Bereich von *Dremotherium feignouxi* und *Amphitragulus elegans/lemanensis*, wobei die Unterschiede an den beiden Molaren und Astragali wohl auf zwei verschiedene Formen hinweisen. Angesichts der großen Schwierigkeiten bei der Unterscheidung und Erkennung isolierter Zähne aquitaner Cerviden soll hier nur auf diese Differenzen hingewiesen werden. Der Entwicklungsgrad der P und M entspricht dem bei aquitanen Cerviden bekannten Niveau (einfacher Bau von P⁴ und P₃, niedrige Kronenhöhe der M).

Nach Vorstehendem hat die Ziegeleigrube östl. Ravolzhausen bisher folgende Säugerformen geliefert:

<i>Peratherium</i> sp.	<i>Pseudotheridomys parvulus</i> SCHL.
Erinaceide I (größere Form)	<i>Piezodus</i> an <i>Prolagus</i>
Erinaceide II (kleinere Form)	Rhinoceride, v. d. Gr. des
Soricide	<i>Aceratherium lemanense</i> POM.
<i>Peridyromys murinus</i> (POM.)	Amphitragulide I (größere Form)
Myoxide II	Amphitragulide II (kleinere Form).

¹⁾ Ein weiterer Unterschied betrifft die Form der Halbmondkanten am Hinterinnenhügel: Beim größeren Exemplar sind vorderer und hinterer Halbmondarm gleichgroß, der Halbmond wird dadurch symmetrisch. Am kleineren Zahn ist der hintere Halbmondarm stärker nach hinten und innen ausgebogen als der vordere. Der Halbmond erscheint dadurch asymmetrisch (Taf. 2 Fig. 11 u. 12). Dieser Unterschied, den ich auch an anderen fossilen Cervidenzähnen beobachten konnte, scheint nicht durch verschiedene Stellung in der Molarenreihe bedingt zu sein. Wieweit ihm größere Bedeutung zukommt, vermag ich nicht zu sagen.

Diese Säugergesellschaft erlaubt weder eine Einstufung der Fundschichten in das Oberpliozän (KINKELIN 1889), noch in die stampischen Cyrenenmergel (LUDWIG 1858). Burdigales Alter (KLÜPFEL 1930) ist nicht mit derselben Sicherheit wie Oberpliozän und Cyrenenmergel auszuschließen, aber — zumindest mit der obigen Artenliste — auch nicht sicher beweisbar. Eher weist sie auf ein aquitanes Alter hin.

Schwieriger ist dagegen die Fixierung der Faunula innerhalb des Aquitans vor allem im Hinblick auf die von BÜCKING (1891), v. REINACH (1899), HÄUSER (1954) und WAGNER (1959) mit Mollusken und anderen stratigraphischen Hilfsmitteln vorgenommene Einstufung in die *Corbicula*-Schichten (s. oben S. 7–8). Nach den säugetierpaläontologischen Befunden ergibt sich ein innerhalb des Aquitans junges Alter. Hierauf deutet der Evolutionsgrad von *Peridyromys murinus*, *Pseudotheridomys parvulus*, sowie vor allem des Lagomorphen. Der kleine Erinaceide, sowie der Myoxide II zeigen Beziehungen zu miozänen Gattungen. Die übrigen Formen sprechen nicht gegen diese Datierung.

Innerhalb der aquitanen Gesteinsfolgen im Mainzer Becken käme damit am ehesten ein Vergleich mit den Hydrobien-Schichten (z. B. Budenheim bei Mainz, Heßler bei Wiesbaden mit Säugerfaunen) bzw. mit jenem Gesteinskomplex in Betracht, welcher die Säugerfauna vom „Nordbassin“ im Stadtgebiet von Frankfurt/M. geliefert hat, und die dem obersten Aquitan, vielleicht sogar der Grenze Aquitan/Burdigal zugerechnet werden muß (TOBIEN 1960).

Diese Datierung steht damit in gewissem Gegensatz zu jener der eben genannten Autoren, die wie erwähnt, die sandigen Tone von Ravolzhausen, bzw. das gesamte vorbasaltische Tertiär im nordöstlichen Teil des Mainzer Beckens in die *Corbicula*-Schichten, die ja älter sind als die Hydrobien-Schichten, versetzen. Leider ist bisher eine artenreichere Säugerfauna aus einwandfrei gesicherten *Corbicula*-Schichten im Bereich des Mainzer Beckens nicht bekannt. Es wäre ja immerhin möglich — wenn gleich nicht sehr wahrscheinlich — daß die Säugerfauna, die zur Zeit der *Corbicula*-Schichten lebte, bereits das Gepräge der jüngeren Hydrobienschichten getragen hat. Dieser Punkt bedarf daher noch der Aufklärung. Vorerst kann für die Fundschichten von Ravolzhausen nur die Datierung: „Jüngeres Aquitan; Jüngstes Aquitan oder Wende Aquitan/Burdigal nicht ausgeschlossen“ gegeben werden.

Zusammenfassung

Aus dem älteren Miozän des östlichen Teiles des Mainzer Beckens werden von Ravolzhausen (8 km nö. Hanau) erstmalig Säugerreste beschrieben. Sie deuten auf jüngeres, möglicherweise jüngstes Aquitan der Fundschichten.

Schriftenverzeichnis

- BÜCKING, H.: Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thüringische Staaten. Blatt Langensfeld 1:25000. — 42 S., Berlin 1891.
- DEHM, R.: Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Min. etc., Abh., 91, B, S. 321–428, 137 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1950.
- HÄUSER, F.: Die Hanau-Seligenstädter Senke und ihre Randgebiete. Topographie, Geologie, Tektonik. — Beiheft zu „Hanau, Stadt und Land“, herausgeg. v. Hanauer Geschichtsverein, 62 S., 8 Taf., Hanau 1954.

- HÜRZELER, J.: Über einen dimyloiden Erinaceiden (*Dimylechinus* nov. gen.) aus dem Aquitanien der Limagne. — Ecl. geol. Helvetiae, **37**, S. 460—467, 13 Abb., Basel 1944.
- KINKELIN, F.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hanau. — Ber. wetterauisch. Ges. ges. Naturk. üb. d. Zeitraum 1. 4. 1887—31. 3. 1889, S. 77—110, 1 Taf., Hanau 1889.
- KLÜPFEL, W.: Die Burdigal- und Helvettransgression im Rheintalgraben zwischen Basel und Gießen. — Geol. Rdsch., **21**, S. 163—174, Berlin 1930.
- LUDWIG, R.: Geologische Spezialkarte des Großherzogthums Hessen im Maaßstabe von 1:50000. Section Offenbach. — 59 S., 3 Profile, Darmstadt 1858.
- MAJOR, C. J. FORSYTH: On fossil Dormice. — Geol. Mag., (4) **6**, S. 492—501. London 1899.
- REINACH, A. v.: Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thüringische Staaten. Blatt Hanau 1:25000 nebst Theilblatt Groß-Krotzenburg. — 87 S., 3 Abb., Berlin 1899 (1899a).
— Ebenso, Blatt Windecken 1:25000. — 81 S., 3 Abb., Berlin 1899 (1899b).
— Ebenso, Blatt Hüttengesäß 1:25000. — 63 S., Berlin 1899 (1899c).
- ROMAN, F.: Contribution à l'Etude de la Faune de mammifères des Littorinenkalk (Oligocène Supérieur) du Bassin de Mayence. Les Rhinocéros. — Travaux Labor. Géol. Fac. Sci. Lyon, **7**, Mém. 6, 55 S., 25 Abb., 5 Taf., Lyon 1924.
- SCHAUB, S.: La Trigonodontie des Rongeurs simplicidentés. — Ann. de Paléont., **39**, S. 29—57, Paris 1953.
— & H. ZAPFE: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSR). Simplicidentata. — Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **162**, S. 181—215, 5 Abb., 3 Taf., Wien 1953.
- SCHLOSSER, M.: Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs und deren Beziehungen zu ihren lebenden und fossilen außereuropäischen Verwandten. — Beitr. Paläontol. Oester.-Ung., **6—8**, 495 S., 9 Taf., Wien 1887—1889.
- SOLLE, G.: Neue Ergebnisse paläontologischer Arbeitstechnik. — Paläont. Z. **26**, S. 255 bis 264, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 17, Stuttgart 1952.
- STEHLIN, H. G. & S. SCHAUB: Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. — Schweizer. palaeont. Abh., **67**, 385 S., 620 Abb., Basel 1951.
- TOBIEN, H.: Die Insektenfresser und Nagetiere aus der aquitanen Spaltenfüllung bei Tomerdingen (Ulmer Alb). — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **36**, S. 159—180, 1 Taf., Naumburg (Saale) 1939.
— Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt/Main. — Z. deutsch. geol. Ges. **111**, S. 770, Stuttgart 1960.
- VIRET, J.: Les Faunes de Mammifères de l'Oligocène Supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — Ann. Univ. Lyon, N. S. I, Sci. Méd., Fasc. **47**, VIII + 328 S., 32 Abb., 32 Taf., Lyon & Paris 1929.
— Etude sur quelques Erinacéidés fossiles, spécialement sur le genre *Palaerinaeus*. — Trav. Laborat. Géol. Fac. Sci. Lyon, **34**, Mém. 28, S. 1—32, Abb. 1—12, Taf. 1, Lyon 1938.
— Etude sur quelques Erinacéidés fossiles (suite). Genre *Plesiores*, *Lanthanotherium*. — Trav. Laborat. Géol. Fac. Sci. Lyon, **39**, Mém. 28, S. 33—65, Abb. 13—20, Taf. 2, Lyon 1940.
— Sur une Microévolution de Type orthogénétique chez les Lagomorphes européens. — Paléontologie et Transformisme, S. 175—179, Paris 1950.
- WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 376—397, 1 Tab., Taf. 22, Wiesbaden 1959.
- WENZ, W.: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. — Ber. wetterauisch. Ges. ges. Naturk. über den Zeitraum 1. 4. 1909—31. 3. 1921, S. 1—75, Taf. 1—3, Hanau 1922.

Manuskript eingegangen am 25. 4. 1960

Die Fischreste aus den Ziegeleitonon von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen)

Von

WILHELM WEILER, Worms

Mit 24 Abbildungen

Zusammenfassung Beschreibung des unvollständig erhaltenen Skeletts eines karpfenähnlichen Fisches, von Schlundzähnen mehrerer Cypriniden-Gattungen, von Kopfknochen und Otolithen der Gattungen *Esox* L. und *Morone* MITCHELL.

Vor einigen Jahren fanden sich in den Tonen der Ziegeleigruben von Ravolzhausen bei Hanau 2 Bruchstücke eines Fischeskeletts, die in den Besitz der Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde übergingen. Herr Dr. BERNGES, Schriftführer der genannten Gesellschaft in Hanau, übermittelte die beiden Stücke dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, von wo aus sie mir zugingen in der Erwartung, nähere Angaben über das Alter der Tone von Ravolzhausen zu erhalten. Weitere Fundstücke erhielt ich später durch die Herrn Dr. TH. SCHELLMANN, Hanau, und Prof. Dr. H. TOBIEN, Landes-Museum Darmstadt. Namentlich die Aufsammlungen des Herrn Dr. SCHELLMANN bedeuteten eine willkommene Bereicherung des Faunenbildes von Ravolzhausen. Den genannten Herrn und dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung danke ich für ihr Entgegenkommen.

Beschreibung der Fischreste

Familie Cyprinidae

1. Gen. et sp. indet.

Abb. 1, 9

Es handelt sich um je ein Bruchstück der linken und rechten Körperseite eines Fisches. Das größere Stück liegt der Abbildung zu Grunde und läßt 10 Wirbel in fast ungestörtem Verband erkennen. Nur die 4 hinteren sind erhalten geblieben, von den übrigen liegen lediglich Abdrücke im Ton vor. Alle Wirbel sind gedrunken, fast so hoch als lang, und auf beiden Seiten haben sie eine mittlere faserige Längsscheidewand, die eine obere von einer unteren Grube trennt. Von den Neuraldornen sind allein die leicht rückwärts geneigten Basen vorhanden, während die langen Hämal-

dornen gut erhalten sind, manche allerdings nur als Abdruck. Vor ihnen liegt eine größere Zahl von Rippen, an denen fast stets das proximale Ende fehlt. Die hinterste Rippe (Abb. 1 R) ist kurz, die zugehörige Parapophyse indessen lang und kräftig.

Von den Flossen ist allein die Afterflosse noch teilweise vorhanden. Beginnende Fäulnis hat ihre Strahlen aus dem Verband gelöst, und leichte Wasserbewegung sie verlagert. Die vordersten Strahlen sind lang, wie die darauf folgenden gegliedert und verzweigt. Stacheln sind nirgends zu beobachten. Auch von den zugehörigen Trägern sind nur wenige übrig geblieben. Der vorderste von ihnen, nicht mehr so steil aufgerichtet wie es im Leben der Fall war, ist kräftig; bringt man ihn in seine ursprüngliche Lage, so erreicht er den hämalen Fortsatz des ersten Schwanzwirbels. Der Anfang der Afterflosse dürfte unter dem 3. Schwanzwirbel gelegen haben.

Zwischen der Afterflosse und der Wirbelsäule beobachtet man zahllose Trümmer auffallend kleiner, zarter Schuppen. Eine in der hinteren Bauchpartie noch einigermaßen im Umriß vollständige Schuppe hat einen Durchmesser von rund 2 mm. Ihre Oberfläche ist fein konzentrisch gestreift und mit einigen kurzen, vom Rand ausgehenden Furchen versehen (Abb. 9). Schuppen dieser Art kommen bei karpfenartigen Fischen vor. Da auch kein sonstiges Merkmal gegen eine Einweisung in diesen Formenkreis spricht, dürften die beiden Skelettreste wohl tatsächlich von einem kleinschuppigen Vertreter der Familie Cyprinidae stammen.

Aufbewahrung: Wetterauische Gesellschaft für die gesamte Naturkunde in Hanau.

2. *Tinca francofurtana* KINKEL

Abb. 2—4

Eine größere Zahl isolierter Schlundzähne stimmt völlig mit jenen überein, die KINKELIN (1884: 255, Taf. 3 Fig. 3) als *Tinca francofurtana* beschrieb und abbildete. An dem Abb. 4 wiedergegebenem Zahn hat die Krone eine Länge von 2,5 mm, während ihre Dicke 1,5 mm beträgt. Es dürfte sich um den obersten Schlundzahn handeln, der bei der rezenten Schleie (*Tinca vulgaris* CUV.) die gleiche Form und ein recht ähnliches Verhältnis von Kronenlänge zu Kronendicke hat. Der andere abgebildete Schlundzahn (Abb. 2, 3) ist, wie Abb. 3 verrät, im Gegensatz zum eben erwähnten bereits angekau, der vordere Haken an der Krone leicht abgeflacht.

Aufbewahrung: Museum Darmstadt (Abb. 2, 3); Sammlung Dr. SCHELLMANN (Abb. 4).

3. *Alburnus miocenicus* KINKELIN

Abb. 5, 6

Von dieser Art liegt eine größere Menge isolierter Schlundzähne vor, die in Form und Größe mit den von KINKELIN (1884: 252, Taf. 3 Fig. 3—10) beschriebenen Stücken übereinstimmen. So gleichen die Abb. 5, 6 wiedergegebenen Zähnchen nahezu vollständig den von KINKELIN auf Taf. 3 Fig. 4, 5 abgebildeten. In manchen Fällen sitzen 1—2 Zähnchen noch auf Bruchstücken des Schlundknochens.

Aufbewahrung: Museum Darmstadt (Abb. 5, 6).

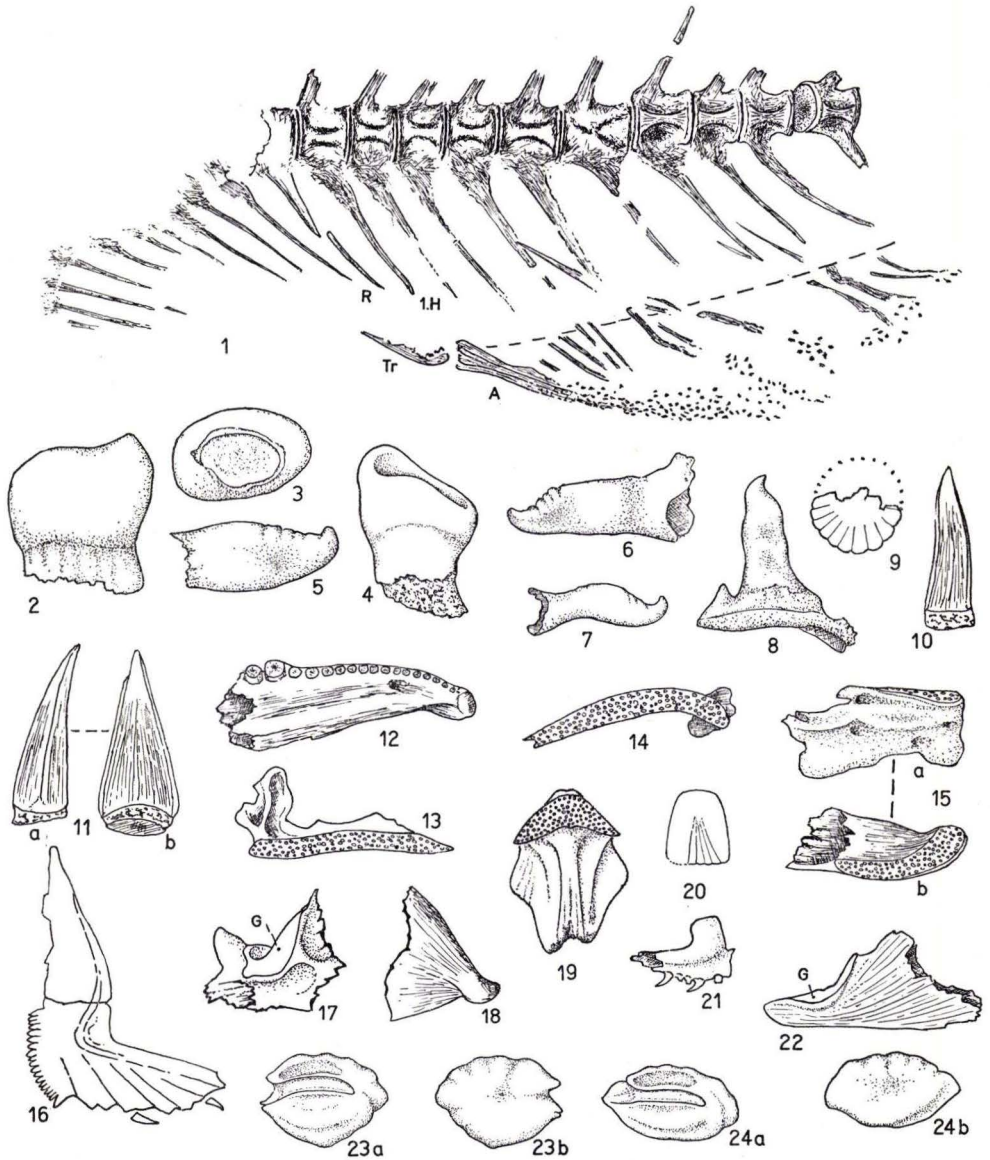


Abb. 1. Fam. Cyprinidae gen. et sp. indet. Teil der Bauchpartie. — 1 : 1. — R = letzte Rippe; 1. H = vorderster hämaler Dornfortsatz; Tr = erster Träger der Analflosse; A = Analflosse. — Aufbewahrung: Wetterauische Gesellschaft für die gesamte Naturkunde in Hanau.

Abb. 2, 3. *Tinca francofurtana* KINKELIN. Schlundzahn von der Seite (Abb. 2) und oben (Abb. 3) gesehen. — 6 : 1. — Aufbewahrung: Museum Darmstadt.

Abb. 4. *Tinca francofurtana* KINKELIN. Nicht angekaueter Schlundzahn von der Seite gesehen. — 6 : 1. — Aufbewahrung: Sammlung Dr. Schellmann.

Abb. 5, 6. *Alburnus miocenicus* KINKELIN. Schlundzähne von der Seite gesehen. — 6 : 1. — Aufbewahrung: Museum Darmstadt.

4. cf. *Squalius* sp.

Abb. 7

Der abgebildete schlanke und gebogene Schlundzahn mit schwach gekerbtem Ober-
rand und hakenartigem Vorderende der Krone erinnert an Schlundzähne des rezenten
Squalius cephalus L., doch ist eine zweifelsfreie Bestimmung nicht möglich. Zähne
dieser Art sind verhältnismäßig selten.

Aufbewahrung: Museum Darmstadt (Abb. 7).

5. Gen. et sp. indet.

Abb. 8

Hierher gehört eine Reihe von Schlundzähnen. Einer davon (Abb. 8) sitzt noch auf
einem Bruchstück des Schlundknochens. Seine abgeschrägte Kaufläche läuft vorn in
eine hakenförmige Spitze aus; die Oberfläche der Seitenwände der Krone ist unruhig
gewellt. In Umriß und Größe stimmt er gut mit dem von KINKELIN (1884: 254,
Taf. 3 Fig. 11) beschriebenen, aber nicht näher bestimmbar Zähnchen überein.

Unbestimmbar blieben weiterhin stark abgekaute Schlundzähne.

Aufbewahrung: Museum Darmstadt (Abb. 8).

Familie *Esocidae*6. *Esox* sp.

Abb. 10—12, 21, 22

Vom Hecht liegen \pm vollständige Kiefer und sonstige Knochen des Visceral-
skeletts vor. Das abgebildete Dentale ist schlank, vorn einwärts gebogen, der scharf-
kantige Oberrand an der Innenseite mit einer Reihe dicht nebeneinander stehender
Zähne besetzt gewesen, von denen jedoch nur die Einsatzstellen im Knochen übrig
geblieben sind (Abb. 12). Die vordersten Zähne haben den kleinsten Durchmesser, der
bei den darauf folgenden nur leicht zunimmt. Erst vom 16. Zahn etwa vergrößert sich
der Durchmesser ziemlich plötzlich.

An einem weiteren Dentale ist noch ein Zahn — etwa der 14. von vorn gezählt —
vorhanden; er steckt zwar, vom Knochen losgelöst, im anhaftenden Ton und ist nach

Abb. 7. cf. *Squalius* sp. Schlundzahn von der Seite gesehen. — 6 : 1. — Aufbewahrung: Museum Darmstadt.

Abb. 8. Fam. Cyprinidae gen. et sp. indet. Schlundzahn von der Seite gesehen. — 6 : 1. — Aufbewahrung: Museum
Darmstadt.

Abb. 9. Fam. Cyprinidae gen. et sp. indet. Schuppe des in Abb. 1 wiedergegebenen Skelettrestes. — 6 : 1.

Abb. 10—12, 21—22. *Esox* sp. — Aufbewahrung: Sammlung Dr. Schellmann. — 10, 11. Unterkieferzähne von der Seite
(10, 11b) und der Kante (11a) gesehen. — 6 : 1. — 12. Linkes Dentale von innen gesehen. — 1 : 1. — 21. Bruchstück
des rechten Intermaxillare von außen gesehen. — 1 : 1. — 22. Rechtes Articule von außen gesehen. — 1 : 1. — G =
Gelenkfläche.

Abb. 13—20. *Morone* sp. — Aufbewahrung: Sammlung Dr. Schellmann. — 13, 14. Rechtes Intermaxillare schräg von
innen/unten (Abb. 13) und von unten (Abb. 14) gesehen. — 1 : 1. — 15. Rechtes Dentale von außen (Abb. 15a) und von
oben (Abb. 15b) gesehen. — 1 : 1. — 16. Rechtes Praeoperculum von außen gesehen. — 1 : 1. — 17. Gelenkabschnitt
des rechten Articulare von außen gesehen. — 1 : 1. — G = Gelenkfläche. — 18. Rechtes Quadratum von außen ge-
sehen. — 1 : 1. — 19. Vomer von unten gesehen. — 1 : 1. — 20. Abdruck einer Schuppe. — 2 : 1.

Abb. 23. *Morone aequalis* (KOKEN). Jugendlicher rechter Otolith von der Innenseite (23a) und der Außenseite (23b). —
12,5 : 1. — Aufbewahrung: Sammlung Dr. Schellmann.

Abb. 24. *Morone moguntina* (KOKEN). Jugendlicher rechter Otolith von der Innenseite (24a) und der Außenseite
(24b). — 12,5 : 1. — Aufbewahrung: Sammlung Dr. Schellmann.

innen umgeschlagen, befindet sich jedoch offensichtlich noch annähernd in situ. Ihm gleicht eine Anzahl isolierter Zähne, am meisten der Abb. 10 wiedergegebene. Seine massive, leicht s-förmig geschwungene Krone, die auf einem schmelzfreien, knöchernen Sockel sitzt, ist scharf zugespitzt, seitlich zusammengepreßt, die schneidenden Ränder deutlich abgesetzt, die Krone leicht einwärts gebogen. Mit Ausnahme der Spitze trägt der Zahnschmelz eine sehr feine Längsstreifung. Eine regelmäßigere Form hat der Abb. 11 wiedergegebene Zahn. Auch bei ihm ist indessen die Spitze einwärts gebogen, der Schmelz längsgestreift. Beide Zahnarten gehören dem Unterkiefer an.

Vom Intermaxillare fand sich nur das Vorderende. Es hat noch den leicht beschädigten, nach oben gerichteten Gelenkfortsatz, und am Unterrand bemerkt man neben einigen Zahnstümpfen zwei kleine, nach innen gekrümmte, spitzkegelförmige Zähnen, deren Oberfläche fein längsgestreift ist (Abb. 21).

Ein kleines Bruchstück von einem Gaumenknochen hat 4 in einer Reihe stehende Alveolen, die von einer zweiten Reihe winzigster Alveolen begleitet sind.

Vom Articulare fand sich nur der hintere Gelenkabschnitt für das Quadratum (Abb. 22). Die Gelenkfläche liegt ziemlich tief, der dahinter gelegene Knochenfortsatz verläuft waagrecht.

Taxonomie: Bezeichnung und Form der beschriebenen Knochen verraten deutlich, daß sie der Gattung *Esox* L. angehören. Von einer Benennung muß angesichts der geringfügigen Reste, die vorliegen, zunächst abgesehen werden.

Möglicherweise nähert sich unsere Art dem *Esox lepidotus* AG. aus dem Obermiozän von Öningen (AGASSIZ 1843: 74—77) und Beuren bei Gießen (WEITZEL 1933: 99).

Aufbewahrung: Sammlung Dr. SCHELLMANN.

Familie Moronidae

7. *Morone* sp.

Abb. 13—20

Eine Reihe \pm gut erhaltener Kopfknochen wurde hierher gestellt, u. a. 5 Unterkiefer (Dentale), die nach der unterschiedlichen Höhe ihrer Symphyse zu urteilen von Fischen verschiedener Körperlänge herrühren. Das größte Dentale wurde von außen (Abb. 15a) und von oben gesehen dargestellt (Abb. 15b). Es ist vorn nach innen gebogen, seine Symphyse 10 mm hoch. Über die Außenseite verläuft ein flacher Längskiel, der die untere, nach innen abgeschrägte Hälfte von der oberen trennt. Unterhalb des bezahnten Oberrandes und parallel zu diesem zieht sich eine seichte Längsrinne hin. Außerdem weist die Außenseite 4 Nählöcher auf. Der abgeflachte Oberrand des Dentale trägt zahllose kleine Alveolen für die ausnahmslos herausgefallenen Bürstenzähnen. Am beschädigten Hinterende des Knochens blieb der zur Aufnahme des Articulare dienende Einschnitt erhalten. Vom Articulare liegt nur ein Bruchstück vor, das den massiven und widerstandsfähigen Gelenkabschnitt umfaßt (Abb. 17). Man erkennt gut die Gelenkfläche für den Kopf des Quadratoms und den kurzen nach hinten/oben gerichteten caudalen Fortsatz. Vom Quadratum fanden sich 13 \pm vollständig erhaltene Exemplare von verschiedener Größe; eines davon wurde abgebil-

det (Abb. 18). Der Vorderrand ist abgeflacht und die Außenseite vom Gelenkkopf ausgehend fein fächerförmig gestreift. Auch vom Vomer liegen verschieden große Stücke vor. Von ihnen ist das größte und vollständigste in Abb. 19 wiedergegeben. Der breitere, zahntragende Abschnitt verjüngt sich nach vorn zu; seine nach innen/oben abgeschrägten Seitenflächen treffen sich vorn unter spitzem Winkel und bilden einen nach hinten/oben ansteigenden Kiel. Auf der Unterseite ist die vordere Vomer-Partie abgeplattet und mit Einsatzstellen für Bürstenzähnechen bedeckt (Abb. 19).

Ein verhältnismäßig gut erhaltenes Praeoperculum läßt gewisse taxionomisch wichtige Einzelheiten erkennen (Abb. 16). Beide Äste stehen unter stumpfem Winkel aufeinander. Der senkrechte Ast ist zwar am Hinterrand oben etwas beschädigt, aber die untere Partie verrät, daß er fein und regelmäßig gezähnt war, ebenso die Abrundung, die zum waagerechten Ast hinführt; erst das letzte erhaltene Zähnechen ist etwas kräftiger ausgebildet, als die über ihm stehenden. Der Unterrand des waagerechten Astes hat leider ziemlich gelitten, doch läßt die oberflächliche Skulptur erkennen, daß er mit 5—6 ziemlich kräftigen, ausnahmslos nach vorn gerichteten Dornen besetzt war; von 2 Dornen ist noch die Spitze in fast unveränderter natürlicher Lage erhalten.

Auf einer kleineren Tonprobe liegen drei schlecht erhaltene Schwanzwirbel mit kräftigen, nach hinten umgelegten Dornfortsätzen und dabei der Abdruck einer leicht verlängerten Schuppe, deren vordere Hälfte 5fächerförmig nach dem Rand verlaufende Furchen erkennen läßt (Abb. 20). Wirbel und Schuppe dürften von einem Fisch der gleichen Art herrühren, wie die oben beschriebenen Knochenreste.

Taxionomie: Die in Frage stehenden isolierten Knochen stimmen, so weit ein Vergleich möglich ist, völlig mit jenen überein, die H. v. MEYER (1846: 476; 1859—61: 22, Taf. 3 Fig. 2—13) als *Perca moguntina* aus den Hydrobienschichten des Kästrich (Mainz) beschrieb. Einen weiteren unvollständigen Skelettabdruck beschrieb H. v. MEYER (1859—61: 19, Taf. 3 Fig. 1) als *Perca alsheimensis* aus aquitanen Mergeln bei Alsheim, Kr. Worms. (Es dürfte sich um Hydrobienmergel handeln, die an der genannten Fundstelle Corbicula-Kalke überlagern.) *Perca alsheimensis* hat jedoch 3 Praeanalstacheln, und die beiden Dorsalflossen sind anscheinend durch einen etwas größeren Zwischenraum von einander getrennt. Das spricht gegen die Zugehörigkeit des Fischrestes zur Gattung *Perca*. Viel eher dürfte die Gattung *Morone* in Betracht kommen, zu der auch das von uns beschriebene Praeoperculum gut paßt.

Von einer spezifischen Benennung der isolierten Knochen, wie es H. v. MEYER getan hat, sollte man aus Gründen, die weiter unten angeführt werden (s. bei Otolithen von *Morone moguntina*) absehen.

Aufbewahrung: Sammlung Dr. SCHELLMANN (Abb. 13—20).

8. *Morone aequalis* (KOKEN)

Abb. 23

Syn.: Otol. (Percidarum) *aequalis* KOKEN

Im Aquitan des Mainzer Beckens ist die Gattung *Morone* auch durch Otolithen vertreten, die sich auf zwei verschiedene Arten verteilen. In den Tonen von Ravolz-

hausen sind bis jetzt nur Jungformen gefunden worden, die wir nachstehend beschreiben. Unter diesen fallen einige durch ihre etwas gedrungene Form auf (Abb. 23).

Maße in mm

Länge 1,3 Höhe 1,0 Länge: Höhe 1,3 (Abb. 23)

Der Dorsalrand der Otolithen ist wellig gekerbt, und wo er in den mit Medianknick versehenen Ventralrand übergeht, liegt eine kräftig ausgebildete postcaudale Kerbe. Der suprmedian gelegene Sulcus ist in Ostium und Cauda gegliedert, letztere ist gerade und schmal, am Ende kaum merklich nach unten gebogen. Crista superior und inferior leistenförmig ausgebildet, die Area tief und deutlich begrenzt. Ventralfeld mit Ventralfurche. Die Außenseite ist in der oberen Hälfte leicht eingetieft und schwach fächerförmig gefurcht.

Taxionomie: Ganz gleichartige Otolithen wurden bereits früher aus den Hydrobienmergeln von Monsheim, Kr. Worms, beschrieben (WEILER 1942: 35, Taf. 2 Fig. 11—13) und als Jugendformen von *Morone aequalis* und *Morone moguntina* angesprochen. Zu *Morone aequalis* rechnen wir die gedrungeneren Formen mit \pm betontem medianem Knick des Ventralrandes. Bei diesen jugendlichen Stücken von *Morone aequalis* ist das Verhältnis von Länge: Höhe konstant etwas kleiner als bei den großen Otolithen der gleichen Art (1,3 gegenüber 1,8).

Aufbewahrung: Sammlung Dr. SCHELLMANN

9. *Morone moguntina* (KOKEN)

Abb. 24

Syn.: Otol. (Percidarum) *moguntinus* KOKEN

Hierher werden die etwas schlankeren Jugendformen von mehr elliptischem Umriß gestellt. Sie unterscheiden sich von *Morone aequalis* auch durch den flacheren Ventralrand ohne Ventralknick und die relativ größere Länge.

Maße in mm

Länge 1,45 Höhe 0,8 Länge: Höhe 1,8 (Abb. 24)

Der Sulcus liegt suprmedian; Ostium geräumig, aber wesentlich kleiner als die schmale, gerade und nur am Ende leicht nach unten geneigte Cauda. Rostrum massig und breit vorragend, Antirostrum kaum ausgebildet, die Excisura kerbenartig. Außenseite wie bei *Morone aequalis*, aber der ventrale Randsaum vorn sehr deutlich vertieft abgesetzt. Auch bei dieser Art sind die jugendlichen Stücke etwas gedrungener als größere, bei denen das Verhältnis von Länge: Höhe 2,1—2,2 beträgt.

Taxionomie: Es steht keineswegs fest, daß die als *Morone moguntina* beschriebenen Otolithen mit den von H. v. MEYER mit dem gleichen Namen benannten Skelettstücken artlich ident sind. Aber selbst wenn einmal Otolithen in situ gefunden würden, dürfte diese Frage schwer zu entscheiden sein, weil die dem Typus für *Morone moguntina* H. v. MEYER zu Grunde liegenden Knochen morphologisch doch zu neutral sind, um die Feststellung feinerer Artunterschiede zu ermöglichen. Deshalb halten wir es für richtiger, auf eine artliche Benennung der Skeletteile zu verzichten und sie lediglich, wie es bereits oben geschehen, als *Morone* sp. zu bezeichnen.

Aufbewahrung: Sammlung Dr. SCHELLMANN.

Ergebnisse

In den Tonen von Ravolzhausen ließen sich nachstehende Fischarten feststellen:

1. Fam. Cyprinidae, gen. et sp. indet. (Skelett)
2. *Tinca francofurtana* KINKEL. (Schlundzähne)
3. *Alburnus miocenicus* KINKEL. (Schlundzähne)
4. cf. *Squalius* sp. (Schlundzähne)
5. *Esox* sp. (Kiefer und Knochen des Visceralskeletts)
6. *Morone* sp. (Kiefer und Knochen des Visceralskeletts)
7. *Morone aequalis* (KOKEN) (Otolithen)
8. *Morone moguntina* (KOKEN) (Otolithen)

Generisch nicht bestimmbar waren außerdem einige Schlundzähne, die aber beweisen, daß die Familie Cyprinidae durch mehr Gattungen vertreten ist, als die Liste anzeigt.

Rein zahlenmäßig herrschen in dem untersuchten Material die Schlundzähne karpfenartiger Fische vor; weitaus am häufigsten sind die von *Alburnus miocenicus*. In gewissem Abstand folgt dann *Tinca francofurtana*. Dieser Unterschied hängt vielleicht damit zusammen, daß der Ukelei (*Alburnus*) im Gegensatz zu den andern im Ton von Ravolzhausen nachgewiesenen Cypriniden in größeren Schwärmen lebt. Diesen Friedfischen stehen *Esox*- und *Morone*-Arten als Raubfische gegenüber.

Alburnus miocenicus, *Tinca francofurtana*, *Morone aequalis* und *Morone moguntina* sind wohlbekannte Arten aus dem Aquitan (Corbicula- u. Hydrobienschichten) des Mainzer Beckens. Neuerdings ist *Alburnus miocenicus* auch im Obermiozän von Pfungstadt bei Darmstadt nachgewiesen (HINSCH & MODELL 1959; 17). Dagegen war die Gattung *Esox* im Mainzer Becken bisher nur im Oberpliozän (WEILER 1952: 158) und im Diluvium (WEILER 1923: 202) festgestellt. Die Fischfauna von Ravolzhausen beweist demnach recht eindeutig ein aquitanes Alter der in Frage stehenden Tone. Nicht entscheiden läßt sich indessen, ob es sich um Corbicula- oder Hydrobienschichten handelt. WENZ (1921: 160) stellte die Tone zu den Corbiculaschichten, weil sie über den Beckenrand transgredieren, und HÄUSER (1959: 49) hat diese Altersbestimmung durch den Nachweis von *Hydrobia inflata* und *Hydrobia obtusa* in den Tonen von Ravolzhausen endgültig bestätigt.

Nach ihrer Lebensweise sind die Cypriniden und *Esox* ausgesprochene Süßwasserfische. Die Vertreter der Gattung *Alburnus* leben in stehendem oder langsam fließendem Gewässer, ebenso die Schleie (*Tinca*), die überdies schlammigen Grund bevorzugt. Auch der Hecht meidet rasche Strömungen und hält sich vornehmlich in ruhigen Gewässern mit reichlich Pflanzenwuchs auf. Die Gattung *Morone* dagegen, deren Arten über 1 m lang werden, ist ungemain euryhalin; man findet sie im Meer, aber auch im Brack- und Süßwasser. Die rezente Art *Morone saxatilis* (WALBAUM) z. B. laicht sowohl im Meer wie im Süßwasser (NIKOLSKI 1957: 399). Nach der Fischfauna zu beurteilen muß das Gewässer, in dem sich die Tone von Ravolzhausen absetzten, ohne stärkere Bewegung und nahezu, wenn nicht gar völlig ausgesüßt gewesen sein. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. SCHELLMANN sind den Tonen von Ravolzhausen in gewissen Abständen stets Sandlagen eingeschaltet, deren seitliches Auskeilen man z. T. im Profil verfolgen kann; es handelt sich demnach um Sandlinsen. Aus ihnen stammen auch alle von Herrn Dr. SCHELLMANN geborgenen Fischreste.

Sehr wahrscheinlich deuten die Sandeinschaltungen nicht nur auf Küstennähe hin, sondern lassen darüber hinaus auf in den aquitanen See einmündende Zuflüsse vom Festland schließen, die in ihrem Mündungsgebiet eine beachtliche Aussüßung des Gewässers hervorriefen.

Schriftenverzeichnis

- AGASSIZ, L.: Recherches sur les poissons fossiles, **5**, 2. F., Paris 1843.
- HÄUSER, FR.: Neue paläolithische Funde über den Corbiculatonen und -sanden der Ziegelhütte Ravolzhausen, Kr. Hanau. — Jber. Wetterauisch. Ges. ges. Naturkunde, **87**, bis **112**. Jahrg., S. 49—50, Hanau 1959.
- HINSCH, W. & MODELL, H.: Die Altersstellung des „Obermiozäns“ im Raum von Pfungstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 168—174, Hannover 1959.
- KINKELIN, FR.: Die Schleusenammer von Frankfurt-Niederrad und ihr Fauna. — Ber. senckenb. naturf. Ges., S. 219—257, Taf. 3, Frankfurt/Main 1883—1884.
- MEYER, H.: Neue Säugetiere von Weisenau; tertiäre Fischreste zu Mainz. — N. Jb. Mineral., S. 473—478, 1846.
- Perca alsheimensis und Perca moguntina aus dem mittelhessischen Tertiär-Becken. — Palaeontographica, **7**, 19—24, Taf. 3, Kassel 1859—1861.
- NIKOLSKI, G. W.: Spezielle Fischkunde. Berlin 1957.
- WEILER, W.: Über einige quartäre Fischreste. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt, **V** (5), S. 202—203, 1 Abb., Darmstadt 1923.
- Die Otolithen des rheinischen und nordwestdeutschen Tertiärs. — Abh. Reichsamt Bodenforsch., N.F., **206**, S. 1—140, 14 Taf., Berlin 1942.
- Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 147—170, Wiesbaden 1952.
- WEITZEL, K.: Fische aus der Kieselgur von Beuren (Kreis Gießen) und deren Alter. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (V) **14**, S. 98—100, Darmstadt 1933.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.

Manuskript eingegangen am 29. 9. 1959

Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz

Von

SIEGFRIED E. KUSS, Freiburg

Mit 2 Abbildungen, 12 Tabellen und den Tafeln 3—7

Zusammenfassung

Fünf Säugetierarten und ein Vogel, die Verfasser in der Tongrube von Büchelberg gesammelt hat, werden beschrieben. Von besonderer Bedeutung ist der bisher wohl vollständigste europäische Situs-Fund eines Amphicyoniden. Geologie, Mikrofauna und Datierung der Tongrube werden kurz erörtert.

Inhalt

I. Vorwort	29
II. Bemerkungen zur Geologie der Umgebung von Büchelberg	30
III. Das Profil der Grube Büchelberg	32
IV. Paläogeographische und paläoklimatologische Bemerkungen	33
V. Die Mikrofauna und ihre Altersstellung	35
VI. Die Büchelberger Wirbeltierfauna	36
VII. Fundbeschreibung	37
VIII. Schluß	60
IX. Schriftenverzeichnis	60

I. Vorwort

Die vorliegende Fauna ist neben zahlreichen Schildkröten, die ich inzwischen bekannt gemacht habe (Kuss 1958), das Ergebnis zweijähriger Sammeltätigkeit. Dabei wurde der Erfolg wesentlich von der Unterstützung durch die Grubenbelegschaft bestimmt. Ihr und insbesondere der Grubenaufsicht, Herrn G. MALTHANER, meinen Dank zu sagen, ist mir eine angenehme Pflicht. Danken möchte ich auch Herrn Dr. DOEBL-Bruchsal für seinen Beitrag zur Mikrofauna und den Herren Dr. HÜRZELER-Basel und Prof. Dr. TOBIEN-Darmstadt für die freundlichst gewährte Möglichkeit, mein Material in ihren Sammlungen zu vergleichen. Darüber hinaus danke ich Herrn Prof. TOBIEN für die Mithilfe bei der Korrektur.

II. Bemerkungen zur Geologie der Umgebung von Büchelberg

Die zahlreichen, in den letzten Jahren im Oberrheingraben niedergebrachten Bohrungen haben unsere Kenntnis der tertiären Abfolge dieses Raumes wesentlich erweitert. Wir wissen, daß „für das ältere Tertiär vom Obereocän an bis zum Chatt der südliche Grabenteil bis etwa in die Gegend von Karlsruhe der Bereich stärkster Absenkung war, der sich dann für die Zeit vom Aquitan bis ins Quartär hinein in den nördlichen Grabenteil zwischen Karlsruhe und Darmstadt verlagerte“ (WIRTH 1954, S. 33/34). Büchelberg liegt demnach gerade an der Achse dieser tektonischen „Schaubewegung“ und bildet mit seinen dort anstehenden Corbicula- und Hydrobien-

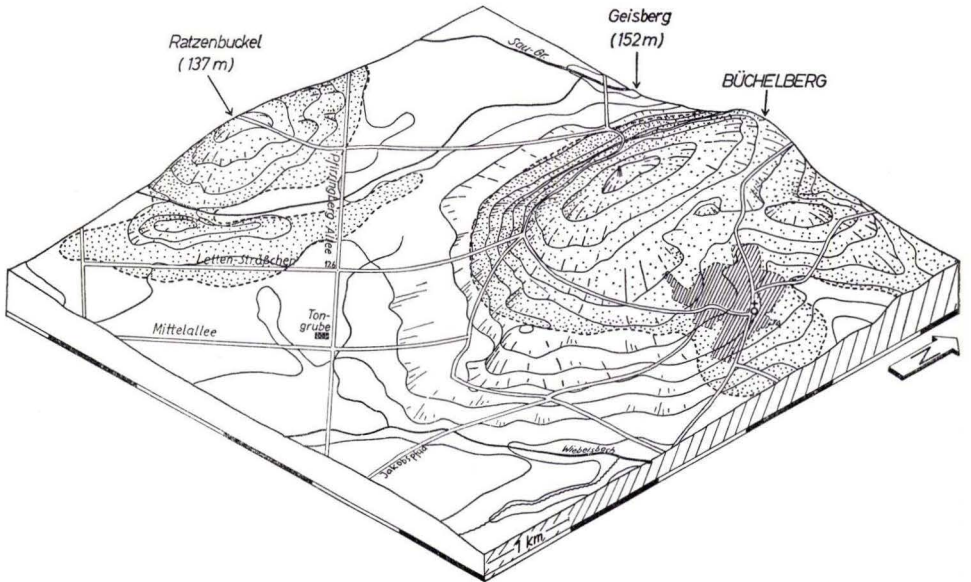


Abb. 1. Blockbild der Umgebung von Büchelberg in 25facher Überhöhung. Punktiertes Gebiet stellt nach einer unveröffentlichten Kartierung von THÜRACH die Büchelberger Kalkschollen dar, die er als tm^2 (Corbicula-Litorinellenkalk) bezeichnet hat.

schichten den südwestlichen Ausläufer jenes Sedimentationsbeckens, in dem diese regional als Obere Niederröderner Schichten bezeichnete Abfolge zum Absatz gelangte.

Der Ort Büchelberg, in Luftlinie 17 km westlich Karlsruhe gelegen, erhebt sich am Hange des Geisberges bis zu 25 m über die weithin ausgebreiteten, jungpleistocänen Bienwaldschotter. Allein diese Tatsache deutet die besonderen geologischen Verhältnisse aufgrund geomorphologischer Überlegungen an. Tausend Meter südwestlich des Geisberges steigt der Ratzenbuckel bis zu 137 m über NN und 13 m über das Niveau der Ebene auf (Abb. 1). In zahlreichen Aufschlüssen ist das Anstehende der beiden Erhebungen freigelegt und hat daher schon vor Jahrzehnten der älteren Geologengeneration Gelegenheit zu verschiedenen Studien geboten.

GÜMBEL (1894, S. 1041) kannte sie bereits und gab das Profil eines der inzwischen restlos aufgelassenen Steinbrüche wieder. Seinem Fossilinhalt nach stellte er den

gelblichen Kalkstein von Büchelberg zu den Corbicula- und Litorinellschichten. Die Kalke des Ratzenbuckels schienen ihm jedoch wegen ihrer „mehr klotzigen Beschaffenheit — Versteinerungen fehlen —“ eher der Cerithienstufe zu entsprechen. Später rechnete BUCHER (1913, S. 10) den Büchelberger Kalk allein den Corbiculaschichten zu. Am Ratzenbuckel, dessen Steinbrüche bereits damals nicht mehr ausgebeutet wurden, fand er gegenüber Büchelberg nichts Bemerkenswertes. Wahrscheinlich sollte damit ausgesprochen sein, daß sie ebenfalls zu den Corbiculaschichten zu stellen seien, wie sie auf der Geologischen Übersichtskarte der Rheinpfalz 1 : 200000 (München 1934) verzeichnet sind.

Unsicherer sind die Nachrichten, die wir über die Hydrobienschichten von Büchelberg besitzen. BUCHER erkannte nördlich des Ortes im Bette des Heilbaches „bläulich-graue, fette Tonmergel mit eingeschalteten dünnplattigen Kalkbänken, die ganz erfüllt sind von Hydrobrien“. Er deutete sie als „untermiocänen Tonmergel“. In dieser Ansicht bestärkte ihn eine Mitteilung AMMONS über zwei Bohrungen in der Nähe des Ratzenbuckels, die ganz ähnliche Schichten wie die des Heilbachbettes durchteuften.

Ohne auf Einzelheiten einzugehen, erwähnte auch THÜRACH (1912, S. 29) anlässlich der Bohrung in der Brauerei SCHREMPF in Karlsruhe solche Hydrobrienmergel, die den Mergeln über dem Corbicula- und Hydrobrienkalk entsprächen und in einer Mächtigkeit von 10 m auch bei Büchelberg vorkämen. Nach SALOMON (1927, S. 48) bezieht sich diese Bemerkung auf eine Bohrung am Pffirsingberg bei Büchelberg mit einer Endteufe von 750 m. Sie muß etwa im Gebiet der Tongrube, über die hier berichtet wird, niedergebracht worden sein. Weiter westlich oder nordwestlich im Bienwald wurden Hydrobienschichten in den Bohrungen II und VI des von THÜRACH wiedergegebenen Profils (S. 8) nicht angetroffen.

Diese Nachrichten waren indessen zu wenig profiliert, um den unbefangenen Besucher der im Jahre 1951 südwestlich der Ortschaft von der Firma C. LUDOWICJOCKGRIM eröffneten Tongrube gleich auf die richtige Fährte zu lenken. Das Profil legte es vielmehr nahe, Vergleiche zu dem in der weiteren Nachbarschaft seit langem bekannten altpleistocänen Tonvorkommen von Jockgrim zu ziehen. Man hätte dies um so unbedenklicher tun können, als SCHWEGLER (1935) ein zusammenhängendes Tonlager von Jockgrim bis ins nördliche Elsaß angenommen hatte. Es ist also verständlich, wenn I. PLEWE-VÖLCKER (1955) in einer ersten Mitteilung das Alter des Büchelberger Tons für altpleistocän hielt. Daß sich aber die Verhältnisse keineswegs auf die SCHWEGLERSche Formel bringen lassen, habe ich bereits in anderem Zusammenhange festgestellt (KUSS 1955).

Aus der Büchelberger Fauna ergibt sich eindeutig aquitanes Alter des Tonlagers. Daraus lassen sich Schlüsse ziehen auf tektonische Strukturen im Untergrunde, den die pleistocänen Schotter ziemlich lückenlos verhüllen. Geisberg und Ratzenbuckel sind getrennte Hochschollen des Rheingrabenrandsystems, die aus Corbiculaschichten bestehen und in Beziehung zum Rheingrabenverlauf hintereinander liegen. Sie werden getrennt durch einen wenige hundert Meter breiten Grabenbruch, dessen oberste tertiäre Schichten bei 124 m über NN liegen und aus Oberen Hydrobienschichten gebildet werden. Nach der Morphologie zu urteilen, dürfte der Graben ziemlich genau rheinisches Streichen haben. Allerdings zeigte ein kürzlich entstandener Aufschluß am

Jakobspfad, daß der Büchelberger Ton sich auch südlich der Ortschaft fast bis in die Höhe des Wiebelsbaches herumzieht.

III. Das Profil der Grube Büchelberg

Die Grube liegt 1,5 km südwestlich der Ortschaft, dort wo Pfrisingbergallee und Mittelallee sich kreuzen. Auf 100 m Breite wird in nordwestlicher Richtung abgebaut und damit ein von SW nach NE verlaufendes Profil freigelegt. In der SW-Ecke der Grube beträgt die Abbautiefe 4,70 m, an der NE-Ecke dagegen 6,30 m. Sie wird bestimmt von der Höhenlage des liegenden Tones, der wegen massenhaft beigemengter Schnecken- und Muschelschalen als unbrauchbar gilt. Diesem NE gerichteten, flachen Fallen folgen bis auf die Schotter auch alle überlagernden Schichten. Leider läßt sich die Fallrichtung nicht genau einmessen. Aus langjähriger Beobachtung des Grubenpersonals ergibt sich, daß der liegende Ton beim Vortrieb langsam ansteigt und die wahre Fallrichtung somit direkt um Ost liegen dürfte.

Das nachfolgende Schlitzprofil habe ich zusammen mit Herrn Prof. H. MURAWSKI 1955 im nordöstlichen Teil der Grube aufgenommen.

Schlitzprofil der Grube Büchelberg

Schicht Nr.	Mächtigkeit in m		
1.	0,56	Dunkler Waldboden. Sand mit Einzelgeröllen.	
2.	0,61	Rote Schotter	
3.	0,77	Hellgrauer, braun- und gelbfleckiger Mergel, kryoturbat.	Diskordanz
4.	0,12	Zersetzte, periglazial verfaltete Kalkmergelbank.	
5.	0,53	Entsprechend Schicht 3.	
6.	0,30	Brauner, feinschichtiger Ton mit Feinsandlagen.	
6.	0,10	Fortsetzung von Schicht 6.	Horizontale Abraumsohle.
7.	0,44	Geschichteter bräunlicher bis grünlicher Ton (Probe) ¹⁾ .	
8.	0,06	Wie Nr. 7, aber sehr fein kalkstreifig (Probe).	
9.	0,22	Grauer, sandstreifiger Ton.	
10.	0,21	Wie Nr. 9, aber mit dichten Ostracodenpflastern (Probe).	
11.	0,14	Mausgrauer Ton, sehr feinschichtig, wenig Ostracoden.	
12.	0,05	Feinsandschicht (Probe).	
13.	0,18	Grauer Ton, schlecht geschichtet, mit Pflanzenhäcksel und Ostracoden.	
14.	0,42	Grauer, sandstreifiger und feinschichtiger Ton.	
15.	0,13	Weißliche, harte Kalkmergelbank.	
16.	0,13	Grünblauer, schlechtgeschichteter Ton mit Hydrobionten und Kalk- konkretionen.	
17.	0,48	Graubrauner Ton, dunkelstreifig (Probe).	
18.	0,33	Olivgrüner, feinschichtiger Ton.	
19.	0,20	Grauer Ton (Probe).	
20.	0,03	Brauner, mulmiger Ton mit Pflanzenresten.	
21.	Liegendes	Grüner Ton mit vielen <i>Helix</i> -Schalenresten (Probe).	

¹⁾ Vgl. Kapitel V.

Eine markante Grenze an der Grubenwand ist durch die Abraumuntergrenze gegeben, die parallel der Oberkante ohne Rücksicht auf das Schichtfallen in etwa drei Meter Tiefe verläuft. Sie wird durch den Einfluß pleistocäner, periglazialer Veränderung des Materials bedingt und kommt in farblicher Veränderung des Tons, Abschnürung von Tropfen des überlagernden Schotters und Faltung von Kalkmergelbänken zum Ausdruck. Beweis dafür, daß es sich wirklich um diese und keine andere Ursache handelt, ist beispielsweise die Faltung und Zersetzung der Kalkmergelbank (Schicht 15) an der Südwestseite im Abraumbereich, die in der nordöstlichen Hälfte unter der Abraumgrenze völlig unverändert ist. H. MURAWSKI (1957) hat inzwischen über diese recht interessanten Erscheinungen kurz berichtet und das Profil in einer Abbildung dargestellt.

In stratigraphischer Hinsicht lassen sich drei größere Schichtkomplexe ausgliedern.

Der erste Komplex umfaßt die pleistocänen Schotter und Sande, bei denen die große Ähnlichkeit zu denen der Tongrube von Jockgrim auffällt. Besonders das Vorhandensein der roten Schotter, die FREUDENBERG (1909) in Jockgrim als „rostigen Rheinkies“ bezeichnete, legen den Vergleich nahe. Zwischen die roten Schotter und das Tonlager schiebt sich in Jockgrim jedoch meist noch der „graue Rheinsand“ FREUDENBERGS ein, der in Büchelberg fehlt.

Der zweite Komplex umfaßt die oberen Tonlagen mit grauen bis braunen Farbtönen, also die Schichten 3—15. Das Material ist mager und mit feinen Sand- oder Kalkschichten durchsetzt. Wirbeltierreste wurden hier bisher nicht gefunden mit Ausnahme solcher von winzigen Fischen. Den Abschluß dieser Serie nach der Tiefe bildet die Kalkmergelbank (Schicht 15), deren Unterseite kräftige Netzleisten aufweist. Von ihnen wird später noch die Rede sein.

Im dritten Komplex (Schicht 16—21) herrschen schließlich blaue bis grüne Farbtöne vor. Schichtung ist hier sehr viel undeutlicher oder fehlt ganz. Vor allem aber fehlen kalkige oder sandige Lagen. Dafür ist das Material fett und der Reichtum an Pyritaggregaten sehr bedeutend. Alle größeren Wirbeltierreste stammen aus diesem Bereich, wobei besonders die unteren Partien bevorzugt sind.

IV. Paläogeographische und paläoklimatologische Bemerkungen

Einleitend habe ich darauf hingewiesen, daß die Büchelberger Hydrobienschichten den südwestlichen Ausläufer des nördlichen Sedimentationsbeckens innerhalb des Rheingrabensystems bilden, das vom Aquitan bis zum Quartär bestanden hat. In der Nähe von Büchelberg haben wir also das Ufer des Hydrobiensees zu suchen. Er erstreckte sich von hier aus nach Norden bis über das heutige Mainzer Becken hinaus (WENZ 1914, SCHRÖDER 1934 u. a.). Südlich Büchelberg finden sich nach Angaben von SCHRÖDER keine Hydrobienschichten mehr. Nach WENZ (1914) und W. WAGNER (1938) „zeigen die Hydrobienschichten schon eine fortgeschrittene Aussüßung“. Dazu dürften auch die beiden von mir gefundenen kümmerlichen Cerithienschalen (vgl. WENZ, S. 340) und die Bryozoen kaum einen bemerkenswerten Widerspruch darstellen. SCHMIDTGEN (1938) nimmt für das Gebiet bei Mainz-Kastel Brackwasser an, und STRAUB schreibt der auch in Büchelberg vorkommenden *Cytheromorpha zinn-dorfi* (vgl. Kapitel V) brackischen bis marinen Charakter zu. Auf jeden Fall spräche sie für „hohen Salzgehalt“.

Diesem Umstand der unmittelbaren Ufernähe verdanken wir die Erhaltung der Büchelberger Wirbeltierfauna, in der terrestrisch, amphibisch und aquatil lebende Formen vergesellschaftet sind. Alle bisherigen Wirbeltierfunde konzentrieren sich aber meiner bisherigen Kenntnis nach ebenso wie die Landschnecken auf den unteren Teil des Tonlagers (Schicht 17—20). Das legt die Vermutung nahe, der obere Schichtkomplex sei in größerer Uferferne sedimentiert worden. Andererseits zeichnet sich aber gerade diese Serie durch sandige Lagen aus, die wiederum eher für Ufernähe sprechen.

Eigenartigerweise fällt das Verschwinden der Wirbeltiere ungefähr zusammen mit einem klimatologischen (oder tektonischen?) Dokument, das in den Netzleisten der Kalkmergelbank (Schicht 15 des Profils) zum Ausdruck kommt. Solche Netzleisten hat auch SCHMIDTGEN (1928 und 1938) schon in den Corbicula- und Hydrobienschichten des Mainzer Beckens beobachtet. Hier haben wir es einwandfrei mit vorübergehender Trockenlegung des Büchelberger Litorals zu tun.

Untersucht man die Kalkmergelbank genauer, so zeigen sich zwei verschiedene und nicht kongruente Systeme von Trockenrissen. Auf der Unterseite sind Netzleisten von 1—2 cm Stärke und einer Maschenweite bis 30 cm ausgebildet. Sie entstanden als Ausfüllung der Trockenrisse an der Oberfläche des Tons. Gelegentlich werden sie durchschnitten von gleichhohen, aber bis zu 10 cm breiten und im Querschnitt U-förmigen Wülsten, die zahlreiche Scherben dunklen Fremdmaterials enthalten. Es erscheint mir nicht abwegig, sie als Strömungsrinnen zu deuten. Nur fragt es sich, ob das Wasser mit steigendem Seespiegel landwärts geflossen ist oder ob es sich infolge größerer Regenfälle unter Mitnahme der erwähnten dunklen Scherben beckenwärts bewegt hat. — Zahllose kleine Buckel und Stielchen zwischen den Netzleisten legen Zeugnis ab von der Ausgestaltung der Tonoberfläche mit Grübchen und bis zu 3 mm starken Röhren.

Unter Wasserbedeckung erfolgte wieder die Ablagerung des Kalkmergels. Danach muß das Ufer erneut trocken gefallen sein, denn an der Oberfläche der Bank befindet sich ein zweites System von Trockenrissen, das, wie gesagt, mit dem unteren nicht kongruent ist. Seine Maschenweite ist kleiner. Die Füllmasse der Risse besteht aus gelblichem Kalkmergel (und nicht aus Ton!). Selbst die Ränder der Polygone sind von diesem helleren Material imprägniert.

Eine zweite Kalkmergelbank von etwa gleicher Mächtigkeit fällt im nordöstlichen Teil des Profils ein. Leider ist sie nur im periglazial überformten Bereich des Tons erschlossen und so zerstört worden, daß ich nicht zu sagen vermag, ob auch an ihr Trockenrisse ausgebildet sind.

An der nordöstlichen Grubenwand habe ich eine weitere, allerdings recht problematischen Netzstruktur aufgefunden. Der Bagger legte sie auf der Abraumsole in 3,20 m Tiefe frei. Schwarz gefärbte, 2 cm starke Maschen zerteilen hier den Ton in 20—40 cm breite Polygone. Ihren Tiefgang habe ich bis zu 50 cm verfolgen können. Gräbt man den Ton an den Maschen auf, so bricht er auf senkrechter Fläche in Maschenmitte glatt auseinander und enthüllt eine Tapete aus Pflanzenhäcksel. Bei der pollenanalytischen Untersuchung einer solchen Tapete, die ich der Initiative von Herrn Professor MURAWSKI verdanke, wurden zahlreiche *Ulmus*-Pollen festgestellt. Ulmen hat KRÄUSEL auch in den Hydrobienschichten bei Mainz-Kastel nachgewiesen.

Leider ist mir, kaum daß ich auf diese Bildung aufmerksam geworden war, durch plötzliche Stilllegung des Grubenbetriebes bis auf unbestimmte Zeit versagt geblieben, die Entstehungsursache zu klären. Vorerst glaube ich, daß es sich um echte Trockenrisse handelt.

V. Die Mikrofauna und ihre Altersstellung

Von einigen Horizonten des Profils habe ich Proben entnommen und auf Mikrofossilien untersucht. Sie sind im Profil (S. 32) bezeichnet. Die Ausbeute übersandte ich Herrn Dr. DOEBL (Bruchsal) zur Bestimmung. — Seiner Faunenliste füge ich jeweils ergänzende Bemerkungen an.

Schicht 7: *Cytheromorpha zinndorfi*²⁾
Hydrobia sp.
Hydrobia elongata
 Muschelbrut, Hydrobienbrut
 Fischreste.

Der Anteil an tierischem Material ist gering. Einen relativ hohen Anteil stellen Fischreste dar, die in mikroskopisch kleinen amphicoelen Wirbeln, Gräten und Rippen bestehen. Besonders in oberer Lage viel kohlige Pflanzenreste. Einen Insektenflügel versäumte ich leider mitzunehmen. — Wenig Pyrit.

Schicht 8: *Hydrobia* sp.

Ostracoden fehlen. — Im Schlämmrückstand viel Kalkkörner, wenig Pyrit.

Schicht 10: Unbestimmbare Ostracode (brackische bis marine Form).

Dieser Horizont weist ganze Lagen von Ostracoden auf, von denen jedoch so gut wie nichts in den Schlämmrückstand eingeht. Schalen nur als Abdruck vorhanden. — Im Rückstand viel Pyrit, Quarz- und Kalkkörner. — Später erhielt ich aus dieser Schicht eine *Cerithium*-Schale, deren Mündung abgebrochen ist. Ihr unterster Umgang zeigt noch gelbe Eigenfarbe. Nach der Spitze zu wird die Erhaltung immer schlechter. Höhe etwas über 20 mm.

Schicht 12: *Cyperideis miocaenica*
 Bolivinen-Bruchstück } umgelagert?
Lenticulina sp.
Chara sp.

Das Auftreten der Foraminiferen gerade in der Feinsandschicht spricht für Umlagerung. Bei *Chara* handelt es sich um eine Oogonie. Der Feinsand besteht aus eckigen, glasklaren Quarzkörnchen neben hellgrauen Quarzit(?)-Splittern. Wenig Pyrit.

Schicht 17: *Cytheromorpha zinndorfi*
Hydrobia cf. *elongata*
 Hydrobienbrut, Muschelbrut.

Ostracoden- und Molluskenschalen zahlreich. Viel Pyrit.

Schicht 19: Ostracodenbruchstück
Hydrobia sp.
 Fischreste.

²⁾ Nach STRAUB kommt *Cytheromorpha zinndorfi* interessanterweise im Gebiet von Ulm in aquitanen Schichten nicht vor. Dafür tritt sie im Helvet als Leitform auf.

Ostracoden selten. Fischreste zahlreich. Kein Pyrit in der Probe. Der geringe Schlämmrückstand besteht überwiegend aus glasklaren Quarzsplittern. Einzelnes beschädigtes *Cerithium* von etwa 10 mm Höhe.

In diesen oder einen benachbarten Horizont gehört auch eine Reihe von haselnußgroßen Bryozoenstöcken, die ich zur Verwandtschaft der *Celleporidae* stellen möchte. Ihrem obligat marinen Charakter nach müssen sie umgelagert sein. Da es sich nun um den einzigen Fund in gleich mehreren Exemplaren handelt, der beim Ausschlämmen einer Ptychogastride gewonnen wurde, könnte man daran denken, daß die Bryozoen mit oder gar in der Schildkrötenschale vom Lande her eingeschwemmt worden sind.

Schicht 21: *Candona praecox*
Cytheromorpha zinnendorfi
Candona sp.
 Muschelbrut, Gastropodenbrut.

Wenig Ostracoden, massenhaft Heliciden. Wenig Pyrit.

In der Faunenliste kommt nicht zum Ausdruck, daß man in der Grube mitunter Tonbrocken findet, in denen Hydrobien massenhaft auftreten. Leider kann ich nicht sagen, um welchen Horizont es sich handelt. Auch der Pyritgehalt der Schichten unter der Kalkmergelbank ergibt nach den Proben vielleicht ein falsches Bild. Beim Ausschlämmen der Wirbeltierreste habe ich in den unteren Lagen immer einen ziemlich bedeutenden Anteil gefunden. Meist zeigt er röhrenförmige Struktur.

Dr. DOEBL kommt nach Durchsicht der Proben zu folgendem, mir brieflich mitgeteiltem Ergebnis: „Die Proben würden nach der Stratigraphie des Rheintals in die Mittleren Hydrobienschichten zu stellen sein, wobei Probe Nr. (Schicht 17, Verf.) an der Grenze zu den Unteren Hydrobienschichten stehen würde. Wir gliedern allerdings die Hydrobienschichten nur in Untere und Obere. Die Einstufung wäre also: unterer Teil der Oberen Hydrobienschichten.“

VI. Die Büchelberger Wirbeltierfauna³⁾

Schon bei flüchtiger Nachsuche wird man in den unteren Tonlagen, insbesondere an der Grubensohle, neben zahlreichen Invertebraten oder ihren Fragmenten auch Knochensplitter finden, die das Vorhandensein von Wirbeltieren anzeigen. Sehr viel schwieriger ist es aber, in den Besitz von ansehnlichen und bestimmbaren Resten zu gelangen. In über zweijähriger Sammeltätigkeit konnte ich dank der tatkräftigen Unterstützung durch das Grubenpersonal doch verschiedenes zusammenbringen, das bei der Seltenheit tertiärer Wirbeltierfunde in weiterer Umgebung von Karlsruhe sowohl stratigraphisches als auch paläontologisches Interesse verdient. Es steht durchaus zu hoffen, daß nach Wiederaufnahme des Abbaues in Büchelberg mit weiteren Funden gerechnet werden darf. Unglücklicherweise werden gerade die liegenden Ton-

³⁾ Alle von mir in Büchelberg gesammelten Funde mußten auf Anordnung des Staatlichen Vertrauensmannes für Bodendenkmalpflege in der Pfalz in das Naturwissenschaftliche Museum der Pfalz (Pollichia-Museum) zu Bad Dürkheim überführt werden, weil nach Landesgesetz auch Tierreste als „Alttertumsfunde“ gelten und ablieferungspflichtig sein sollen. Ich hätte sie gern an einem mir günstiger erscheinenden Platz deponiert.

schichten für industrielle Nutzung verworfen. In ihnen vermute ich ein besonders reichhaltiges Material.

Zahlenmäßig am häufigsten sind Schildkröten. Bisher haben sich mindestens 82 Individuen gefunden, die zu drei nicht näher unter sich verwandten Arten gehören. Zwei haben emydinen Bautyp und stellen bisher unbekannte Spezies dar. Ich nannte sie *Ptychogaster buchelbergense* und *Ocadia malthaneri*. Eine *Trionyx* ist noch zu spärlich belegt, um genauer bestimmt zu werden. Es hat besonders überrascht, daß die beiden ersten Arten den Gattungsgenossen des Mainzer Beckens verwandtschaftlich ferner stehen als solchen aus der süddeutschen und schweizerischen Molasse. Aus der Geschichte des Rheintalgrabens wird diese Tatsache aber verständlich.

Alle Wirbeltierreste sind bis auf kleine kompakte Knochen und Zähne in viele Teile zerbrochen und diese noch dazu durch Setzung des Tons auseinander bewegt worden. Besonders unangenehm wirkt sich das auf die in jedem Falle schwierige Präparation von Röhrenknochen aus. Bei dem wertvollen *Amphicyon*-Fund habe ich viel Zeit und Mühe aufgewandt, um mehr zusammenzubekommen, als ich jetzt tatsächlich vorlegen kann. Das ist um so bedauerlicher, als die einzelnen Fragmente geradezu hervorragende Erhaltung aufweisen. Verletzungen (bei Schildkröten), Fraßspuren und präsedimentäre Verwitterungseinflüsse zeichnen sich mit erstaunlicher Deutlichkeit ab.

Die Fauna umfaßt, abgesehen von den Schildkröten, bisher folgende Arten:

Vögel:	<i>Palaeolodus ambiguus</i> MILNE-EDWARDS
Säuger:	<i>Steneofiber eseri</i> H. v. MEYER
	<i>Amphitragulus lemanensis</i> POMEL
	<i>Caenotherium laticurvatum</i> (GEOFFROY)
	<i>Rhinoceride</i> indet.
	<i>Amphicyon</i> cf. <i>lemanensis</i> POMEL.

Die Geringfügigkeit der Vogelreste läßt mich auf Nachsicht der Unkorrektheit im Titel dieser Arbeit hoffen.

Ich werde im folgenden die einzelnen Arten nur insoweit ausführlicher behandeln, als sie zur Erweiterung unserer paläontologischen Kenntnis beitragen. Angeregt durch Entdeckung lange verschleppter Irrtümer über die Nomenklatur von *Steneofiber eseri*, habe ich diesem Punkte besondere Beachtung geschenkt.

VII. Fundbeschreibung

A. Vögel

Palaeolodus ambiguus MILNE EDWARDS 1867

(Taf. 7 Fig. 23 u. 24)

Synonymie und Nachweis des bisher aufgefundenen Materials findet sich bei LAMBRECHT (1933, S. 339). Der von ihm für gültig erklärte Gattungsname *Palaeolodus* ist spätere, auf Grund philologischer Bedenken erfolgte Abänderung und sollte nach den Nomenklaturregeln vermieden werden.

Vorhanden sind einige Splitter von Röhrenknochen, das gut erhaltene Distal-Ende einer Tibia und unbedeutende Reste des Tarsometatarsus. Alles gehört zu einem Individuum.

Die etwas einwärts gerichtete Abbiegung der inneren Gelenkrolle am distalen Tibia-Fragment deutet auf Verwandtschaft der vorliegenden Art zu den Storchenvögeln, denen nach FRAAS (1870) dieses Merkmal übereinstimmend eigen ist. Sicherem Anschluß an das Genus *Palaolodus* gestattet das Vorhandensein einer Crista auf der tarsometatarsalen Gelenkfläche. Von den sechs bisher aufgestellten Arten dieser Gattung kommt auf Grund der vollkommenen Übereinstimmung mit dem Material der Typuslokalität nur *P. ambiguus* in Betracht.

Nachfolgend gebe ich die Meßwerte des Büchelberger Stückes im Vergleich zu denen des MILNE-EDWARDSSchen Holotypus und einiger weiterer Tibien, die sich im Naturhistorischen Museum Basel befinden.

St.-Gérand-le-Puy

Tibia	Büchel- berg	Milne-Edw. Bd. 2, S. 72	Basel S. G. 3335	Basel S. G. 14481	Basel S. G. 20762	Basel S. G. 13118
	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Distale Breite der Epiphyse	13,0	13,0	13,2	13,0	11,5	12,4
Kleinste Diaphysenbreite .	7,4	7,4	7,5	7,5	6,7	7,5
Kleinster Durchmesser der Diaphyse	5,7	5,3	5,5	5,2	5,2	5,5
Durchmesser der inneren Gelenkrolle	13,2	—	13,1	13,4	13,0	13,9
Durchmesser der äußeren Gelenkrolle	12,3	—	12,1	11,9	11,3	11,9

Unser Fragment ist also kleiner als der entsprechende Teil von *P. goliath*, *P. crassipes* und *P. steinheimensis* und größer als der von *P. gracilipes*, der nach Ansicht von LAMBRECHT nur das Weibchen von *P. ambiguus* darstellt, und *P. minutus*. — Es muß auch für die anderen Arten infrage gestellt werden, wie weit ihnen Existenzberechtigung aus Größenunterschieden zukommt.

Für die Steinheimer Stücke ergeben sich m. E. aus den Abbildungen von FRAAS ernsthafte Bedenken gegen Einordnung in dieses Genus. Bei *P. steinheimensis* (FRAAS 1870, Taf. VII, Fig. 13) ist die intercondyloide Crista viel weniger deutlich als an den Materialien von St.-Gérand. Außerdem steht die fast zentrale Stellung des Sehnenloches im Gegensatz zu allen anderen Arten der Gattung. Es ist sonst deutlich nach innen gerückt. — Die von FRAAS *P. gracilipes* zugeordneten Reste von Steinheim mögen wegen ihrer deutlichen Crista zur Gattung gehören, von der angezogenen Art unterscheiden sie sich aber durch ein größeres Sehnenloch, die dieses überbrückende Knochenspange und die nahezu gleiche Höhe der äußeren und inneren Gelenkrolle auf der Vorderseite. — Auch der Tarsometatarsus weist größere Unterschiede auf, die man um so weniger unterschätzen sollte, als auch der zeitliche Abstand von St.-Gérand und Steinheim mit der Möglichkeit neuer Arten rechnen läßt.

B. Säugetiere:

Steneofiber eseri (H. v. MEYER) 1846

(Tafel 7 Fig. 1—7)

- [1833]⁴⁾ *Steneofiber, Steneotherium*. — GEOFFROY SAINT-HILAIRE, Revue encyclop., 59, S. 95 [STIRTON u. a.].
- [1833] *Steneofiber*. — GEOFFROY SAINT HILAIRE, Bull. Soc. Géol. France, 1833 bis 1834, 5, p. 442 [STIRTON].
- 1846 *Chalicomys Eseri* („neue Spezies“). — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc., S. 474.
- *1846 *Chalicomys Eseri* H. v. MEYER. — ESER, Vorzeigung v. Fossilien, S. 147 (Taf. III, Fig. 1a, b, Unterkiefer).
- ? 1847 *Chalicomys Eseri*. — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc. S. 193.
- 1847 *Steneofiber castorinus*. — POMEL, Note sur les animaux, S. 385 (Taf. IV, Fig. 6, Unter- und Oberkiefer).
- 1848 *Steneofiber castorinum*. — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc. S. 471.
- 1848—1852 *Castor (Steneofiber) viciacensis*. — GERVAIS, Zool. paléont. franç., S. 22 und S. 6 der Erläuterungen z. Taf. 48 (Taf. 48, Fig. 9a, 9b, Calvarium. Fig. 10 kop. POMEL 1847).
- 1848—1852 *Chalicomys Eseri*. — GERVAIS, Zool. paléont. franç., Erl. z. Taf. 48, S. 6.
- [1849] *Steneofiber*. — LAURILLARD, Dict. univ. d. 'hist. nat., 11, S. 205—206 [STIRTON].
- 1850 *Chalicomys Eseri*. — JÄGER, Übersicht, S. 823, 825 (Taf. 69, Fig. 44—45 kop. ESER 1846. Taf. 72, Fig. 24, I₁).
- 1851 *Chalicomys Eseri*. — JÄGER, N. Jb. f. Min. etc., S. 503 (Haslach und Ulm, nec Steinheim).
- 1851 *Chalicomys Eseri*. — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc., S. 76.
- [1853] *Steneofiber Escheri*. — POMEL, Catalogue méthodique, S. 21 [FILHOL, 1879].
- 1859 *Chalicomys Eseri*. — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc., S. 172.
- 1865 *Chalicomys Eseri*. — H. v. MEYER, N. Jb. f. Min. etc., S. 219.
- 1879 *Steneofiber viciacensis* P. GERV., *Chalicomys Escheri* H. v. MEYER. — FILHOL, Etude des Mamm., S. 44—58 (Taf. 5 u. 6. Schädel, Extremitäten).
- [1883] *Chalicomys Eseri*. — LEPSIUS, Mainzer Becken, S. 146 [SCHLOSSER, 1885].
- 1885 *Castor (Steneofiber) Viciacensis* GERVAIS. — QUENSTEDT, Petrefaktenkunde, S. 57 (Atlas, Taf. III, Fig. 25. M₃).
- 1885 *Steneofiber (Chloromys) Eseri* H. v. MEYER sp. — SCHLOSSER, Nager, S. 21 bis 23 (Taf. X, Fig. 2, 3, 7, 8, Zähne, Kiefer).
- 1908 *Steneofiber Eseri* H. v. MEYER sp. — ENGEL, Wegweiser, S. 506 u. 526.
- 1914 *Steneofiber viciacensis*. — STEHLIN, Säugetiere, S. 186.
- [1925] *Steneofiber Julieni* n. sp., *Steneofiber Eseri*. — VIRET, C. R. Acad. Paris, 181, S. 337—339 [VIRET, 1929 und STIRTON].
- 1929 *Steneofiber Eseri* v. MEY. — VIRET, Les Faunes, S. 60—64 (Taf. II, Fig. 1—8, Schädel, Zähne).
- 1929 *Steneofiber viciacensis*. — SCHREUDER, *Conodontes*, S. 282ff.
- 1935 *Steneofiber castorinus* POMEL. „*Monosaulax*“ *eseri* (v. MEYER), partim. — STIRTON, Tertiary beavers, S. 397. (Fig. 14—15 kop. POMEL 1847, Fig. 16 bis 18 kop. GERVAIS 1848—1852; S. 423, Fig. 82a—b kop. SCHLOSSER 1885, Taf. X, Fig. 3 von Haslach, nec Örlinger Tal.
- 1940 *Chalicomys viciacensis*, FREUDENBERG, Zwei Säugetiere.
- 1948 *Steneofiber castorinus* POMEL. — CRUSAFONT PAIRO, Los castores fosiles, S. 43 (Taf. III, Fig. 11 u. 12, P⁴ und M¹).
- 1950 *Steneofiber viciacensis* GERVAIS. — STEHLIN & SCHAUB, Trigonodontie, S. 63 u. S. 224. Fig. 79 und 339 (Zähne).

⁴⁾ Zitate aus nicht zu beschaffender Literatur verweise ich durch [] in die Verantwortlichkeit derjenigen Autoren, von denen ich sie übernommen habe.

Nicht zutreffend ist die Herleitung des gültigen Namens von einer Mitteilung H. v. MEYERS, die sich nach SCHLOSSER im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. 1838 auf S. 414 oder auch 404 befinden soll. Sie wurde von VIRET und anderen Autoren kritiklos übernommen. (Es gibt an der bezeichneten Stelle nur eine Notiz über *Chalicomys jaegeri*.) Auch STIRTON⁵⁾ kann nicht beigepflichtet werden, der den ganz ungebräuchlichen Namen *St. castorinus* POMEL für legal ansieht und überdies den Holotyp nicht erkennt. Die angezogene Mitteilung POMELS datiert zwar vom 21. Dezember 1846, ist aber erst 1847 erschienen. Damit tritt wieder der Name *Steneofiber eseri* H. v. MEYER in seine Rechte, der nicht nur im deutschen Schrifttum größere Verbreitung erfahren hat.

Als Speziotypus ist damit ein rechter Unterkiefer festgelegt, den ESER im Örlinger Tal bei Ulm gefunden, H. v. MEYER zur Begutachtung vorgelegt und dessen brieflich mitgeteilte Diagnose zusammen mit einer Abbildung 1846 veröffentlicht hat. Erst dadurch wurde der Name im Sinne der Nomenklaturregeln legitim. Wegen der zahlreich verbreiteten Irrtümer gebe ich die Briefstelle im Wortlaut wieder:

„Die Gründe, welche mich zur Errichtung des *Chalicomys Eseri* bewogen haben, bestehen hauptsächlich darin, daß die Länge von dessen Backenzahnreihe im Unterkiefer soviel mißt, als die drei vordern Backenzähne in *Chalicomys Jägeri*, daß in *Chalicomys*

⁵⁾ Überhaupt erweist STIRTON der Aufklärung dieser verworrenen Synonymie keinen guten Dienst, da er zu den zahlreichen Irrtümern weitere hinzufügt. So enthält allein seine Liste für „*Monosaulax*“ vier falsche Fundortbezeichnungen. Der Hauptirrtum liegt jedoch in der konstanten Vermengung älterer (Weisenau, Örlinger Tal bei Ulm, Haslach, Eggingen) und jüngerer Lokalfaunen (Günzburg, Steinheim, Käpfnach), die entweder *St. eseri* oder *St. jaegeri* enthalten. Obwohl es zutrifft, daß außer dem Größenunterschied bisher keine „befriedigenden Artunterschiede“ gefunden wurden, scheint mir dieser durch den zeitlichen Abstand fundiert genug, um ihn als echtes Kriterium (einstweilen) hinzunehmen. Der erwähnte Mangel ist aber nur ein kleines Übel im Vergleich zu der von STIRTON vorgenommenen Aufspaltung der europäischen miocänen Biber in drei Gattungen quer durch die bisherigen Arten hindurch; etwa *Steneofiber* für die französischen Fundorte, „*Monosaulax*“ für die schwäbischen und *Palaeomys* für Weisenau. Ich habe den Eindruck, daß die falsche Beurteilung der Altersverhältnisse bei dieser Taxionomie eine nicht unwesentliche Rolle gespielt hat, zumal ich mich nicht in der Lage sehe, die von STIRTON angeführten Gattungsdifferenzen zu erkennen. Die Büchelberger Zähne stimmen jedenfalls mit den Kriterien für *Steneofiber* vollkommen überein: Die schmelzbedeckte Vorderseite der Incisiven ist „convex“ und nicht „with round enamel face“ wie bei *Monosaulax*; die „anterior fossettes“ öffnen sich nicht nach außen zu; P⁴ ist im Basalumriß „more rectangular than triangular“ und die „hypostria of upper teeth, although longer than mesostria, not extending to base of tooth“. Den Merkmalen des Schädelbaues kann ich leider deshalb nicht folgen, weil mir an meinem Material die Vergleichsmöglichkeit fehlt und außerdem STIRTON in der Diagnose für *Monosaulax* und „*Monosaulax*“ darüber keine Angaben macht. Da auch STIRTON bei der Beurteilung der europäischen Funde im wesentlichen auf Beschreibungen und Abbildungen angewiesen war, möchte ich an der Übereinstimmung dieser Funde in der Weise festhalten, wie sie in meiner Synonymliste zum Ausdruck kommt. In biologischer Hinsicht würde es schließlich ganz unverständlich sein, warum sich die Gattung *Monosaulax* von Nordamerika bis in die Schwäbische Molasse ausbreiten und in Westeuropa durch ganz andere Formen ersetzt werden kann. Endlich bestärkt mich in meiner Auffassung die Tatsache, daß STELLIN & SCHAUB in ihrer fundamentalen Arbeit (1950) die neue Taxionomie STIRTONS wohl nicht ganz unabsichtlich unbeachtet ließen.

minutus die Backenzahnreihe so lang ist als der Raum, den die drei vordern Backenzähne von *Chalicomys Eseri* einnehmen, und daß in letzterer Species der erste untere Backenzahn verhältnismäßig kleiner sich darstellt als in den beiden andern Species. *Chalicomys Eseri* kommt auch in der knochenreichen Tertiärablagerung von Weisenau vor.“

Typuslokalität ist damit also das Örlinger Tal bei Ulm und nicht St.-Gérand.

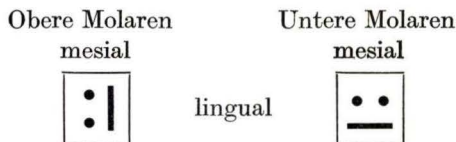
Der kleine Biber gehört in Büchelberg zu den häufigen Resten. Ein Calcaneus von ihm war der erste sichere Beweis überhaupt für die Existenz einer Säugetierfauna im Tonlager. Inzwischen habe ich Teile von mindestens acht Individuen erhalten. Durch insgesamt zwanzig gut bis leidlich gut erhaltene Zähne werden alle Altersstufen ausgewiesen. Die ältesten sind bis auf plattige Reste mit Wurzelstümpfen abgekaut. Alle sind isoliert.

FILHOL (1879, S. 45) behauptete, es sei einfach, isolierte Ober- und Unterkieferzähne voneinander zu unterscheiden, weil obere Molaren am vorderen Lobus eine Schmelzinsel mehr besäßen als am hinteren Lobus. Seine auf Taf. V beigegebenen Fig. 1 u. 2 lassen dieses Merkmal nicht eben überzeugend erscheinen. Umgekehrt, nämlich zwei Schmelzinseln im hinteren Lobus der oberen Molaren gegen gewöhnlich eine im vorderen hatte es ZUVOR GERVAIS (1848—52, Erl. zu Taf. 48, S. 6) als Regel erklärt.

Unter dem Büchelberger Material sehe ich an drei, wahrscheinlich in eine Reihe gehörigen oberen Molaren (M^1 — M^3 ?), daß M^1 und M^2 im vorderen Lobus eine und im hinteren Lappen zwei Schmelzinseln besitzen. Umgekehrt ist es der Fall bei M^3 . Stark abgekaute untere Molaren weisen vorn eine und hinten zwei Inseln auf. Bei einigen weniger usierten sind es vorn eine und hinten zwei. — Vergleicht man ferner die Abbildungen SCHLOSSERS und VIRETS daraufhin, so wird man auch hier finden, daß eine Regel für die Ein- oder Zweizahl von Schmelzinseln kaum aufzustellen ist.

Das Grundsätzliche des Zahnbaues von *St. eseri* haben inzwischen STEHLIN & SCHAUB (1950) geklärt, indem sie zeigten, daß an oberen wie unteren Molaren dieselbe Architektur vorliegt: Fünf Antiklinalen und vier Synklinalen am Außenrand der oberen bzw. am Innenrand der unteren Molaren. An den entgegengesetzten Seiten befinden sich jeweils zwei Antiklinalen und eine Synklinale. Unterschiede in der Anzahl der Inseln sind die Folge von individuell verschiedenem Abrasionsfortschritt.

In Zweifelsfällen lassen sich meiner Beobachtung nach die Wurzeln sehr zuverlässig für die Orientierung isolierter Zähne verwenden. Unser *Steneofiber* hat nicht, wie ZITTEL (1891—93, Bd. 4, S. 530) angibt, zwei, sondern drei Wurzeln. Von ihnen nimmt eine immer die ganze Länge bzw. Breite des Zahnes ein, während die beiden gegenüberliegenden Wurzeln nur unscheinbare Spitzchen darstellen. Bei unteren Molaren steht die breite Wurzel am Hinterende des Zahnes und ist transversal gerichtet, während sie an den oberen Molaren in sagittaler Richtung und an der Lingualseite steht, wie aus dem folgenden Schema ersichtlich ist.



Nach SCHLOSSER (1885, S. 40) soll sich *St. eseri* durch elliptische Zahnkrone und gelbe Zähne auszeichnen, während *St. minutus* und *St. jägeri* mit fortschreitender Ab-

kauung mehr quadratischen Zahnquerschnitt erhalten sollen. Ihre Zahnfarbe sei außerdem schwarz. Natürlich kann es uns heute nicht mehr zweifelhaft sein, daß die Farbe fossiler Zähne nicht als biologisches Kriterium gelten darf. Aber auch die Bemerkung über den elliptischen Zahnquerschnitt scheint mir nicht ganz zutreffend. Die Büchelberger Zähne haben genau so wie die in den französischen Arbeiten abgebildeten fast quadratischen Querschnitt — natürlich mit Ausnahme des Prämolaren. Gleiches bringt meinem Eindruck nach auch die Abbildung SCHLOSSERS (1885, Taf. X, Fig. 3) von einem Unterkiefer von Haslach bei Ulm zum Ausdruck. Zweideutig ist die Oberkieferzahnreihe der Fig. 2 und 2a der gleichen Tafel, weil hier die vergrößerte Reproduktion verzeichnet ausgefallen ist. Eindeutig ovalen Umriß haben dagegen die beiden zusammenhängenden Zähne in SCHLOSSERS Fig. 7 von Weisenau. Daß auch sie mit Vorbehalt beurteilt werden müssen, wird erst dann recht deutlich, wenn man versucht, ihre Stellung im Gebiß zu bestimmen. Ihr Formunterschied und die Feststellung SCHLOSSERS, er habe „beträchtliche Größenunterschiede“ zwischen den Stücken des Mainzer Beckens und allen anderen Vorkommen gefunden, machen aber sein Widerstreben gegen die Vereinigung aller Reste in einer einzigen Art leicht verständlich und gemahnen zur Vorsicht.

Zur Rechtfertigung der Artbestimmung gebe ich einige Maße.

Zähne (Breite längs × Breite quer):
 $P^4 = 5,0 \times 5,7$ (Exemplar 1)
 $M^1 = 3,7 \times 4,2$ (Exemplar 6)
 $M^2 = 3,7 \times 4,2$ (Exemplar 6)
 $M^3 = 3,3 \times 3,6$ und $3,4 \times 3,3$ (Exemplar 1)
 $I^1 = 4,0 \times 3,3$ (Exemplar 6)
 $I_1 = 5,0 \times 4,0$ (Exemplar 1 und Exemplar 6)

Für die Milchmolaren ergeben sich Längen von 3,5—3,9 und Breiten von 3,3—4,0.

Neben einigen nichtssagenden Fragmenten von Schädel, Wirbelsäule und Vorderextremität gehört der überwiegende Teil des Fundmaterials zur Hinterextremität. Am schönsten ist das proximale Ende eines Femur, das sich hinsichtlich Form und Größe genauestens mit dem entsprechenden Stück des von FILHOL (1879, Taf. 6 Fig. 13, 14) abgebildeten Femur deckt (Taf. 7 Fig. 1).

Vier distale Tibiabruchstücke schwanken in der Breite zwischen 8,3 und 10 mm. Auch die Krümmung ist hier nicht gleichmäßig stark ausgebildet.

Eine randlich etwas beschädigte Patella hat 8,4 mm Länge und median 5 mm Dicke. Ihr Umriß ist mandelförmig.

Vom Calcaneus liegen fünf und vom Astragalus zwei Stücke vor. Auch hier kommen geringe Größenunterschiede zum Ausdruck. (Der Astragalus von FILHOLS Taf. 6, Fig. 1 wurde ohne Hinweis in doppelter Größe gezeichnet.)

Amphitragulus lemanensis POMEL

(Tafel 7 Fig. 25—29)

Zahlenmäßig am häufigsten sind Reste von kleinen hirschartigen Tieren vertreten, die zweifellos in die Gruppe der Cervulinen gehören. Dagegen fällt die Entscheidung für eines der beiden Genera *Dremotherium* oder *Amphitragulus* aus bekannten Gründen nicht leicht. Sie wird durch den schlechten Erhaltungszustand noch wesentlich

erschwert. Glücklicherweise konnte ich einen Mandibelast soweit zusammensetzen, daß die Anzahl von vier unteren Prämolaren mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte. Dieser Rest gehört also zu *Amphitragulus*. Alle anderen, weniger charakteristischen Stücke zähle ich unter dem Vorbehalt, daß künftige Funde es nicht anders beweisen, sowohl zur gleichen Gattung wie auch zur gleichen Art. Entscheidend ist auch hier wieder der Gedanke, daß von den fünf oder sechs aquitanen Species in Wirklichkeit nur eine oder zwei Existenzberechtigung haben, diesen aber größere Variationsbreite einzuräumen ist.

Die bisherige Individuenzahl von Büchelberg beträgt mindestens neun Tiere.

An dem erwähnten linken Mandibelast (Taf. 7, Fig. 25—27) mißt die lückenlose Zahnreihe P_2 bis $M_3 = 58$ mm. P_1 fehlt, ist aber nachweisbar durch die vorhandene einfache Alveole. Für die Gesamtlänge P_1 bis M_3 errechnen sich 64 mm. Der Unterkiefer entspricht vollkommen demjenigen des von VIRET (1929, Taf. XXI, Fig. 5, vgl. auch S. 219) als *A. lemansis* abgebildeten. Er bleibt unwesentlich hinter den von FILHOL (1880, S. 59) für diese Art gemessenen Werten — nämlich 65—69 mm — zurück. Außer P_1 haben alle Zähne des Unterkiefers zwei Wurzeln. Die Foramina apicalia sind bei eben am M_3 durchkautem Schmelz noch nicht ganz geschlossen. Nur die hinterste des M_3 läßt keine Öffnung mehr erkennen. — M_1 — M_3 mit deutlicher *Palaeomyx*-Falte.

Aus dem Oberkiefer liegt der vordere Teil eines linken Caninus (Ex. D 9) vor (Taf. 7, Fig. 28). Abgerollt mißt er 45 mm in der Länge und maximal 7 mm in der Breite. — Sehr wahrscheinlich gehören zum gleichen Individuum zwei Oberkiefer-Zähne (P^4 und M^1 ?), von denen der vermutliche M^1 so stark abgekaut ist, daß der Wurzelkanal der Innenwurzel auf der Usur bereits bloßliegt. Die Pulpa ist verschwunden. Merkwürdig bleibt der Umstand, daß weder der Wurzelkanal noch das Foramen apicale geschlossen wurden. Letzteres ist am Prämolaren der Fall.

Drei weitere Oberkiefer-Zähne, bei denen die Wurzeln beschädigt sind (P^4 bis M^2) messen in zusammenhängender Reihe 27 mm. Breite von $P^4 = 9,3$. Bemerkenswert schmaler und im Gesamteindruck kleiner erscheint der einzelne P^4 von Ex. D 9. Bei ihm ist die Außenwand etwas konkav. Die mittlere, äußere Schmelzfalte erscheint sehr schwach. — In der herkömmlichen Artenabgrenzung könnte man vielleicht in diesem Stück eine zweite Art, etwa *A. Boulangeri* POMEL, erblicken. —

Unterschiede in Größe und Proportion deuten sich scheinbar auch in den Metapodien an. Der von mir schon früher (KUSS 1958, Taf. 7, Fig. 4) abgebildete Metacarpus (Ex. D. 3) fällt in seinen meßbaren Proportionen aus dem Rahmen der bisherigen Zahlenangaben heraus: Länge 96, Breite oben quer 13, Breite unten quer 14 mm. Anfechtbar an diesem ursprünglich sehr zerbrochenen Stück ist allein die Länge. Sie ordnet sich jedoch den von VIRET (1929) mitgeteilten Werten zwanglos ein. Zu gering sind die Breiten oben und unten. Erinnert man sich aber des bei Abbildung des Stückes Gesagten, nämlich daß durch Verwitterung ein Teil der Knochenoberfläche verloren ging, so verliert auch dieser Metacarpus seine Merkwürdigkeit. — Ein proximaler Metatarsusrest paßt mit seiner oberen Breite von 14 mm wieder gut zu *A. lemansis*.

Für die übrigen Skeletteile fehlen Vergleichswerte. Soweit sie mir in mehreren Stücken vorliegen, verdienen sie besondere Erwähnung.

Von drei Tieren sind die Calcanei vorhanden (4 Stück). Ihre Gesamtlänge schwankt zwischen 51 und schätzungsweise 45 mm. Nahezu gleichbleibend sind Gesamtbreite

der Fersenbeins (13—14), sowie Breite (5—5,5) und Höhe (12—13 mm) des *Tuber calcis*. Um so deutlicher tritt der Längenunterschied des proximalen Teils, gemessen von der *Astragalus*-Facette bis *Tuber*-Ende, in Erscheinung (30—36 mm). Das kürzeste Fersenbein wirkt insgesamt viel kleiner und gedrungener. Man könnte auch hier wieder an eine zweite Art denken (Taf. 7 Fig. 29).

Drei *Cubonavicularia* weichen in ihren Größenverhältnissen wiederum sehr wenig ab. Breite 15—17, Durchmesser 13—14 mm.

An drei distalen *Tibia*-Resten beträgt die Breite 15—17,5, der Durchmesser 12 bis 13 mm.

Nach dem bisher vorliegenden *Amphitragulus*-Material von Büchelberg sind die Größenunterschiede erheblich kleiner als an dem von St.-Gérand-le Puy und — nach den Resten zu urteilen, die ich im Hessischen Landesmuseum Darmstadt gesehen habe — auch kleiner als in Weisenau.

Insbesondere die Reste von Exemplar D 4 sind z. T. stark verwittert (vgl. *Metacarpus*) und mit zahlreichen Fraßspuren versehen. Der Splitter eines benagten Röhrenknochens wurde schon a. a. O. (Kuss 1958, Taf. 7 Fig. 6) abgebildet.

Caenotherium laticurvatum (E. GEOFFROY) 1833

(Taf. 7 Fig. 20—22)

Durch die ausgezeichnete Monographie HÜRZELERS (1936, 1937) sind wir über *Caenotherium* so gut unterrichtet, daß auf Einzelheiten verzichtet werden kann.

In Büchelberg habe ich bisher drei Funde dieser Art gemacht. Alle drei sind Zufallsfunde, die entweder beim Durchschlämmen anderer Reste mit anfielen oder aber bei auf Verdacht durchgeschlämmten Tonbrocken gewonnen wurden. Möglicherweise sind viele Reste ihrer Kleinheit wegen übersehen worden.

Es handelt sich bisher um Zähne des Ober- und Unterkiefers, einige Milchzähne und Teile eines Hinterfußes bestehend aus *Tibia*fragmenten, *Calcaneus*, *Astragalus* und Bruchstücken von *Metapodien* und *Phalangen*. — Ein M^2 mißt 5,3 mm in der Länge und 6,8 in der Breite. Der *Astragalus* hat eine Länge von 10,8 mm.

Rhinoceride indet.

(Taf. 7 Fig. 8—9)

Diese Art wird durch den einmaligen Fund von Resten dreier Backenzähne vertreten. Zwei vollständig erhaltene Zähne des gleichen Tieres gelangten leider nicht in meine Hände und sind verloren.

Das hintere, innere Bruchstück eines oberen, linken Molaren (Taf. V, Fig. 8) enthält das etwas usierte *Metaloph*, von dem gegen das Quertal ein relativ breiter und fast völlig abgekauter Gegensporn (*Crochet*) abzweigt. Die Höhe des *Metalophs* beträgt 17 mm. Distal ist das geschwungene *Cingulum* kräftig entwickelt und vor der hinteren Grube, die hier ein längsgerichtetes, spitzes V-Tal bildet, etwas eingekerbt. An der Umbiegung des *Metalophs* setzt das Schmelzband aus und stellt sich am Eingang zum Quertal wieder ein, wo es nicht weiter zu verfolgen ist. Die hintere Gesamtbreite des Zahnes mag 32—34 mm betragen haben.

Auch von dem entsprechenden rechten Zahn liegt die gleiche Partie, in zwei Stücke zerbrochen, vor.

Von einem Zahnkeim (Taf. 7 Fig. 9), vielleicht M^3 , haben sich der vordere Teil der Außenwand und ein Stück der Vorderwand erhalten. Die größte Höhe der Schmelzkappe mißt 26 mm. Gegen die Basis wird der Schmelz rissig, ein Zeichen dafür, daß die Bildung noch im Gange war. Die vordere Breite dieses Molaren beträgt an der Basis etwa 42 mm.

In Anbetracht der Undurchsichtigkeit des tertiären Rhino-Materials ist es angezeigt, den Versuch eines Gattungs- oder gar Artanschlusses zu unterlassen. Die Zahngröße mag im Vergleich zu der gutdefinierten altpleistocänen Art *Rh. etruscus* ungefähr zwei Drittel betragen haben. Ich habe den Eindruck, daß die Büchelberger Reste etwas kleiner sind als die entsprechenden von *Aceratherium lemanense* POMEL.

Amphicyon cf. lemanensis POMEL

(Abb. 2 Taf. 3—6, Taf. 7 Fig. 10—19)

Bisher sind zwei Tiere nachgewiesen, eines extrem alt und mit Resten aus dem gesamten Skelett belegt, das andere wird durch einen einzelnen Milchzahn vertreten. Das alte Exemplar wurde unmittelbar auf der Abbausohle gefunden. Auch bei ihm waren viele Skelettreste und der größte Teil der Zähne fast hoffnungslos zerstört. Immerhin gelang es, einige kompakte Knochen und drei Zähne zu retten. Diesen möchte ich folgende Stellung zuweisen:

P₁ sin. (Taf. 7 Fig. 15). Einwurzelig, mit kleinen Abbrüchen an mesialer und distaler Kronenseite sowie am mesialen Kronenende. Mittelhöcker wenig usiert, Schmelz noch nicht durchgekaut. Der Zahn steckte, nach der Färbung des alveolären Teiles zu urteilen, mit starker Neigung nach vorn im Kiefer. Umriß der Krone etwas asymmetrisch oval. Außenseite etwas stärker konvex als Innenseite. Länge 6,0, Breite 3,8, Höhe der Krone 4,0 mm.

P₂ sin. (Taf. 7 Fig. 16). Zweiwurzelig, Krone einhöckerig. Abbrüche am Innenrand des Basaltwulstes und an Wurzelspitzen. Krone durch mittlere Schneide in etwas größere äußere und kleinere innere Hälfte geteilt. Höckerspitze liegt dicht vor der Mitte. Distale Schneide mit schmaler Kaumarke usiert, die fast bis auf den undeutlich abgesetzten Basaltwulst herabreicht. Länge 9,4; Breite ca. 5,0 mm.

P₃. (Taf. 7 Fig. 17). Dem vorigen ähnlich, nur größer. Abbrüche an Langseiten und Wurzelspitzen. Rundliche Kaumarken liegen mesial unterhalb der Kronenspitze und nahe der Hinterseite. Länge 11,7; Breite ca. 6—6,5 mm.

Vom **P₄** (Taf. 7 Fig. 18), liegt eine Hälfte vor. Seine Krone ist stark abgekaut. Apical endet die Wurzel, wie ursprünglich auch an den anderen Prämolaren, in einer kolbigen Verdickung, wie sie in den Abbildungen von PETERS (1868, Taf. 3 Fig. 2) für dessen „*Amphicyon intermedius*“ zum Ausdruck kommt. Breite ca. 8 mm.

Wohl vom **M₁** stammt ein 21,6 mm hoher Wurzelrest (Taf. 7 Fig. 19), dessen Dicke über 9 mm beträgt. Er wird von zwei Wurzelkanälen durchzogen. Apical mit kolbiger Verdickung. An der Krone bis auf den Wurzelansatz abgekaut. Das Tier war also extrem alt.

Da Gattungs- und Artbestimmung miocäner Carnivoren sich im wesentlichen auf Zahnmaterialien gründet, soll versucht werden, auch den Büchelberger Carnivoren

trotz der Unvollständigkeit seiner Gebißhaltung odontologisch zu diagnostizieren.

Beziehen wir uns als Vergleichsgrundlage auf die Raubtierformen der gleichaltrigen Ablagerung von St.-Gérand-le-Puy, so kommen folgende Gattungen in Betracht: *Amphicyon*, *Haplocyon*, *Pseudocyon* und *Cephalogale*.

Das bisher mangelhaft definierte und in seiner Existenzberechtigung angezweifelte Genus *Pseudocyon* darf von vornherein ausgeschlossen werden, zumal unter den wenigen Merkmalen die Zweiwurzeligkeit des P_1 eine wichtige Rolle spielt. Am Büchelberger Tier ist P_1 einwurzelig. Evident ist auch die Unterscheidung von *Haplocyon* mit seinen sehr viel höheren Prämolaren. *Cephalogale* besitzt nach SCHLOSSER (1889) schon auf dem dritten Prämolaren einen Hinterzacken, der am Büchelberger Zahn nicht vorhanden ist. Ebenso fehlt allen Prämolaren das Basalband, das den Lückenzähnen von *Cephalogale* nach VIRET (1929) eigen ist.

So kommt schon aus odontologischen Erwägungen heraus keine andere Gattung als *Amphicyon* in Betracht. Zu ihr passen die Zahnmerkmale recht gut. Die folgende Darstellung wird außerdem zeigen, daß es noch weitere gewichtige Gründe für die Zuordnung zum Genus *Amphicyon* gibt.

Unsicherer muß indessen die Species-Bestimmung ausfallen. Zwar stimmen die Maße der Prämolaren mit den Werten von FILHOL (1879) und VIRET (1929) für *A. lemanensis* ebenso gut überein wie verschiedene vergleichbare Materialien von Saulcet, die ich im Naturhistorischen Museum Basel unter der Bezeichnung „*Amphicyon* sp.“ gesehen habe. Doch scheinen mir die Prämolaren-Maße für sich so wenig typisch, daß man die Büchelberger Art danach auch ohne weiteres auf andere Species — etwa auf den fragwürdigen „*A. intermedius*“ PETERS 1868 aus dem Obermiocän von Eibiswald oder *A. robustus* WEITZEL 1930 aus den Cerithiensichten des Mainzer Beckens — beziehen könnte. Andererseits schließen die Skelettproportionen größere Arten aus. Was unter den mittelgroßen und kleinen Formen noch Eigenständigkeit beanspruchen darf, wird künftig erst zu klären sein. Bis dahin halte ich es für am zweckmäßigsten, das Büchelberger Tier vorbehaltlich an *Amphicyon lemanensis* anzuschließen.

Die Schwierigkeit beim bisher aufgefundenen Skelettmaterial von Carnivoren aus dem Oligocän und Miocän besteht nach HÜRZELER (1945a, S. 635) darin, „angesichts des fast völligen Fehlens von Situsfunden, isolierte Skeletteile mit Sicherheit bestimmten Gebißtypen ... zuzuordnen“. Trotzdem gelang es HÜRZELER durch Anwendung der Ausschließungsmethode, Merkmale einiger Extremitätenknochen verschiedener Raubtiergattungen, darunter auch von *Amphicyon*, sicherzustellen. Ich freue mich, seine Ergebnisse teilweise für dieses Genus am bisher wohl vollständigsten *Amphicyon*-Fund bestätigt zu sehen.

Vollständig zerstört sind die Reste des Achsenskeletts einschließlich Schädel und Rippen. Um so größer ist aber die Bedeutung der Reste aus dem Extremitätenskelett.

Humerus

Vom Oberarm konnte ein distales Schaftende zusammengesetzt werden (Taf. 3 Fig. 1). — In Vorderansicht ist zunächst die komplizierte Gestaltung der Crista deltoidea bemerkenswert. Sie entspringt (von distal her gesehen) in Schaftmitte und auf gleicher Höhe mit dem Proximalende des Foramen entepicondyloideum als zunächst

schmale Kante. 30 mm oberhalb verbreitert sie sich zu einer kräftigen Rauigkeit, die in Seitenansicht zugleich die charakteristische Ausbauchung des Schaftes nach vorn bedingt. Weitere 25 mm oberhalb gabelt sie sich in zwei Äste. Der innere, und zugleich breitere Ast biegt ein wenig zur Medialseite herüber und bildet mit zwei \pm deutlichen parallelen Kanten die eigentliche Crista. Der äußere Ast ist etwas stärker abgewinkelt und wird, der Abdachung des Schaftes nach schräg-rückwärts folgend, zu einem anfänglich scharfen und später rauhen Grat, der die Umbiegung der Lateralseite zur sagittalen Richtung markiert.

In der Abbildung von HÜRZELER (1945a, Fig. 1) wird die geschilderte Ausbildung der Crista deltoidea nur eben angedeutet. Ich habe aber das Original in der Hand gehabt und strukturell gute Übereinstimmung mit dem Büchelberger Stück gefunden. Ein Unterschied besteht insofern, als am Büchelberger Humerusschaft die volle Entwicklung der Crista etwas tiefer beginnt als an dem von Varennes sur Têche, so daß auch die in Seitenansicht erkennbare Vorwölbung des Schaftes tiefer herabreicht. — Wenn SCHLOSSER (1899, S. 134) angibt, am Humerus reiche die Deltoidrauhigkeit bei *Amphicyon* noch nicht so weit herab wie bei *Ursus*, so habe ich an den mir bekannt gewordenen Stücken eher den gegenteiligen Eindruck gewonnen.

Etwas undeutlicher, aber in den Grundzügen völlig übereinstimmend, fand ich die Struktur der Deltoid-Rauhigkeit an zwei distalen Humerus-Fragmenten aus dem Litorinellenkalk von Budenheim im Landesmuseum Darmstadt, die als „*Amphicyon* sp.“ etikettiert waren. — Übrigens ähnelt auch *Ursus spelaeus* in diesem Punkte *Amphicyon* überraschend.

Die Crista supinatoria ist am Büchelberger Stück abgebrochen. Ihr proximaler Endpunkt liegt mit der Gabelung auf der Deltoid-Rauhigkeit in gleicher Höhe. Auf der Hinterseite des Schaftes befindet sich unmittelbar neben dem erwähnten Endpunkt ein Ernährungsloch. Dieses hat die gleiche Lage auch bei den Vergleichsstücken von Budenheim und Varennes sur Têche. Mißt man aber den Abstand vom Proximalrand der Fossa olecrani zum Ernährungsloch, so ergibt sich ein höherer Wert (70 mm) für den Büchelberger Humerus im Verhältnis zu dem von Varennes (57 mm). Daraus geht hervor, daß die Crista supinatoria am Büchelberger Stück absolut größere Länge besitzt, obwohl seine Crista deltoidea, wie wir sahen, sich weiter distal gegen die Gelenkrolle hin ausdehnt. Die stärkste Vorwölbung der Crista deltoidea liegt also beim Büchelberger Humerus unterhalb, beim Humerus von Varennes oberhalb des Endpunktes der Crista supinatoria.

Zerstört ist am Büchelberger Humerus-Fragment auch der distale Teil des Foramen entepicondyloideum. Aus der erhaltenen Partie wird aber die von HÜRZELER beschriebene Erstreckung der überbrückenden Knochenspange von vorn-oben nach hinten-unten bestätigt.

Im Gegensatz zu diesen, und wie ich glauben möchte, eindeutigen *Amphicyon*-Humeri weichen die beiden von FILHOL (1879, Taf. 14 Fig. 2 und 1883, Taf. 1 Fig. 6) abgebildeten Stücke in den geschilderten Merkmalen nicht unerheblich ab. Ihre Deltoid-Rauhigkeit ist einfach und die Crista supinatoria bemerkenswert schwächer. Noch stärker unterscheidet sich der durch H. v. MEYER (1867, Fig. 5—8) vorbehaltlich zu *Amphicyon* gestellte und gut abgebildete Humerus von Flörsheim. Aufgrund der von HÜRZELER erarbeiteten Kriterien wird man ihn wohl eher zu *Hemicyon* stellen müssen.

Maße des Humerus⁶⁾

	Büchelberg	Budenheim		Original HÜRZELLER (Basel, VT. 1
		1	2	
Kleinste Breite der Diaphyse	(20) ⁷⁾	20,5	22	21,6
Durchmesser der Diaphyse über Er- nährungsloch	30	30,3	31	32
Kleinster Durchmesser der Diaphyse .	(20)	20,3	20,3	21,7
Größte distale Epiphysenbreite	—	62	(63)	65,5
Länge des Foramen entepicondyloideum	—	—	12	14

Vom Unterarm sind das proximale Ende eines linken Radius mit wohlerhaltener Gelenkfläche und die beiderseitigen Ulmen in proximalen Fragmenten und einem distalen Rest ohne Epiphyse vorhanden. Mit dem nötigen Zeitaufwand wird ein guter Präparator vielleicht noch einiges ergänzen können.

„Radius und Ulna haben im Ganzen ziemliche Ähnlichkeit mit den entsprechenden Knochen von *Ursus*“ bemerkte SCHLOSSER (1889, S. 63). Und auch HÜRZELLER hob den ursiden Charakter dieser Elemente hervor. An meinem Material ist dies nur in beschränktem Umfange der Fall.

Radius (Taf. 4 Fig. 4)

In Aufsicht ist der Umriß der Fovea articularis jenem von *Ursus arctos* vergleichbar: Breit-oval mit größerem Rundungsradius an der Außenseite. Der Vorderrand erhebt sich etwas medialwärts von der Mittellinie zu einer spitzen Tuberosität, die gegen das Innere der Gelenkgrube eine kurze Crista ausstrahlt. Andeutungsweise wird dadurch die Grube in zwei Facies zerlegt. Am Hinterrand befindet sich die flach-gerundete und fast steil stehende Artikulationsfläche für das Radioulnargelenk der Ulna. Der Hinterrand ist etwas herabgebogen und gewinnt dadurch Anschluß an die Humeralfacette der Incisura semilunaris.

In diesem Teile des Unterarmes besteht fast vollkommene Übereinstimmung mit *Ursus* und deutliche Anweichung von *Canis*.

Trotz unvollständiger Abbildung läßt sich aus der Darstellung von WEITZEL entnehmen, daß auch *A. robustus* WEITZEL an der proximalen Gelenkfläche die gleiche Ähnlichkeit mit *Ursus* aufweist. WEITZEL zieht mit Recht die Abbildung von FILHOL (1879, Taf. 15, Fig. 1) zum Vergleich heran.

Ulna (Taf. 4 Fig. 1—3)

Der Schaft ist in seinem erhaltenen Teil abgeflacht und bildet mit der Sagittalebene des Olecranon einen Winkel von etwa 50 Grad. Medial hinter der Vorderkante erstreckt sich in sagittaler Richtung eine 23 mm lange scharfe Kerbe, in der ein Ast des

⁶⁾ Um weitschweifige Erläuterungen meiner Meßpunkte zu vermeiden, halte ich mich im folgenden soweit wie möglich an die Meßanweisungen von DUERST.

⁷⁾ Werte in () sind geschätzt.

Biceps-Muskels endigt. Bei *Canis lupus* ist diese Kerbe erheblich schwächer, und bei *Ursus arctos* wird sie zur flachen Grube. 7 mm unterhalb der Kerbe befindet sich ein Ernährungsloch, das beim Bären weiter nach hinten gerückt ist, beim Wolf dagegen direkt der Vorderkante aufliegt. Die abgewinkelte Vorderfläche des Schaftes ist nahezu glatt und entbehrt mit Sicherheit der Kante, die sich beim Wolf von der Außenseite der radioulnaren Facette gegen das Ernährungsloch hinzieht. Die Incisura radialis läßt verhältnismäßig weit nach der Seite aus und ist im Gegensatz zum Wolf etwas nach vorn geneigt. Eine Mittelstellung zwischen den Vergleichsarten nimmt die Incisura semilunaris hinsichtlich ihrer Schiefe ein. An der Lateralseite ist sie, und darin macht sich ein bemerkenswerter Unterschied zu *Canis* geltend, weit auf das Olecranon hinaufgezogen. An der Proximalfläche des relativ hohen Olecranon schließen zwei Tuberositäten eine flache, glatte und nur von winzigen Ernährungslöchern durchbrochene Grube ein. Durch dieses Merkmal wird der canide Charakter des Knochens betont. Der Hinterrand des Olecranons ist im Vergleich zu den genannten rezenten Arten abgestutzt und kräftig medialwärts herumgeschlagen. Eigentümlich ist auch die in Seitenansicht eher konkave als konvexe Durchbiegung an der hinteren Kante der Ulna. — Aus dem distalen Schaftende ergibt sich bei dreiseitig-gerundetem Querschnitt eine stärkere Verjüngung gegen die Handwurzel zu, als es bei *Ursus* der Fall ist.

Sehr viel Ähnlichkeit mit den Büchelberger Stücken besitzt die von FILHOL (1879, Taf. 14, Fig. 3) abgebildete Ulna. Ein entscheidender Unterschied dürfte jedoch im Fehlen der lateralen Lippe der Incisura semilunaris bestehen. Zwar stimmt in diesem Punkte die von HÜRZELER für typisch gehaltene Ulna (1945, Fig. 13) gut überein, andererseits ist aber das Olecranon niedriger und nur mit einer proximalen Tuberosität ausgestattet.

Im Naturhistorischen Museum Basel konnte ich Ulnen von Varennes sur Têche (Inv. Nr. VT. 3) — also dem Fundpunkt des von HÜRZELER für *Amphicyon* als typisch erklärten Humerus — und von Saulcet (Inv. Nr. Sau. 22) studieren. Beide sind auf dem Etikett mit *Amphicyon* identifiziert und entsprechen fast vollkommen den Büchelberger Resten. Am Stück von Saulcet, das nicht gut erhalten ist, scheint die erwähnte seitliche Lippe am Olecranon allerdings nicht so weit umgeschlagen zu sein.

Maße des Unterarms:

	Büchelberg	<i>Ursus</i> ^{*)} <i>arctos</i>	<i>Canis</i> <i>lupus</i>
Radius:	mm	mm	mm
Proximale Breite.	28	42	25
Durchmesser des Capitulum	20	31	15
Breite der proximalen Gelenkgrube	26	38	22,5
Durchmesser der proximalen Gelenkgrube	18	30	(14)

^{*)} Die verglichenen Extremitäten von *Ursus arctos* befinden sich im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg. Von *Canis lupus* wurde subfossiles Material benutzt, das aus römischen Brunnen von Pforzheim stammt und im Staatlichen Amt für Denkmalspflege in Karlsruhe aufbewahrt wird.

Ulna:	Büchelberg	<i>Urus arctos</i>	<i>Canis lupus</i>
	mm	mm	mm
Höhe der Cavitas sigmoides major	21 sin.	37	25
Länge des Proximalrandes des Processus olecrani .	41,5 sin.	55,5	42
Höhe der Cavitas sigmoides minor s. sinus lunatus .	11 sin.	20	8
Breite des Tuber olecrani	19 sin.	26	16,5
Breite der Gelenkfläche der Cavitas sigmoides . . .	25 sin.	41	21
Breite der Gelenkfläche zwischen den proximalen Enden der Ulna und des Radius (Radioulnargelenk)	29 sin.	46	23
Geringste Breite der Diaphyse	15 sin.	24	—
Kleinster Durchmesser des Olecranon	29 sin.	38	27,5
Durchmesser im Bereich des Hakenfortsatzes . . .	36 dext.	52	33
Durchmesser des Ulnakörpers beim kleinen Sigmoidgelenk	28 dext.	28	21,5
Kleinster Durchmesser der Diaphyse	11 sin.	15,1	—
Abstand vom distalsten Punkt des Processus coracoideus bis zum proximalsten Punkt der (lateralen) Tuberosität des Olecranon	36 sin.	34	27
Abstand des Processus anconaceus bis zum proximalsten Punkt der Gelenkfläche der Cavitas sigmoides	42 sin.	60	34

Femur (Taf. 3 Fig. 2—4)

Es liegen Reste von beiden Femora vor: Ein isoliertes Caput, mittlere Teile von beiden Schäften, ein distales Gelenk mit Schaftstumpf, das am inneren Condylus stark angefressen ist, und vom anderen Distalgelenk beide Condyli in guter Erhaltung.

Das halbkugelige Caput besitzt eine kräftige, runde Fossa von 7 mm Durchmesser. Seine Facette ist medial durch einen überhängenden Wulst deutlich vom Hals abgesetzt.

Am Schaft zieht sich, die laterale von der hinteren Seite trennend, eine kräftige Kante herab. Etwas schräg zu ihr verläuft auf der Hinterseite eine schwache Rauigkeit. Kamm und Rauigkeit schließen, schätzungsweise in Schaftmitte, das Haupternährungsloch zwischen sich ein. Dieses ist beim Bären mehr lateral, beim Wolf mehr medial und höher herauf gerückt. Nach distal verbreitert sich die Diaphyse mehr als beim Wolf und weniger als beim Bären. In Verlängerung der erwähnten Kante steht im Abstände von 16 mm oberhalb des Condylus externus der rauhe Sehnenhöcker. Im Querschnitt hat der Schaft etwa die Gestalt eines Kürbiskernes (Spitze nach rückwärts-außen).

Von den beiden die Fossa patellaris begrenzenden Kämmen ist der innere kräftiger entwickelt und reicht etwas weiter herauf. Oberhalb der Kämmen ist die Fossa noch einmal besonders ausgetieft. Am Grunde der schief gestellten Fossa intercondyloidea befinden sich eine tiefere und zwei flache Bandgruben. Von den beiden Condyli ist der äußere stärker. Die Rollkämme der Vorderseite erstrecken sich in schwacher Andeutung, jeweils lateral liegend, bis auf die Gelenkköpfe.

In Seitenansicht erscheint die Gelenkrolle des Büchelberger Femur weniger stark nach hinten abgespreizt als beim Wolf und stärker als beim Bären.

Auch hier legen wieder die Abbildungen FILHOLS (1879, Taf. 14, Fig. 4 und Taf. 15, Fig. 5) den Vergleich nahe. Ich habe jedoch den Eindruck, daß am Büchelberger Stück die beiden Condyli in Vorderansicht nicht so weit seitlich überstehen.

Maße des Femur:	mm
Durchmesser des Caput.	29 sin.
Geringste Breite der Diaphyse.	22 sin.
Kleinsten Durchmesser der Diaphyse	18,7 sin.
Breite des distalen Diaphysenendes	36 sin.
Größte Breite der distalen Epiphyse	51 dext.
Größte Breite der Fossa patellaris	20,5 sin.
Größte Breite der Condylen	47 dext.
Größte Breite der Fossa intercondyloidea	13 sin.
Höhe der Rollfurche (Fovea trochlearis)	31 sin.
Höhe der Fossa intercondyloidea	20 sin.
Größter Durchmesser der distalen Epiphyse.	48 sin.

Patella (Taf. 4 Fig. 9—10)

Beide Kniescheiben sind vorhanden. — Im Umriß oval und nach distal etwas zugespitzt. Auf der Hinterseite endet die in sagittaler Richtung gewölbte Facette schon im unteren Drittel des Knochens. Das freie Stück bildet mit der Vorderseite einen Keil.

Maße der Patella:	mm
Größte Länge	33
Größte Breite	23
Größter Durchmesser	14,5
Größte Länge der Facies articularis	22

Tibia (Taf. 3 Fig. 5—6)

Es liegt nur ein distales Fragment vor. Da es genau auf den vorhandenen linken Astragalus paßt, würde man es bedenkenlos der linken Seite zuordnen. Aus dem Vergleich mit kompletten Stücken ergibt sich aber seine rechtsseitige Stellung. Das Distale der Vorderseite ist wie bei Wolf und Bär zu einer flachen Grube ausgetieft. Die entsprechende Stelle der Hinterseite bildet eine flache Wölbung. Infolgedessen baucht sich die Hinterkante in Distalansicht (Taf. 3, Fig. 6) nur sanft aus, während sie am vermutlichen Original FILHOLS (1879, Taf. 16, Fig. 2; Museum Lyon St. G. 1764) durch eine kräftige Kante fast dreieckigen Umriß erhält. Anhand weiterer Materialien von verschiedenen *Amphicyon*-Spezies gewann ich den Eindruck, daß solche Verschiedenheiten nur als intraspezifische Variabilität zu werten sind. Eindeutig liegt aber bei *Amphicyon* die hintere Konvexität in Verlängerung des Rollkammes. Bei *Canis* — und weniger ausgeprägt auch bei *Ursus* — ist sie weiter nach innen gegen den Malleolus verschoben.

Je eine Kante vorn und hinten markiert die Lateralseite der Tibia. Canidenartig lang und kräftig erweist sich der Malleolus internus. Er ist aber nicht wie bei *Canis* nach außen etwas umgebogen. Der Malleolus von *Ursus* unterscheidet sich grundlegend durch seine Kürze. In Medialansicht steht der Malleolus der Büchelberger Tibia steil auf der Vorderseite und schräg auf der Hinterseite.

Die erwähnte Abbildung FILHOLS von *Amphicyon lemanensis* var. *leptorhynchus* weist mancherlei Mängel auf. Vor allem ist das Stück zu lang und schlank gezeichnet. Ihre maximale Länge würde dem Verkleinerungsmaßstab entsprechend 344 mm betragen. In Wirklichkeit hat das Lyoner Stück aber eine Länge von 242 mm. Auch der Verlauf des tibioastragalen Rollkammes, wie er sich im Bild aus dessen vorderer und hinterer Begrenzung andeutet, ist viel zu schräg dargestellt.

Maße der Tibia:	mm
Distale Diaphysenbreite	27,5
Größte distale Epiphysenbreite	31
Breite der distalen Gelenkfläche	24,2
Größter Durchmesser der distalen Epiphyse	22
Durchmesser der distalen Gelenkfläche	17,5

In der folgenden Beschreibung von Hand und Fuß müssen die Phalangen einstweilen außer Betracht bleiben, da sie nicht mit der nötigen Zuverlässigkeit zu bestimmen sind.

Hand (Abb. 2)

Scapholunare sin. (Taf. 5 Fig. 1—2)

Es besitzt annähernd gleichen Umriß wie beim Bären, nur ist der mediale Hakenfortsatz senkrecht abgewinkelt, sondern er zeigt schräg rückwärts. Die radiale Gelenkfläche ist weniger gewölbt. In Vorderansicht stehen proximale und distale Facetten infolge geringerer Länge des Knochens dichter beisammen. Am ventralen Rand der gemeinsamen Artikulationsfläche von Trapezium und Trapezoid fehlt die bei *Ursus arctos* vorhandene kammartige Begrenzung. Dafür ist hier eine schräg stehende Falte ausgebildet, die die Gelenkfläche in ungleiche Anteile zerlegt. Stärker gebogen als beim Bären ist die Rollfurche des Magnum. Sie wird von derjenigen des Ulnare durch einen nur schwachen Kamm getrennt. Diese ist zugleich kürzer und nicht seitlich umgeschlagen. Deshalb muß auch das fehlende Ulnare flacher sein als beim Bären.

Trapezium dext. et sin. (Taf. 5 Fig. 6)

Relativ schmal, im Durchmesser breiter als Trapezoid. Mesial verjüngt. Deshalb ist die Facette für das Metacarpale I ziemlich klein. Diese steht steiler als beim Bären und wendet sich mehr nach innen. Das Mc I wird infolgedessen etwas abgewinkelt.

Trapezoid dext. (Taf. 5 Fig. 5)

Kürzer als beim Bären und in Vorderansicht fast ebenmäßig hoch. Die scapholunare Facette ist durch einen Kamm gegliedert. Lateral treffen obere und untere Gelenkflächen im rechten Winkel zusammen und bilden eine gemeinsame Schneide.

Magnum dext. (Taf. 5 Fig. 7)

Medial abgebrochen. Relativ weiter plantar ausladend als beim Bären und etwas niedriger. Laterale Artikulation stimmt gut überein.

Pisiforme dext. (Taf. 5 Fig. 3—4)

Sehr viel kürzer und gedrungener als beim Bären. Die terminale Verdickung steht quer zu den Artikulationsflächen und besitzt zwei schräge Bandgruben.

Maße der Handwurzelknochen:

	Scapho- lunare	Trapezium	Trapezoid	Magnum	Pisi- forme
	mm	mm	mm	mm	mm
Größte Länge des Knochens	14,2	9,7	8,2	13,9	16,0
Größte Breite	27,3	11,5	14,7	—	22,8
Größter Durchmesser	27,3	15,5	13,4	21,9	17,0

Metacarpalia

Insgesamt von bärenartiger Gestalt und etwas gekrümmt. Diaphysenanteil kurz. Mc. I ist das kürzeste Glied der ganzen Reihe. Mc. III und Mc. IV unter sich gleichlang, aber länger als die benachbarten.

Die proximalen Gelenkflächen von Mc. II bis Mc. V sind nicht wie bei *Ursus* stufenförmig gegeneinander versetzt, sondern bilden eine ebenmäßige, sanft gerundete Linie. Mc. V offenbar etwas abstehend. (Vgl. Abb. 2 u. SCHLOSSER 1899, Abb. S. 135. Allerdings hat SCHLOSSER m. E. insofern nicht ganz richtig rekonstruiert, als die 1. Phalange des Mc. V in Wirklichkeit die linke erste Phalange des Mc. I ist.)

Mc. I sin. (Taf. 6 Fig. 11—14)

Proximal kolbig vergrößert. Die Gelenkfläche bildet mit der Sagittalebene der Diaphyse einen Winkel von 40 Grad. Facette und seitliche Abflachung bilden in Aufsicht ein Dach. Diaphyse kurz und stärker gekrümmt als die übrigen Metatarsalia. Distale Epiphyse nur wenig verdickt. Die mechanische Längsachse des distalen Rollkamms weicht um 10 Grad proximolateral von der Sagittalebene ab.

Mc. II dext. et sin. (Taf. 5 Fig. 10—12; Taf. 6 Fig. 8—10)

Im ventralen Teil der proximalen Facette beschädigt. An der mesialen Vorderkante der Diaphyse mit Höcker. Distale Epiphyse mesial stärker ausladend.

Mc. III dext. (Taf. 5 Fig. 13—15)

Distale Epiphyse abgebrochen. Proximale Epiphyse transversal kaum verdickt und ventral ohne Knick in den Schaft übergehend. Bandgrube auf der Volarseite vorhanden. Artikulationsfläche für Mc. IV einfach wie bei *Ursus arctos*.

Mc. IV (Taf. 5 Fig. 16—18 u. 22—24)

Es liegen das linke Mc. IV in der proximalen Partie und das rechte im distalen Teil vor. — Vorderseite der Diaphyse mit zwei sagittalen, rauhen Kanten.

Mc. V (Taf. 5 Fig. 19—21)

Linker Knochen vollständig, rechter im oberen Teil erhalten. — Proximal kolbig verdickt, doch nicht so weit lateral ausladend wie bei *Ursus arctos*. Rollkamm der distalen Epiphyse ventral als Haken endend.

Maße werden im Zusammenhang mit den Metatarsalia angegeben.

Fuß**Calcaneus** (Taf. 6 Fig. 1—2; Taf. 7 Fig. 10)

Das Fersenbein ähnelt trotz vieler ursider Züge im Gesamteindruck mehr demjenigen des Wolfes als des Bären. Wie bei *Canis* ist der Tuber proximal für den Zehenbeuger gekehlt. Sein Hals ist schlank. Auf der Astragalus-Facette fehlt der scharfe Knick, der den Caniden eigen ist. Das Sustentaculum tali nimmt in seiner medialen Ausdehnung eine Mittelstellung zwischen den beiden rezenten Formen ein. Die sustentaculäre Gelenkfläche steht fast so steil wie bei *Canis*. Der Processus anterior ist kurz, aber länger als beim Bären. An der Lateralseite verläuft ein ursprünglich wohl kräftiger Kamm, der größtenteils abgebrochen ist. Er beginnt oberhalb der Mitte und endet dicht vor der Gelenkfläche für das Os cuboidum. Diese entspricht in der Neigung derjenigen von *Ursus*.

FILHOL (1879, Taf. 16, Fig. 5 und 6) hat einen Calcaneus von *Amphicyon lemanensis* abgebildet, der in den Größenverhältnissen gut mit dem Büchelberger Stück übereinstimmt. (Die Meßwerte im Text S. 98/99 differieren dagegen nicht unwesentlich.) Dem Tuber calcanei fehlt aber die senkrechte Furche, und die Sustentaculum-Facette scheint parallel mit der Längsrichtung des Knochens zu verlaufen.

Im Naturhistorischen Museum Basel befindet sich ein Calcaneus von Chaveroye (Inv. Nr. S. G. 1108), den man als *Amphicyon* sp. bestimmt hat. Bis auf das etwas weiter medial abgespreizte Sustentaculum ist er dem Büchelberger in allen wesentlichen Merkmalen absolut ähnlich. — Auch der von HELBING (1929, Fig. 5b) *A. lemanensis* zugewiesene Calcaneus von Chaveroye zeigt weitgehendste Übereinstimmung.

Maße des Calcaneus:

	mm
Größte Länge des Calcaneus	63,7
Länge des Körpers	45,7
Länge der Gelenkfläche am Sustentaculum tali	14,7
Breite des Körpers am Tuber	18,5
Größte Breite des Calcaneus	(33)
Kleinste Breite des Calcaneus	10,6
Breite des Processus anterior	(23)
Proximaler Durchmesser des Körpers am Tuber	22,3
Größter Durchmesser des Calcaneus	30,0
Durchmesser des Processus anterior	18,0
Länge der Gelenkfläche für das Os cuboideum	13,5
Größte Breite der Gelenkfläche für das Os cuboideum	17,0
Länge der Gelenkfläche des Astragalus am Calcaneuskörper	20,0

Astragalus (Taf. 6 Fig. 3—4; Taf. 7 Fig. 11)

Auch das Rollbein ist im Gesamteindruck mehr caniden- als ursiden-ähnlich. Das beruht vor allem auf den höheren und dichter beieinander stehenden Rollkämmen

und der entsprechend tieferen Rollfurche, sowie auf dem deutlicher abgesetzten Hals des Caput tali. Medial ist das Caput jedoch im Gegensatz zu beiden Vergleichsarten hakenförmig verlängert. Die Articulatio calcanea ist breiter als beim Wolf, steht hinter derjenigen des Bären aber erheblich an Breite zurück. Die Facies articularis calcanea entspricht der des Bären und besitzt nicht die starke Übertiefung des Wolfes.

In der Abbildung FILHOLS (1879, Taf. 16, Fig. 4) fehlt vor allem der mediale Haken des Caput tali. Überdies erscheint der ganze Knochen schlanker als der von Büchelberg. Dagegen stimmt der von HELBING (1929, Fig. 6b u. d) abgebildete Astragalus des *A. lemanensis* von Montaigu-le-Blin vollkommen überein.

Maße des Astragalus:	mm
Äußere Länge des Rollbeins	41,8
Innere Länge des Rollbeins	38,4
Größte Länge der Rollkämme	26,7
Länge der Rollfurche	20,0
Breite des proximalen Teiles	28,9
Größte Breite des Astragalus	33,5
Breite des distalen Gelenkendes	22,9
Kleinste Breite des Collum tali	15,0
Länge der großen Diagonalen der Gelenkrolle	32,4
Durchmesser des Astragalus	20,4
Kleinster Durchmesser des Halses	13,3
Durchmesser des Caput tali	17,4
Länge der lateralen Facies articularis calcanei	20,8
Größte Breite derselben	15,0
Länge der medioplantaren Articulatio calcanea	17,7
Größte Breite derselben	11,6

Aus der Fußwurzel sind keine Elemente erhalten. — Von den Mittelfußknochen liegt nur Mt. V dext. vor.

Mt. V dext. (Taf. 6 Fig. 5—7)

Diaphyse weniger gekrümmt als beim Bären und nicht in sich gedreht. Auf der distalen Ventralseite mit einem kurzen Kamm besetzt. Cuboid-Facette sehr klein. Distale Epiphyse lateral stärker verdickt als medial. Mechanische Richtung des Rollkamms fällt mit der Sagittalebene zusammen. — Das entsprechende Stück bei SCHLOSSER (1899, Abb. S. 135) weicht in der Form etwas ab.

Einige Metapodien von Montaigu-le-Blin und Saulcet (Naturhistorisches Museum Basel) sowie von Budenheim (Hessisches Landesmuseum Darmstadt) passen dem Gesamthabitus nach gut zu den Stücken von Büchelberg, sind jedoch ausnahmslos größer.

Phalangen (Taf. 4 Fig. 5—8 u. 12—15; Taf. 5 Fig. 8—9; Taf. 6 Fig. 15—16)

Sie ähneln stark denjenigen von *Ursus arctos*. Eindeutig definieren läßt sich die 1. Phalange des rechten Daumens (Taf. 6, Fig. 15—16).

Ihre Diaphyse ist nach lateral etwas gebogen. Die distale Gelenkfläche besitzt keine Rollfurche. Auf der Ventralseite sind die beiden rauhen Leisten für das Querband der Beugesehne im Gegensatz zu *Ursus* deutlich sichtbar.

Ein in Größe und Gestalt vollkommen übereinstimmendes Glied von „*Amphicyon* sp.“, das sich im Naturhistorischen Museum Basel (Inv. Nr. Sau. 27) befindet, stammt von *Saulcet*.

Maße der Metapodien:

	Mc. I s.	Mc. II d.	Mc. II s.	Mc. III d.	Mc. IV s.	Mc. IV s.?	Mc. V s.	Mt. V*) d.
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Größte Länge	32	(47)	(47)	(54)	—	—	45	60,2
Laterale Länge	18	(38)	39	—	—	—	38,7	47
Mediale Länge	27,4	37	39	—	—	—	39,5	47
Größte Breite der prox. Epiphyse	13,7	11	11,4	11,3	12,5	—	14	18
Breite der prox. Gelenkfläche .	12,4	(11)	9,9	9	10,4	—	13,5	3,6
Kleinste Breite der Diaphyse .	7,2	8,6	8,9	8,2	—	—	9	8
Gr. Breite d. dist. Teiles d. Dia- physe	8,8	13,5	13	(13,5)	—	13,8	13,8	13,5
Gr. Breite d. dist. Epiphyse v. d. lateralsten u. medialsten Punkt aus	10	13,5	(12)	—	—	13,8	14	13,5
Gr. Breite d. dist. Gelenkfläche .	9,1	12	—	—	—	13,3	13	12,3
Durchmesser der prox. Epiphyse	10,4	(17)	17,3	18	16,9	—	14	13
Gr. Durchmesser d. prox. Ge- lenkfläche	10,2	—	11	16,9	15	—	13	6
Kl. Durchmesser der Diaphyse .	6,3	7,1	7	8,2	—	—	7	6
Durchmesser d. dist. Teils d. Dia- physe	6,8	8	—	—	—	8,9	7,6	6
Gr. Durchmesser d. dist. Gelenk- walze	9,4	11,4	—	—	—	12	11,4	10,6

Nicht sicher zu bestimmen ist eine größere Phalange (a, Taf. 4, Fig. 7—8) der ersten Reihe. Aus der Asymmetrie ihrer proximalen Facette darf man auf Zugehörigkeit zu einem der äußeren Strahlen der rechten oder inneren Strahlen der linken Extremitäten schließen. Da bei *Ursus* die ersten Phalangen des Fußes auf der Ventralseite etwas gewölbt sind, und diese Wölbung auch am vorliegenden Stück zum Ausdruck kommt, möchte ich annehmen, daß es zum Fuß gehört.

2. Phalangen sind insgesamt fünf erhalten (Taf. 4, Fig. 6 u. 12—15; Taf. 5, Fig. 8 bis 9). Auch sie ähneln sehr den entsprechenden Gliedern von *Ursus arctos*, sind aber, obwohl in Aufsicht gedrungener erscheinend, an den Epiphysen flacher. Die dorsalen Fortsätze in der Mitte der proximalen Gelenkpfannen sind mehr rundlich und die gegenüber liegenden ventralen Gruben mehr ausgetieft. Die distalen Bandgruben haben wulstartig verdickte Ränder und keine Furchen wie *Ursus arctos*. — Zwei längere Elemente (c, d, Taf. 4, Fig. 14—15; Taf. 5, Fig. 8—9) möchte ich der Hand zuteilen, drei kürzere und unter sich noch verschieden lange (e, g, f, Taf. 4, Fig. 6, 12, 13) dem Fuß.

Ein problematisches Stück (h) gehört vielleicht ebenfalls in diese Reihe. Seine flache Gelenkpfanne paßt ausgezeichnet an die Gelenkwalze der ersten Daumen-Phalange.

*) d = rechts, s = links.

Der Körper ist halbkugelig und ventral abgeflacht. Unter den Sesamoiden von *Ursus* finde ich kein Element, das diesem vergleichbar wäre. Deshalb erscheint es mir unter Berücksichtigung der nachweislichen Kürze des Daumens nicht ganz abwegig, es vielleicht als dessen zweite Phalange und zugleich als umgebildete Krallen aufzufassen.

Maße der Phalangen¹⁰⁾:

	Phalange 1		c	d	Phalange 2		g	h
	a	b			e	f		
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Laterale Länge	28,7	22,2	21,1	21,1	19,5	17,8	16,5	—
Innere Länge	28,8	22,	21,2	10,9	18,2	16,2	15,8	—
Sagittale Länge	25,2	20,7	21,9	22,0	19,4	16,5	16,8	7,2
Größte Breite des proximalen Endes	13	10,9	12,5	12,5	12,1	12	11,4	9,6
Kleinste Breite der Diaphyse	9,2	7,5	7,8	7,7	8,2	9,4	8	—
Größte distale Breite des Knochens	10,4	8,9	10,5	10,5	10	10	9,2	—
Größte Breite der dist. Gelenkfläche	10,3	8,9	10,4	10,4	10	9,6	9,2	—
Größter Durchmesser des prox. Endes	10	8,8	9	9	9	8,7	8,3	8,5
Kleinster Durchmesser der Diaphyse	6,2	5	4,7	4,7	4,9	5,3	4	—
Größter Durchmesser der distalen Gelenkrolle	7,3	6,5	8	8	7,8	7,9	7,3	—

3. Phalangen (Taf. 4 Fig. 5)

Drei Krallenbeine (i, k, l) sind an den Spitzen abgebrochen. Ich sehe keine Möglichkeit, ihre Stellung zu ermitteln. Neben geringerer Größe finde ich den einzigen Unterschied im Vergleich zu *Ursus arctos* in dem verbreiterten und relativ längeren proximoventralen Muskelhöcker für den Zehenbeuger.

Maße der 3. Phalangen:

	i	k	l
	mm	mm	mm
Gr. Breite der proximalen Gelenkfläche	8,5	8,8	8,5
Gr. Durchmesser derselben	(9)	10	(10)

Schließlich liegen noch drei Sesambeine (Taf. 4, Fig. 11) von rund 12,5 mm Länge und 6 mm Breite vor, die ebenfalls nicht genauer zu definieren sind.

Überschauen wir die vorstehende Darstellung der Extremitäten des Büchelberger Amphicyoniden, so tritt im Detail immer wieder die Ähnlichkeit mit *Ursus* in den Vordergrund. Der subtilen Untersuchung offenbart sich jedoch auch eine ganze Reihe von caniden Merkmalen, die den von HÜRZELER (1945a) hervorgehobenen Gegensatz zwischen canidem Gebiß und ursiden Extremitäten von *Amphicyon* beträchtlich mildern. Die Methode des morphologischen Vergleichens von fossilen mit rezenten Arten

¹⁰⁾ Außen- und Innenseite ist nicht festzulegen.

ist ja nur ein Notbehelf und nicht dazu geeignet, über große Zeitintervalle und nicht abzuschätzende Merkmalsentwicklungen hinweg direkte Aussagen über Abstammungsverhältnisse zu ermöglichen. Deshalb werden wir gut daran tun, über den Ähnlichkeiten zu rezenten Formen nicht die spezifischen Merkmale aus den Augen zu verlieren. Vielleicht ist hier die Ursache dafür zu suchen, daß man in der zusammenfassenden Literatur (vgl. auch ZITTEL) *Amphicyon* allenthalben plantigraden Bau von Hand und Fuß zuschreibt.

Der gleichen Ansicht scheint auch SCHLOSSER 1889 (S. 61) gewesen zu sein. 1899 (S. 136) spricht er jedoch beim Vergleich zwischen *Amphicyon* und *Ursus* von einer

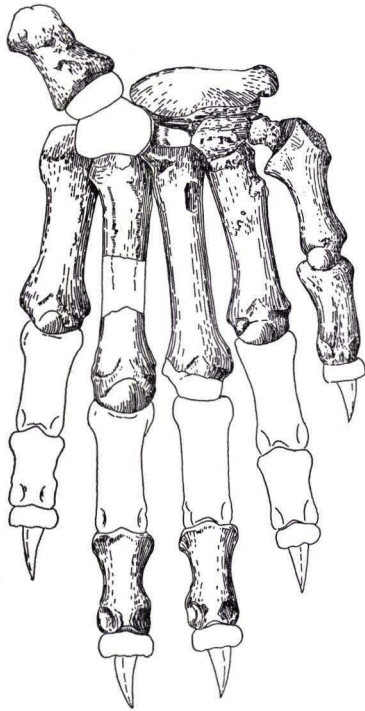


Abb. 2. Versuch einer Rekonstruktion der rechten Hand des *Amphicyon cf. lemanensis* POMEL von Büchelberg. Hell gelassene Teile sind nicht belegt oder — wie bei den Krallenbeinen — in ihrer Stellung unsicher. Auch die Deutung der durchgezeichneten Phalangen im zweiten und dritten Strahl ist nicht erwiesen. Verkleinert.

„Umwandlung der digitigraden in die plantigrade Extremität“. Auch WEITZEL hat darauf hingewiesen, daß sein *A. robustus* sich „im Übergang zum semiplantigraden Bau“ befände. Er schließt das aus „Kürzung und Hand in Hand damit Breiterwerden“ der Metapodien, genauer der Metacarpalia. Welche Richtung diese „Entwicklungstendenz“ ausdrücken soll, also ob nach der plantigraden oder der digitigraden Seite hin, wird nicht erläutert. Seine Kriterien zielen wohl mehr in der Entwicklungsrichtung auf plantigraden Bau und auf Deszendenz der Ursiden von den Amphicyoniden. Demgegenüber hat aber SCHLOSSER (1899, S. 137) schon hervorgehoben, daß sich *Ursus* nicht wohl aus *Amphicyon* entwickelt haben kann. Diese Feststellung entspricht vollkommen meinem eigenen, bisherigen Eindruck.

Sicherlich besitzt auch der Büchelberger *Amphicyonide* digitigraden oder doch wenigstens semiplantigraden Extremitätenbau. Im Fuß weist der Astragalus viel geringere Breite auf als der des plantigraden Bären. Nur dadurch, daß das Caput tali medial extrem verbreitert ist, entsteht der benötigte Raum zur Aufnahme der Tarsuselemente. Die Rollfureche ist tief. Auf diese Weise erhält die Tibia, die zugleich durch einen kräftigen Malleolus ausgezeichnet ist, ein festes Lager im Fersengelenk. Calcaneus und Astragalus sind in ihrer seitlichen Bewegungsfreiheit einge-

beschränkt. Die Metapodien bilden, besonders deutlich aus den Abbildungen von SCHLOSSER (1899, Taf. XIV, Fig. 26 u. 31) ersichtlich, ein „sekundäres Quergewölbe“, wie BÖKER es nennt und für ein Charakteristikum der Digitigradie ansieht. Aus der Artikulation der Phalangen untereinander scheint mir hervorzugehen, daß sie in Ruhestellung wahrscheinlich angewinkelt standen, jedenfalls ist der Beugeradius größer als bei *Ursus arctos* und die Adduzierbarkeit etwas geringer.

Milchbrechscherezzahn (sin.) von *Amphicyon cf. lemanensis* POMEL

(Taf. 7 Fig. 12—14)

Ein isolierter Brechscherezzahn von canidem Aussehen hat folgende Maße: Länge 12,2 mm; Breite über Mittelhöcker (Protoconid) 4,7 mm; Breite über Talonid 5,3 mm; Höhe des Protoconid 7,2 mm; Höhe des Innenzackens (Metaconid) 5,0 mm; Länge der Vorderwurzel (abgebrochen) etwas über 11 mm.

In Außenansicht steigt der vordere Außenzacken (Paraconid) nach kurzer Vorwölbung senkrecht auf und biegt im Winkel, etwas kleiner als 90 Grad, zurück zum Protoconid. Hinter diesem tritt deutlich das Metaconid hervor. Das Talonid liegt tiefer als der Vorderzacken. Sein innerer und äußerer Hügel haben gleiche Höhe.

In Aufsicht beginnt der Vorderzacken in der Zahnmitte. Seine Schneide zieht in gerader Linie herüber ins äußere Drittel und wird zur aufsteigenden Schneide des Protoconid, die an der Spitze wiederum etwa die Zahnmittellinie erreicht. Dann wendet sich die erneut abfallende Schneide nach rückwärts-auswärts. In halber Höhe (von innen gesehen) geht sie über in den ganz kurz aufsteigenden Quergrat des Metaconid. An dessen Rückseite ist eine stumpfe Kante ausgebildet. Das Talonid ist kräftig entwickelt. Sein Außenhügel läßt noch eine gewisse Individualität erkennen, obwohl er, wie HELBING (1923) von seinen Stücken sagt, die Tendenz besitzt, sich zum Längsgrat zu entwickeln. Der Innenhügel zieht sich vom Außenhügel her bogenförmig und mit scharfem First bis dicht unter die Basis des Metaconids herüber. Paraconid und Protoconid sind an der Außenseite ein wenig usiert und repräsentieren nicht ganz ihr ursprüngliches Profil. Im Ansatz und der Außenkante des Talonids ist das dünne Schmelzblech in kleinen Marken durchgekauft. Von einem Basalband findet sich keine Spur.

Die Vorderwurzel ist lang und schlank. Von der kräftigeren Hinterwurzel fehlt der größere Teil. Beide sind auf der einander zugewendeten Seite gefurcht. Für kolbige Verdickung der Wurzelspitzen, wie sie das erwachsene Tier aufweist, fehlt jeder Anhaltspunkt.

In der Literatur finde ich unter den zeitgenössischen Raubtierarten keinen Zahn, den ich dem vorliegenden Stück vorbehaltlos an die Seite stellen könnte. Fasse ich es als Ersatzzahn auf, so besteht von allen infrage kommenden M_1 noch die größte Ähnlichkeit zu dem von FILHOL (1879, Taf. 18, Fig. 8—10) unter dem Namen *Cephalogale brevirostris* abgebildetem M_1 . Auffällige Unterschiede bestehen dennoch in der Ausgestaltung des Vorderzackens und des inneren Talonidhügels. Auch einen Amphicyoniden von St.-Gérand, den GERVAIS (1848, Taf. 28, Fig. 11) abbildet, und den ROGER (1887) der vorigen Art zuweist, habe ich ebenso wie *Potamotherium valetoni* (GEOFFROY) in Betracht gezogen. Beide besitzen jedoch ein Basalband.

Befriedigender wird das Ergebnis, wenn ich den Büchelberger Zahn als Milchbrechscherezzahn auffasse. Dafür spricht vor allem seine Stelzwurzeligkeit. Der Vergleich mit den Originalen HELBINGS von *Amphicyon lemanensis* juv. scheint mir diese Auffassung voll zu rechtfertigen. Allerdings sind die Zähne von Montaigu etwas kleiner. Die beste Übereinstimmung besteht zum D_4 des von VIRET (Taf. 6, Fig. 4) abgebildeten juvenilen Unterkieferfragmentes. An ihm wird auch deutlich, daß dieser Zahn tatsächlich lange, dünne Stelzwurzeln besitzt.

VIII. Schluß

Was die eingangs aufgeführte Mikrofauna schon vorwegnahm, wird durch Wirbeltierfunde bestätigt: Der Büchelberger Ton gehört in die Stufe des Aquitan, die nach mitteleuropäischer Gepflogenheit an die Basis des Miocäns verwiesen wird. Während *Caenotherium*, von vereinzelt jüngeren Funden abgesehen, das Höchstalter dieser Ablagerung festlegt, kann *Steneofiber eseri* als Leitform für Aquitan angesprochen werden. Insgesamt zeichnet sich trotz aller vorläufigen Ärmlichkeit an Arten und trotz der Unsicherheit einzelner Speziesbestimmungen die zeitliche Parallelität mit St.-Gérand-le-Puy und Weisenau in den Umrissen ab. Diese beiden Fundpunkte stellte HÜRZELER (1945b) nach säugetierpaläontologischen Aspekten in das mittlere Aquitan.

Schriftenverzeichnis

- AMMON, L. v. & REIS, O. M.: Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königsreichs Bayern. — 1903.
- BÖKER, H.: Vergleichende biologische Anatomie der Wirbeltiere. — Bd. 1, Jena 1935.
- BUCHER, W.: Beitrag zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. — Inaug.-Diss. Heidelberg, S. 1—86, 1913.
- CRUSAFONT PAIRO, M.: Los castores fosiles de España. — Bol. Inst. Geol. Min. de España, **61**, Teil I, II, S. 1—105, S. 106—131, 47 Abb., 11 Taf., Madrid 1948.
- DUERST, J. U.: Vergleichende Untersuchungsmethoden am Skelett bei Säugern. — Handbuch d. biol. Arbeitsmethoden, Abt. VII, S. 125—530, Berlin-Wien, 1926.
- ENGEL, TH.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. — 3. Aufl., Stuttgart 1908.
- ESER: Vorzeigung von Fossilien aus dem Portland-Kalk und dem Süßwasserkalk von Ulm (Vortragsreferat). — Jh. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ., **2**, S. 147, Taf. 3, Fig. 1a, b, Stuttgart 1847.
- FILHOL, M. H.: Etude des Mammifères fossiles de Saint-Gérand-le-Puy (Allier). Teil I und II. — Bibl. de l'École des Hautes Etudes, sect. sci.nat., **79**, 1, S. 1—252 u. S. 1—86, 50 Taf., Paris 1879—1880.
- Notes sur quelques mammifères fossiles de l'époque miocène. — Arch. du Mus. d'Hist. nat. de Lyon, **3**, 1883.
- FRAAS, O.: Die Fauna von Steinheim. Mit Rücksicht auf die miocänen Säugethier- und Vogelreste des Steinheimer Beckens. — Württ. naturw. Jh., **26**, 2/3, S. 145—306, 13 Taf., Stuttgart 1870.
- FREUDENBERG, W.: Das Diluvialprofil von Jockgrim in der Pfalz. — Ber. üb. d. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver., **42**, Vers., S. 65—68, 1 Abb., Karlsruhe 1909.
- Zwei Säugetiere aus der oberen Süßwassermolasse Schwabens. — „Schwabenland“, **7/8**, S. 1—3, 4 Abb., 1940.
- GEOFFROY SAINT-HILAIRE, E.: Revue encyclopédique, **59**, 1833.
- GEOLOGISCHE LANDESUNTERSUCHUNG am Bayerischen Oberbergamt: Geologische Übersichtskarte der Rheinpfalz und der angrenzenden Länder 1:200000, München 1934.
- GERVAIS, P.: Zoologie et paléontologie françaises (animaux vertébrés) ou nouvelles recherches sur les animaux vivants et fossiles de la France. — **3**, Texte et Atlas. — Paris 1848—52.
- GÜMBEL, K. v.: Geologie von Bayern. 2. Bd., Geologische Beschreibung von Bayern. — Cassel 1894.
- HELBING, H.: Zur Milchbeziehung von *Amphicyon lemanensis* POMEL (mit 2 Textfig.) — Eclog. Geol. Helv., **XVIII**, S. 295—300, Basel 1923.
- Zur Osteologie von *Amphicyon crassidens* POMOL. — Verh. naturf. Ges. Basel, **40**, S. 280—294, Basel 1929.

- HÜRZELER, J.: Osteologie und Odontologie der Caenotheriden. — Abh. schweiz. paläont. Ges. Teil I, 52, S. 1—90, 51 Fig., 8 Taf.; Teil II, 59, S. 91—112, 21 Abb., Basel 1936.
- Zur Kenntnis des Extremitätenskeletts einiger oligocäner und miocäner Carnivoren Europas. — *Eclog. geol. Helvet.*, S. 635—655, 24 Fig., Basel 1945 [1945a].
- Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. — *Eclog. geol. Helv.*, S. 655—660, Basel 1945 [1945b].
- JÄGER, G.: Übersicht der fossilen Säugethiere, welche in Württemberg in verschiedenen Formationen aufgefunden worden sind, und nähere Beschreibung und Abbildung einzelner. — *Nova acta Acad. Caes. Leopold. Carol. Germ. nat. cur.*, S. 765—933, 5 Taf., 1850.
- Übersicht der fossilen Säugethiere etc. — Vervollständigung und Berichtigung des früheren Werkes des Verfassers von 1839, mit Entgegnung an verschiedene Einredner. — *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 501—505, Stuttgart 1851.
- KRÄUSEL, R.: Die tertiäre Flora der Hydrobiokalke von Mainz-Kastel. — *Paläont. Z.*, S. 9—100, 31 Abb. 10 Taf., Berlin 1938.
- KUSS, S. E.: Die stratigraphische Verteilung der altpleistocänen Fauna aus dem Tonlager von Jockgrim in der Pfalz. — *Beitr. naturk. Forsch. in SW-Deutschld.*, 14, 2, Karlsruhe 1955.
- Schildkrötenreste (*Ptychogaster buchelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz. — *Notizbl. hess. LÄ. f. Bodenforsch.* 86, S. 50—76, 5 Abb. 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- LAMBRECHT, K.: Handbuch der Palaeornithologie. — Berlin 1933.
- LAURILLARD, C. L.: Dictionnaire d'histoire naturelle. — Paris 1849.
- MEYER, H. v.: *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 472, Stuttgart 1846.
- *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 193, Stuttgart 1847.
- *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 471, Stuttgart 1848.
- *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 76, Stuttgart 1851.
- *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 172, Stuttgart 1859.
- *N. Jb. f. Mineral. etc.*, S. 219, Stuttgart 1865.
- *Amphicyon?* mit krankem Kiefer, aus dem Tertiär-Kalk von Flörsheim. — *Palaeontogr.*, 15, 5, S. 253—259, 1 Taf., Cassel 1867.
- MILNE EDWARDS, A.: Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France. — Paris, O. Masson, 1867.
- MURAWSKI, H.: Periglaziale Klimazeugen des Pleistocäns im Raum von Karlsruhe. — *Beitr. z. naturk. Forsch. i. SW-Deutschld.*, 16, 2, S. 59—64, 2 Abb., Karlsruhe 1957.
- OSBORN, H. F.: Ursprung und Entwicklung des Lebens auf Grund einer Theorie von der Wirkung, Gegenwirkung und Zwischenwirkung der Energie dargestellt. — Deutsche Übersetzung v. A. Meyer, Stuttgart 1930.
- PETERS, K. F.: Zur Kenntnis der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark. II. *Amphicyon*, *Viverra*. — *Hyotherium*. — *Denkschr. mathm.-naturw. Cl. d. K. Akad. d. Wiss.* 29, S. 1—26, 3 Taf., Wien 1868.
- PLEWE-VOELCKER, I.: Zur Fauna von Jockgrim. Fundbearbeitung. — „Pfälzer Heimat“, *Z. f. pfälz. Landesk.*, 6, S. 152, Speyer 1955.
- POMEL, A.: Note sur des animaux fossiles découverts dans le Département de l'Allier (addition au Mémoire sur la géologie palaeontologique etc., *Bull.*, 2. série, t. III. p. 353) par A. POMEL. — *Bull. Soc. Géol. de France*, 4, 2, 1846—1847, S. 378—393, 1 Taf., Paris 1847.
- Catalogue méthodique et descriptif des vertébrés fossiles découverts dans le bassin hydrographique de la Loire et de l'Allier. — 1853.
- QUENSTEDT, F. A.: Handbuch der Petrefaktenkunde. — 3. Aufl., Tübingen 1885.
- ROGER, O.: Verzeichnis der bisher bekannten fossilen Säugethiere. — *Jber. naturw. Ver. Augsburg*, 1887.
- SALOMON, W.: Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihr geologischen Verhältnisse. — *Abh. Heidelberger Acad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl.*, 14, Berlin-Leipzig 1927.

- SCHLOSSER, M.: Die Nager des europäischen Tertiärs. — *Palaeontographica*, **31**, S. 19 bis 161, Taf. I—XII, 1885.
- Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insectivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs und deren Beziehungen zu ihren lebenden und fossilen außereuropäischen Verwandten. — *Beitr. z. Paläont. Österr.-Ung. u. d. Orients*, II. Teil, S. 1—164, 7 Taf., Wien 1889.
- SCHMIDTGEN, O.: Kalk aus Gehäusen von Köcherfliegenlarven. — *Natur und Museum*, **4**, S. 171—175, 2 Abb., Frankfurt 1928.
- Die Fundstelle von Pflanzen und Insekten in den Hydrobienkalken am Petersberg bei Mainz-Kastel. — *Paläont. Z.*, **20**, 1, S. 3—9, 1 Abb., 2 Taf., Berlin 1938.
- SCHREUDER, A.: *Conodontes (Trogontherium)* and *Castor* from the Teglian Clay compared with the *Castoridae* from other localities. — *Arch. Mus. Teyler*, **3**, 6, S. 99—318, 16 Taf., 1929.
- SCHRÖDER, E.: Einiges über die miozänen und vermutlich miozänen Bildungen des elsässischen, rheinpfälzischen und badischen Teiles des Oberrheingrabens. — *Inaug.-Diss. Heidelberg* 1934.
- SCHWEGLER, E.: Das Diluvium von Jockgrim in der Rheinpfalz und seine Stellung innerhalb des oberrheinischen Diluviums. — *Schriften Geol. paläont. Inst. Univ. Kiel*, S. 1—103, 7 Abb., 1 Taf., 2 Tab., 1 Karte, Kiel 1935.
- STEHLIN, H. G.: Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. — *Verh. naturforsch. Ges. Basel*, S. 179—202, Basel 1914.
- & S. SCHAUB: Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. — *Schweiz. paläont. Abh.*, **67**, S. 1—385, 620 Fig., Basel 1951.
- STIRTON, R. A.: A review of the tertiary beavers. — *Univ. Calif. publ., Bull. Dep. geol. Scien.*, **23**, 13, S. 391—458, 142 Fig., 2 Taf., 1 Karte, Berkeley, California 1935.
- STRAUB, E. W.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. — *Geol. Jb.* 1950, S. 431—523, 1 Taf., 3 Texttaf., 24 Abb., Hannover 1952.
- THÜRACH, H.: Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden. — *Erl. Bl. Karlsruhe und Daxlanden* (Nr. 50 u. 51), Heidelberg 1912.
- VIRET, J.: Les Faunes de Mammifères de l'Oligène Supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — *Ann. Univers. Lyon, N. S. I., Sciences Medicine*, **47**, 328, S. 32., Taf., Lyon 1929.
- WAGNER, W.: Das Mainzer Becken. — *Jber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., N. P.* **27**, S. 25—62, Stuttgart 1938.
- WEITZEL, K.: Neue Amphicyoniden aus dem Mainzer Becken. — *Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Hess. Geol. LA. Darmstadt*, **5**, 13, S. 80—102, 7 Taf., Darmstadt 1930.
- WENZ, W.: Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. — *Geol. Rsch.*, **5**, S. 321—346, Leipzig 1914.
- WIRTH, E.: Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheingraben. — *Z. dt. geol. Ges.*, **105**, 1, S. 32—46, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1954.
- ZITTEL, K. A. v.: Palaeozoologie, Bd. IV, Vertebrata. In: *Handbuch der Palaeontologie*. München und Leipzig 1891—1893.

Ein Fund von *Bison priscus* (BOJANUS) (Mammalia) in Wiesbaden

Von

ALBERT KARSCHNY, Wiesbaden

Ende August 1959 wurden bei Ausschachtungsarbeiten in Wiesbaden Wirbeltierreste angetroffen. Da die meisten Wirbeltierfunde aus der Umgebung Wiesbadens aus den Mosbacher Sanden stammen, die jetzt gefundenen aber im Löß lagen, wurden sie sichergestellt und später als Teile von *Bison priscus* bestimmt. Es handelt sich um Fragmente eines Hornzapfens, ein Bruchstück des Schädeldaches sowie einen Teil des rechten Oberkiefers mit P 3, P 4 und M 2. Vollkommen erhaltene Skeletteile sind nicht geborgen worden. Neben frischen Bruchflächen sind solche älteren Ursprungs, besonders am Fragment des Schädeldaches, zu erkennen, was auf deutliche Spuren eines Transportes hinweisen kann.

Die Bestimmung wurde dankenswerterweise von Herrn Prof. Dr. TOBIEN überprüft und bestätigt.

Die Bruchstücke des Hornzapfens ließen sich zu zwei Teilen zusammenfügen, die fast aneinander passen. Spitze und Hornzapfenbasis sind nicht erhalten. Zusammengekommen haben die beiden Teile eine äußere Krümmungslänge von 45 cm. Der Umfang am proximalen Ende beträgt 23 cm.

Die Backenzähne zeigen einen mittleren Abkauungsgrad. Sie haben folgende Abmessungen in mm:

	Länge	Breite
P 3	20	18
P 4	22	21
M 2	33	25

Die Länge wurde an der Außenseite, die Breite in der Mitte der Zähne gemessen, beide an der Kaufläche.

Der zweite Molar, auf den sich die Bestimmung als *Bison priscus* stützt, zeigt einen kompakten Habitus. Am Übergang von der Krone zur Wurzel ist der Umriss fast quadratisch. Das akzessorische Säulchen tritt im oberen Teil der Krone etwas über den Querschnitt hervor, bleibt im unteren aber zurück. Die äußeren Dentinzylinder sind nach außen nur schwach gewölbt, während sie nach innen eine tiefe, fast rechteckige Ausbuchtung in der Schmelzmarke bilden.

Die Fundstücke werden in der Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung aufbewahrt.

Das Gebiet um die Fundstelle besteht aus Löß, der nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. ZAKOSEK sehr wahrscheinlich dem Würm III zuzuordnen ist. Der Löß liegt in wechselnder Mächtigkeit auf Sedimenten des Aquitans. Der Schacht hatte mit seinem südlichen Teil die Flanke einer anscheinend ost—westlich verlaufenden Rinne in dem stark karbonathaltigen Löß angeschnitten, die von dunkel- bis schwarz-braunem mit Humus- und Tonbestandteilen angereichertem Lößlehm erfüllt war. An der Basis des Lehms waren die Knochen eingebettet. Die gesamte Ausdehnung der Rinne konnte wegen zu großen technischen Schwierigkeiten nicht ermittelt werden.

Die Fundstelle befindet sich an der Westseite der Salierstraße kurz vor ihrer Einmündung in die Welfenstraße. Ihre genaue Lage ist durch die Gitterwerte r 344670, h 554822 auf der Top. Karte 1 : 25000 Blatt 5915 Wiesbaden gegeben; sie liegt ca. 126 m über NN. — Es war dort ein 1,20 m tiefer, seinerzeit auf ca. 0,40 m wieder verfüllter Kabelgraben zu einem 1,60 m tiefen Schacht erweitert worden. An der Sohle des Schachtes stieß man in der südöstlichen Ecke auf die Knochen, die, soweit sie im Bereich des Schachtes lagen, von den Arbeitern aufgesammelt worden sind.

Schriftenverzeichnis

- FREUDENBERG, W.: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. — Geol. Paläontol. Abh., N. F. 12, 4/5, 219 S., 20 Taf., Jena 1914.
- LEHMANN, U.: Der Ur im Diluvium Deutschlands und seine Verbreitung. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., B, 90, S. 163—266, Taf. 8—13, Stuttgart 1949.
- MEYER, H. v.: Über fossile Reste von Ochsen, deren Arten und das Vorkommen derselben. — Nov. Act. Phys.-Med. Acad. Caes. Leop.-Carol., 17, 1. Teil, S. 101—170, Taf. VIII—XII, Breslau und Bonn 1835.
- RÜTMEYER, L.: Die Fauna der Pfahlbauten der Schweiz. — N. Denkschr. allgem. schweiz. Ges. ges. Naturwiss., Nr. 87, Basel 1861.
- SCHMIDTGEN, O. u. W. WAGNER: Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. — Notizbl. Ver. Erdkunde, (V) 11, S. 59—89, Taf. 3—15, Darmstadt 1929.
- SOERGEL, W.: Die diluvialen Säugetiere Badens. — Mitt. bad. geol. L.-A., 9, S. 1—254, Taf. I—V, Heidelberg 1923.

Manuskript eingegangen am 3. 3. 1960

Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens

Von

ERLEND MARTINI, Frankfurt am Main

Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 8—11

Inhalt

A. Einleitung	65
B. Angaben zu dem vorhandenen Material	66
C. Gliederung des Rupeltones nach Coccolithophoriden.	67
D. Beschreibung der Arten	72
E. Zusammenfassung	85
F. Schriften	85

A. Einleitung

Vor einigen Jahren fand WEILER (1956) bei der Untersuchung des Fischschiefers (Mittel-Oligozän) des nördlichen Rheintalgrabens auf Hystrichosphaeriden auch Coccolithophoriden. Zur Untersuchung des Vorkommens von Coccolithophoriden im Rupelton wurden Proben aus verschiedenen Bohrungen und Tagesaufschlüssen untersucht. Hierbei wurde besonders auf die Braarudosphaeriden und Discoasteriden geachtet, um weitere Daten über die stratigraphisch wichtigen Familien zu sammeln. Während der Bearbeitung erwies es sich jedoch als nützlich, auch verschiedene Arten anderer Familien in die Untersuchungen einzubeziehen, da diese für die Beantwortung verschiedener Fragen, u. a. über die Herkunft von aufbereitetem Material, von Wichtigkeit waren.

Für die Überlassung von Probenmaterial der Bohrungen Kaiser-Friedrich-Quelle 1951 — Offenbach am Main, Frankfurt am Main — Kühlhalle, Frankfurt am Main — Molkerei Osthafen, das bereits früher auf Foraminiferen untersucht worden war (VOLK 1956), danke ich Frau Dr. CH. PAULUS (München). Für die Erlaubnis, die Untersuchungsergebnisse dieser Proben zu veröffentlichen, habe ich Herrn Prof. Dr. F. MICHELS und Herrn Prof. Dr. H. UDLUFT (Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden) zu danken. Weiterhin danke ich Herrn Dr. E. W. STRAUB und Herrn Dr. E. WIRTH (Gewerkschaft Elwerath) für die großzügige Unterstützung mit Probenmaterial der Bohrungen Eich 3, Mettenheim 3, Stockstadt 2 und 3, Königstädten 1

und Wattenheim 1, sowie für die Erlaubnis, die Ergebnisse der Untersuchung dieser Proben zu veröffentlichen. Herrn Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF (Frankfurt am Main) danke ich für Hinweise und Diskussion, Herrn Dr. R. M. JEFFORDS (Houston/Texas) und Herrn Dr. H. STRADNER (Klosterneuburg bei Wien) für Vergleichsmaterial. Besonders möchte ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bad Godesberg) danken, durch deren Stipendium und optische Einrichtungen die Bearbeitung des Materials ermöglicht wurde.

B. Angaben zu dem vorhandenen Material

Für die Untersuchungen standen zunächst 50 Proben zwischen 1,0 und 96,0 m Teufe der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle 1951 in Offenbach am Main, 1 Probe aus

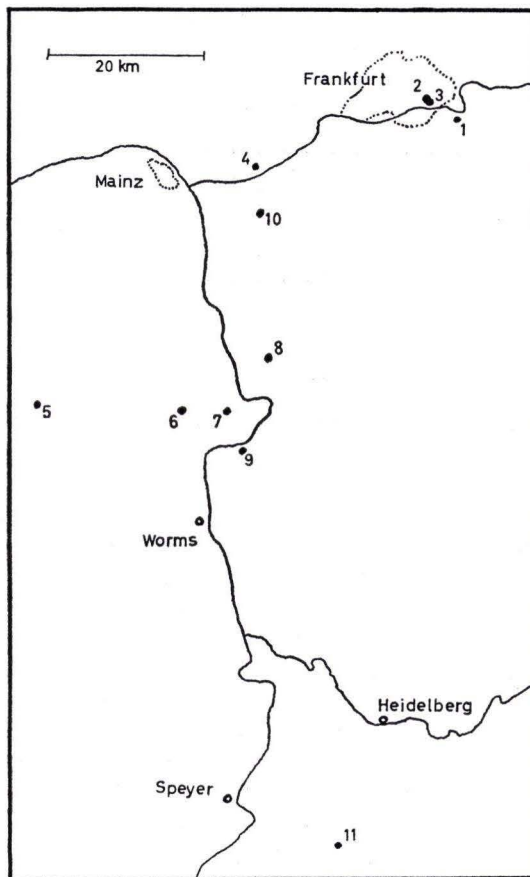


Abb. 1. Übersichtskarte mit den in vorliegender Arbeit ausgewerteten Bohrungen und Gelände-Aufschlüssen. 1. Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle, Offenbach am Main. — 2. Bohrung Kühlhalle, Frankfurt am Main. — 3. Bohrung Molke-rei Osthafen, Frankfurt am Main. — 4. Tongrube westlich Flörsheim am Main. — 5. Steinbruch Neumühle Ost, Weinheim bei Alzey. — 6. Bohrung Mettenheim 3. — 7. Bohrung Eich 3. — 8. Bohrungen Stockstadt 2 und 3. — 9. Bohrung Wattenheim 1. — 10. Bohrung Königstädten 1. — 11. Bohrung Rot 1026.

der Bohrung Kühllhalle, Frankfurt am Main und 4 Proben der Bohrung Molkerei Osthafen, Frankfurt am Main zur Verfügung. Besonders hervorzuheben ist, daß das Material der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle bereits eingehend auf Foraminiferen untersucht worden war (VOLK 1956). Eine Gegenüberstellung der Foraminiferen-Gliederung mit der gefundenen Coccolithophoriden-Gliederung wird zu Beginn des nächsten Abschnittes gegeben. Ferner wurde selbst gesammeltes Material aus den Tagesaufschlüssen Flörsheim — Tongrube West (4 Proben) und Weinheim bei Alzey — Steinbruch Neumühle Ost (5 Proben) sowie Proben folgender Bohrungen untersucht:

Bohrung Eich 3 — 6 Proben zwischen 1771,0—1878,0 m,
 Bohrung Mettenheim 3 — 8 Proben zwischen 1581,0—1690,5 m,
 Bohrung Königstädten 1 — 29 Proben zwischen 1422,0—1557,5 m,
 Bohrung Stockstadt 2 — 4 Proben zwischen 1405,0—1497,3 m,
 Bohrung Stockstadt 3 — 5 Proben zwischen 1480,0—1635,4 m,
 Bohrung Wattenheim 1 — 3 Proben zwischen 2133,4—2248,3 m.

Von den meisten Proben wurden jeweils zwei Canadabalsam-Präparate hergestellt. Die Proben der Bohrung Königstädten 1 und einige Proben der Bohrungen Mettenheim 3 und Stockstadt 3 wurden nur in Wasserpräparaten untersucht. Die Untersuchungsmethoden sind in MARTINI 1958 und 1959a eingehend dargestellt, so daß hier auf eine Wiedergabe verzichtet wird.

Die Präparate zu der vorliegenden Arbeit sind im Senckenberg-Museum in Frankfurt am Main (Katalog SM.B 9094 bis 9255) hinterlegt.

C. Gliederung des Rupeltones nach Coccolithophoriden

Im Bereich des Mainzer Beckens und des nördlichen Oberrheintalgrabens lassen sich mit Hilfe der Coccolithophoriden-Gemeinschaften 4 Zonen unterscheiden, die in Abb. 2 mit der Foraminiferen-Gliederung verglichen werden. Dabei fällt auf, daß die Zonen der Coccolithophoriden-Gliederung jeweils etwas früher beginnen als die Abteilungen der Foraminiferen-Gliederung. Die Grundlage für diese Gliederung bildete das Kernmaterial der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle in Offenbach am Main. Bei der Bearbeitung des Materials der anderen Lokalitäten zeigte sich eine weitgehende Gleichheit der Coccolithophoriden-Gemeinschaften, wenn sie auch im Beckeninneren meist erheblich ärmer waren und die einzelnen Stücke häufig Lösungserscheinungen zeigten.

Bei der Einstufung einiger Tagesaufschlüsse nach Foraminiferen und Coccolithophoriden wurden übereinstimmende Ergebnisse erzielt, wie bei den Rupeltonvorkommen

Weinheim bei Alzey — Steinbruch Neumühle Ost:
 Foraminiferen: Oberer Rupelton, untere Lage,
 Coccolithophoriden: Grenzbereich Zone 3 / Zone 4.
 Flörsheim am Main, Tongrube West:
 Foraminiferen: Mittlerer Rupelton, höhere Lagen,
 Coccolithophoriden: Basisbereich Zone 3.

Die Übereinstimmung ist um so beachtlicher, als ein großer Teil der behandelten Coccolithophoriden aus aufbereiteten älteren Schichten stammt. In den folgenden Übersichten über die Gemeinschaften der einzelnen Zonen werden die Arten, die sicher oder wahrscheinlich primär im Rupelton vorkommen, durch einen Stern hervorgehoben.

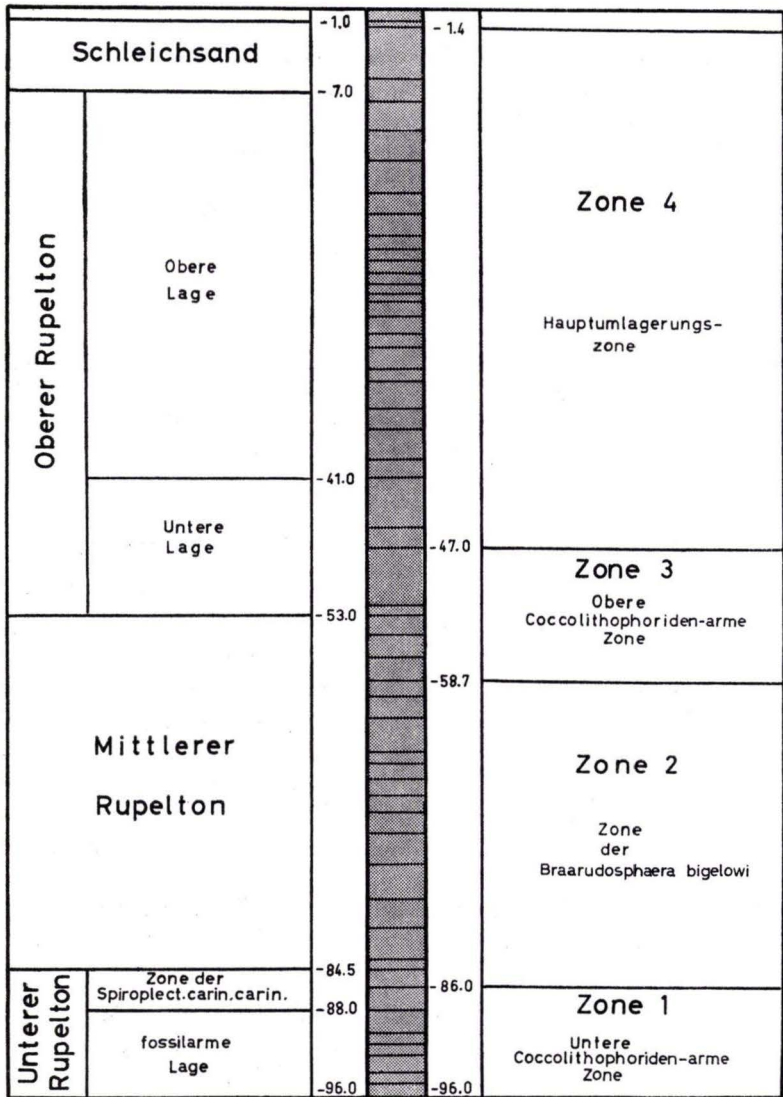


Abb. 2. Gliederung der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle 1951 nach Foraminiferen (VOLK 1956) und Coccolithophoriden.

a) Zone 1 = Untere Coccolithophoriden-arme Zone

Die Coccolithophoriden-Gemeinschaft dieser Zone setzt sich nur aus wenigen Arten zusammen. Von den Ortholithen ließen sich feststellen:

- * *Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE (3/19)¹⁾
- Discoaster* cf. *deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1)

Dazu kommen noch etwa 6 Arten der Heliolithae, darunter (nach ihrer Häufigkeit geordnet):

- * *Tremalithus* sp. (Taf. 11 Fig. 43)
- * *Discolithus* cf. *panarium* DEFLANDRE
- * *Coccolithus* cf. *leptoporus* (M. & B.) SCHILLER

b) Zone 2 = Zone der *Braarudosphaera bigelowi*

Arten- und Individuenreich ist die Gemeinschaft in der Zone 2. In den Proben wurden neben Heliolithen, darunter *Tremalithus* sp. (Taf. 11 Fig. 43), *Coccolithus* cf. *leptoporus* (M. & B.) SCHILLER, *Discolithus* cf. *panarium* DEFLANDRE, *Zygolithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygolithus* cf. *erectus* DEFLANDRE und *Zygolithus dubius* DEFLANDRE (15), folgende Arten (jeweils nach ihrer Häufigkeit geordnet) ermittelt:

- * *Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE (2526/8900)
- Tetralithus pyramidus* GARDET (4/—)
- Pemma rotundum* KLUMPP (1/4)
- * *Trochoaster stauroporus* (GARDET) STRADNER (111)
- Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK (45)
- * *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (24)
- Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL (14)
- Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL (11)
- Discoaster cruciformis* MARTINI (11)
- Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL (10)
- Discoaster tribrachiatus* BRAMLETTE & RIEDEL (10)
- Trochoaster swasticoides* MARTINI (6)
- Trochoaster simplex* KLUMPP (5)
- Discoaster germanicus* MARTINI (4)
- Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL (4)
- Discoaster rotans* STRADNER (3)
- Discoaster binodosus* MARTINI (2)
- Discoaster plebeius* MARTINI (1)
- Discoaster furcatus* DEFLANDRE (1)
- Thoracosphaera heimi* (LOHMANN) KAMPTNER (1)
- Nannoconus colomi* (LAPPARENT) KAMPTNER (5)

Die bei weitem vorherrschende Art ist *Braarudosphaera bigelowi*, hinter der alle anderen Arten zurücktreten. In der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle in Offenbach ließen sich 4 Häufigkeitsmaxima feststellen (Abb. 3). Mit dem ersten Häufigkeitsmaximum beginnt die Zone 2. Kurz darauf treten auch die anderen Arten unregelmäßig auf. Das Hauptmaximum von *B. bigelowi* liegt etwa in der Mitte der Zone 2.

¹⁾ Erste Zahl: vorliegende Pentalithen; zweite Zahl: vorliegende Einzelteile.

Hier finden sich grob geschätzt ungefähr 700000 Pentalithen in 1 cm Gestein. Nach einem 4. Maximum von *B. bigelowi* wird im oberen Teil der Zone 2 die Arten- und Individuenzahl geringer. Die Grenze zur Zone 3 wird durch ein letztes häufigeres Vorkommen von *B. bigelowi* gekennzeichnet. Die Zone 2 mit ihrem Reichtum an *B. bigelowi* ist als Leithorizont im Rupelton zu bezeichnen, der auch im nördlichen Oberreintalgraben nach Funden im Material der Bohrung Rot 1026 (WEILER 1956) ausgebildet zu sein scheint.

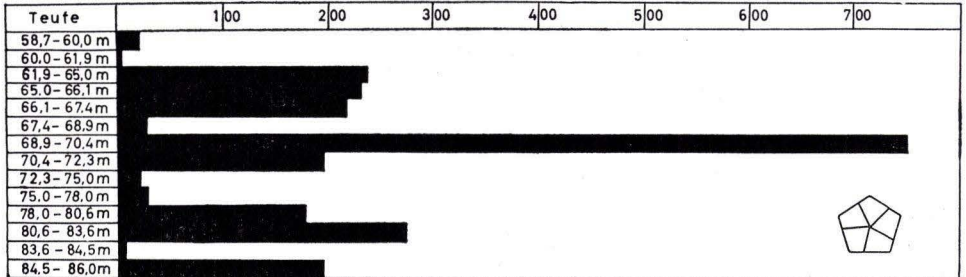


Abb. 3. Verteilung von *Braarudosphaera bigelowi* in der Zone 2 der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle in Offenbach am Main. (Ermittelt von ca. 1,5 cm² Material bei einem Ausleseabstand von 1 mm bei Okular 10× und Objektiv 25×).

c) Zone 3 = Obere Coccolithophoriden-arme Zone

Nur aus wenigen Arten setzt sich die Gemeinschaft der Zone 3 zusammen. Neben Heliolithen, die auch nur mit einigen Arten (u. a. *Tremalithus* sp. und *Coccolithus* cf. *leptoporus* (M. & B.) SCHILLER) vertreten sind, wurden folgende Ortholithen festgestellt:

- * *Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE (1/2)
- * *Trochoaster stauroporus* (GARDET) STRADNER (13)
- Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK (8)
- Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (3)
- Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL (2)
- Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL (1)
- Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL (1)

B. bigelowi, die häufigste Art der Zone 2, wird nur noch ganz vereinzelt gefunden. Häufiger ist lediglich *T. stauroporus*. Beide Arten kommen möglicherweise noch primär in dieser Zone vor. Die aufgeführten Discoasteriden stammen sämtlich aus aufbereiteten älteren Schichten. Im oberen Teil ist die Zone 3 fast Coccolithophoriden-frei, Funde sind äußerst selten.

d) Zone 4 = Hauptumlagerungszone

In der Zone 4 ist die Coccolithophoriden-Gemeinschaft wieder sehr Arten- und Individuenreich. Neben zahlreichen Arten der Heliolithen (vgl. auch Abb. 5) kommen folgende Ortholithen — jeweils wieder nach der Häufigkeit geordnet — vor:

- Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE (45/15)
Tetralithus pyramidus GARDET (10/—)
Pemma rotundum KLUMPP (2/19)
Micrantholithus basquensis MARTINI (2/2)
Pemma angulatum MARTINI (—/3)
Micrantholithus vesper DEFLANDRE (—/2)
Micrantholithus flos DEFLANDRE (—/1)
Micrantholithus cf. *bramlettei* DEFLANDRE (—/1)
- Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK (638)
Discoaster lodoensis BRAMLETTE & RIEDEL (254)
 * *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (239)
 * *Trochoaster staurophorus* (GARDET) STRADNER (173)
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL (125)
Discoaster saipanensis BRAMLETTE & RIEDEL (69)
Discoaster cruciformis MARTINI (54)
Discoaster tribrachiatus BRAMLETTE & RIEDEL (39)
Discoaster tani BRAMLETTE & RIEDEL (36)
Discoaster binodosus MARTINI (32)
Discoaster distinctus MARTINI (31)
Discoaster germanicus MARTINI (28)
Discoaster plebeius MARTINI (12)
Trochoaster swasticoides MARTINI (11)
Discoaster rotans STRADNER (5)
Discoaster splendidus n. sp. (3)
Discoaster furcatus DEFLANDRE (3)
Trochoaster simplex KLUMPP (3)
Discoaster crassus MARTINI (2)
Discoaster diversus n. sp. (1)
Discoaster cf. *pentaradiatus* TAN SIN HOK (1)
Discoaster cf. *hohnensis* MARTINI (1)
- Zygodolithus dubius* DEFLANDRE (48)
- Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE (17)
- Nannoconus colomi* (LAPPARENT) KAMPTNER (56)

Die Zone 4 ist durch das Auftreten von zahllosen umgelagerten Individuen vieler Arten gekennzeichnet. Besonders häufig sind *Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*, *D. deflandrei* und *D. multiradiatus*. Von den aufgeführten Arten kommen *Trochoaster staurophorus* und *Discoaster deflandrei* möglicherweise primär in der Zone 4 vor, alle anderen Arten stammen m. E. sicher aus aufbereiteten älteren Schichten. Auch die beiden neuen Arten *Discoaster splendidus* und *Discoaster diversus* befinden sich auf sekundärer Lagerstätte. Sogar *Braarudosphaera bigelowi* liegt nur in stark korrodieren Stücken vor; ein Primärvorkommen ist deshalb sehr unwahrscheinlich.

Dagegen scheinen mehrere Arten der Heliolithae primär in der Zone 4 vorzukommen wie z. B. *Tremalithus* sp. und *Coccolithus* cf. *leptoporus*. Die Hauptmasse scheint jedoch ebenfalls aus aufbereiteten älteren Schichten zu stammen.

Beachtenswert ist die Häufigkeit von *Nannoconus colomi* in dieser Zone gegenüber dem Vorkommen in der Zone 2. Damit wird eine verstärkte Materialzufuhr aus dem Süden angedeutet.

Art	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
<i>Braarudosphaera bigelovi</i> (G. & B.) DEFL.	0	+++	0	+
<i>Micrantholithus basquensis</i> MARTINI				0
<i>Micrantholithus cf. bramlettei</i> DEFL.				0
<i>Micrantholithus flos</i> DEFL.				0
<i>Micrantholithus vesper</i> DEFL.				0
<i>Pemma rotundum</i> KLUMPP		0		+
<i>Pemma angulatum</i> MARTINI				0
<i>Tetralithus pyramidus</i> GARDET.		0		+
<i>Discoaster multiradiatus</i> B. & R.		+	0	++
<i>Discoaster barbadiensis</i> TAN SIN HOK		++	+	+++
<i>Discoaster lodoensis</i> B. & R.		+	0	++
<i>Discoaster saipanensis</i> B. & R.		+		++
<i>Discoaster deflandrei</i> B. & R.	?	+	0	++
<i>Discoaster distinctus</i> MARTINI				+
<i>Discoaster germanicus</i> MARTINI		0		+
<i>Discoaster plebeius</i> MARTINI		0		+
<i>Discoaster tani</i> B. & R.		0	0	+
<i>Discoaster binodosus</i> MARTINI		0		+
<i>Discoaster cf. pentaradiatus</i> TAN SIN HOK				0
<i>Discoaster cruciformis</i> MARTINI		+		++
<i>Discoaster crassus</i> MARTINI				0
<i>Discoaster splendidus</i> n. sp.				0
<i>Discoaster diversus</i> n. sp.				0
<i>Discoaster tribrachiatus</i> B. & R.		+		++
<i>Discoaster rotans</i> STRADNER		0		0
<i>Discoaster furcatus</i> DEFL.		0		0
<i>Discoaster cf. hohnensis</i> MARTINI				0
<i>Trochoaster simplex</i> KLUMPP		0		0
<i>Trochoaster swasticooides</i> MARTINI		0		+
<i>Trochoaster staurophorus</i> (GARDET) STRADNER		++	+	++
<i>Zygodolithus dubius</i> DEFL.		+		++
<i>Isthmolithus recurvus</i> DEFL.				+
<i>Thoracosphaera heimi</i> (LOHM.) KAMPTNER		0		
<i>Nannoconus colomi</i> (LAPP.) KAMPTNER		0		++

Abb. 4. Stratigraphische Verbreitung der beschriebenen Arten im Rupelton des Mainzer Beckens. (+++ = sehr häufig bis massenhaft, ++ = häufig, + = selten, 0 = Einzelfunde, ? = fraglich; sichere und wahrscheinliche Primärvorkommen sind durch Fettdruck hervorgehoben.)

D. Beschreibung der Arten

Von den im Rupelton gefundenen Coccolithophoriden wurde die Ordnung Ortholithae mit folgenden Familien bearbeitet:

- Familie Braarudosphaeridae DEFLANDRE 1947,
- Familie Discoasteridae TAN SIN HOK 1927,
- Familie Thoracosphaeridae KAMPTNER 1927.

In die Untersuchung wurde ferner die Gattung *Nannoconus* KAMPTNER einbezogen.

Von den Heliolithae wurden nur die Arten *Zygodolithus dubius* DEFLANDRE und *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE genau bearbeitet. Die im Anschluß an *Zygodolithus*

dubius gegebenen Hinweise auf einige weitere Arten, stellen nur eine Auswahl der häufigsten Arten dar. Diese sind z. T. für die Coccolithophoriden-Gemeinschaft in der Zone 1 des Rupeltones von Bedeutung.

Der größte Teil der im Anschluß beschriebenen Arten stammt aus aufbereiteten älteren Schichten. Dieses wird bei der Beschreibung der einzelnen Arten nur noch dann erwähnt, wenn die Art auch primär im Rupelton vorkommt. Es wird jedoch stets auf das eigentliche Vorkommen der betreffenden Art hingewiesen.

Als Herkunftsgebiet der aufbereiteten Arten aus älteren Schichten muß nach dem Vorkommen von *Nannoconus colomi* und einiger Discoasteriden (z. B. *D. deflandrei*, 8- und 9-strahlige Stücke und *D. rotans*), die vorwiegend im mediterranen Bereich verbreitet zu sein scheinen, das westliche Alpengebiet angenommen werden. Typische NW-deutsche aus dem Eozän stammende Arten wie *Discoaster septemradiatus* (KLUMPP) und *Discoaster nonaradiatus* KLUMPP fehlen.

Die Synonymie-Angaben werden so kurz wie möglich gehalten. Ausführliche Synonymie-Listen finden sich in MARTINI 1958.

Ordnung **Ortholithae** DEFLANDRE 1950.

Familie **Braarudosphaeridae** DEFLANDRE 1947.

Gattung ***Braarudosphaera*** DEFLANDRE 1947.

Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE 1947.

Taf. 8 Fig. 1

*1935 *Pontosphaera bigelowi* n. sp. — GRAN & BRAARUD, Phytoplankton: 388, Abb. 67.
1947 *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) nov. comb. — DEFLANDRE, *Braarudosphaera* nov. gen.: 439, Fig. 1—5.

Primärvorkommen dieser Art wurden in den Zonen 1 bis 3 festgestellt. Ferner kommen noch umgelagerte Stücke in den Zonen 2 und 4 vor. Das Hauptvorkommen von *Braarudosphaera bigelowi* findet sich in der gleichnamigen Zone 2. Bereits in der Zone 1 können einzelne Segmente und sehr selten auch Pentalithen gefunden werden. Nach einem plötzlich auftretenden Häufigkeitsmaximum zu Beginn der Zone 2, ließen sich in dem Kernmaterial von Offenbach am Main und Königstädten 1 noch 3 weitere Häufigkeitsmaxima nachweisen (vgl. Abb. 3). Vornehmlich finden sich Pentalithen und Einzelteile, aber auch zusammenhängende Pentalithen in verschiedenen Kombinationen bis zu vollständigen, wenn auch leicht verdrückten, Dodekaedern sind nicht selten. In der Zone 3 konnten bisher nur vereinzelt Stücke gefunden werden. Umgelagerte Stücke finden sich wie bereits erwähnt in geringer Zahl in der Zone 2 und 4. Diese liegen meist als Pentalithen vor und unterscheiden sich deutlich durch die starke Abrollung von den sehr gut erhaltenen Primär-Stücken. Größe 11,6 bis 14,3 μ .

Gesamtzahl der gefundenen Stücke: 2575 Pentalithen und mehr als
8900 Einzelteile.

Vorkommen (primär): Jura bis rezent mit gelegentlichen Häufigkeitsmaxima.

Fundorte: Eich 3, Flörsheim, Frankfurt, Königstädten 1, Mettenheim 3, Offenbach, Stockstadt 2, Weinheim und Rot 1026 (WEILER 1956).

Gattung *Micrantholithus* DEFLANDRE 1950.*Micrantholithus basquensis* MARTINI 1959.

Taf. 8 Fig. 2

v*1959 *Micrantholithus basquensis* n. sp. — MARTINI, Neue Coccolithophoriden-Arten: 417, Taf. 1 Fig. 9—12.

Bisher wurde nur ein leicht korrodierter Pentalith in der Zone 4 gefunden. Die Verstärkungen der Ränder der Einzelteile sind noch gut erkennbar. Größe 11,3 μ . Ein weiterer stark korrodierter Pentalith und 2 Einzelteile werden nur mit Vorbehalt zu dieser Art gestellt.

Material: 2 Pentalithen und 2 Einzelteile.

Fundorte: Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): Ober-Eozän (Bartonien).

Micrantholithus cf. *bramlettei* DEFLANDRE 1954.

Taf. 8 Fig. 3

*1954 *Micrantholithus bramlettei* nov. spec. — DEFLANDRE & FERT, Coccolithophoridés: 167, Abb. 117, Taf. 13 Fig. 22.

Ein korrodiertes Einzelstück eines Pentalithen, das in der Mitte des Außenrandes einen Vorsprung zeigt, liegt aus der Zone 4 vor.

Fundort: Weinheim.

Vorkommen (primär): Unter-Eozän.

Micrantholithus flos DEFLANDRE 1950.

Taf. 8 Fig. 4

*1950 *Micrantholithus flos* n. sp. — DEFLANDRE, *Micrantholithus*: 1158, Fig. 8—11.

Ein korrodiertes Einzelstück wurde in der Zone 4 gefunden. Der Teil zwischen den verstärkten Schenkeln ist weitgehend gelöst.

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Micrantholithus vesper DEFLANDRE 1950.

Taf. 8 Fig. 5

*1950 *Micrantholithus vesper* n. sp. — DEFLANDRE, *Micrantholithus*: 1158, Fig. 5—7.

Zwei korrodierte Einzelteile liegen aus der Zone 4 vor. Die Schenkel sind lang und nicht verstärkt.

Fundorte: Offenbach und Stockstadt 2.

Vorkommen (primär): Eozän.

Gattung *Pemma* KLUMPP 1953.*Pemma rotundum* KLUMPP 1953.

Taf. 8 Fig. 6

v*1953 *Pemma rotundum* n. sp. — KLUMPP, Mikrofossilien Eozän: 381, Abb. 2/3, Taf. 16 Fig. 3.

Mehrere Pentalithen und Einzelteile in Zone 2 und 4, in der letzteren häufiger. Die Stücke sind meist stark korrodiert. Messungen ergaben, daß bei den aufgeführten Einzelteilen der Abstand Außenrand — Pore größer ist als der Abstand Pore — Spitze (MARTINI 1959c).

Material: 2 Pentalithen und 19 Einzelteile in der Zone 4 und 1 Pentalith und 4 Einzelteile in der Zone 2.

Fundorte: Offenbach, Stockstadt 2 und Weinheim.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

***Pemma angulatum* MARTINI 1959.**

Taf. 8 Fig. 7

v*1959 *Pemma angulatum* n. sp. — MARTINI, Neue Coccolithophoriden-Arten: 416, Taf. 1 Fig. 1—4.

Aus der Zone 4 liegen einige stark korrodierte Einzelteile vor. Die Einkerbung ist nicht mehr eindeutig erkennbar, doch liegt die Pore jeweils erheblich weiter von der Spitze entfernt, als bei den zu *P. rotundum* gestellten Stücken.

Material: 3 Einzelteile.

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Gattung ***Tetralithus* GARDET 1955.**

***Tetralithus pyramidus* GARDET 1955.**

Taf. 8 Fig. 8

*1955 *Tetralithus pyramidus* n. cent. — GARDET, Coccolithes Neogenes: 521, Taf. 7 Fig. 66.

1956 *Tetralithus pyramidus* GARDET — NOËL, Coccolithes Jurassiques: 329, Taf. 4 Fig. 37 bis 38.

Einige stark korrodierte Stücke in den Zonen 2 und 4. Unter polarisiertem Licht ist das charakteristische Auslöschungsbild — paarweises Auslöschen der gegenüberliegenden Sektoren — gut zu beobachten. Größe 5,5 bis 8,1 μ .

Material: 10 Stück in der Zone 4 und 4 Stück in der Zone 2.

Fundorte: Eich 3, Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): Jura.

Familie **Discoasteridae TAN SIN HOK 1927.**

Gattung **Discoaster TAN SIN HOK 1927.**

***Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 8 Fig. 9

*1954 *Discoaster multiradiatus* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 396, Taf. 38 Fig. 10.

Diese vielstrahlige Art tritt häufig in der Zone 4 auf. Seltener ist sie in der Zone 2. In der Zone 3 wurde bisher nur 1 Stück gefunden. Die vorliegenden Stücke sind meist

stark korrodiert. Daneben finden sich jedoch auch noch recht gut erhaltene Stücke (Taf. 8 Fig. 9).

Material: 125 Stück in der Zone 4, 1 Stück in der Zone 3 und 14 Stück in der Zone 2.

Fundorte: Offenbach, Stockstadt 2, Wattenheim 1, Weinheim.

Vorkommen (primär): Paläozän und ? oberste Kreide.

***Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK 1927.**

Taf. 8 Fig. 10

*1927 *Discoaster barbadiensis* nov. spec. — TAN SIN HOK, Krijt- en Mergelgesteenten Molukken: 119, Abb. 2/4 (zum Teil).

Weitere Angaben vgl. MARTINI 1958.

Zahlreiche Stücke liegen aus den Zonen 4 und 2 vor. In der Zone 3 ist die Art selten. Fast alle Stücke sind stark korrodiert, häufig kommen Bruchstücke vor. 8- bis 15-strahlig.

Material: 638 Stück in der Zone 4, 8 Stück in der Zone 3 und 45 Stück in der Zone 2.

Fundorte: Eich 3, Frankfurt, Königstädten 1, Offenbach, Stockstadt 2, Wattenheim 1, Weinheim.

Vorkommen (primär): Eozän, Paläozän.

***Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 8 Fig. 11

*1954 *Discoaster lodoensis* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 398, Taf. 39 Fig. 3a, b.

Zahlreich in der Zone 4, seltener in der Zone 2 und ein Einzelfund in der Zone 3. 5- bis 7strahlig. Meist sind die Stücke korrodiert, häufig bis auf einen Rest der Zentralplatte mit dem Zentralknopf und den noch deutlich erkennbaren Arm-Ansätzen. Stücke mit gut erhaltenen Armen sind selten.

Material: 254 Stück in der Zone 4, 1 Stück in der Zone 3 und 10 Stück in der Zone 2.

Fundorte: Eich 3, Offenbach, Stockstadt 2 und Weinheim.

Vorkommen (primär): Eozän, nach STRADNER 1959 auch mittleres Paläozän.

***Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 8 Fig. 12

*1954 *Discoaster saipanensis* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 398, Taf. 39 Fig. 4.

Mehrfach in den Zonen 2 und 4; in der letzteren häufiger. 6- bis 8strahlig und fraglich 9strahlig. Die Stücke sind ebenfalls meist stark korrodiert und selten mit allen Armen erhalten.

Material: 69 Stück in der Zone 4 und 11 Stück in der Zone 2.

Fundorte: Eich 3, Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): Mittel- und Ober-Eozän (international).

***Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 9 Fig. 13, 14

*1954 *Discoaster deflandrei* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 399, Abb. 1 a—c, Taf. 39 Fig. 6.

Die meisten gefundenen Stücke stammen aus aufbereiteten älteren Schichten. Ein Teil der Stücke aus den Zonen 2 und 4 könnte jedoch primär im Rupelton vorgekommen sein, wofür die außergewöhnlich gute Erhaltung spricht. Die Art variiert sehr stark. Neben Stücken mit stark verbreiterten Arm-Enden kommen auch solche mit schmalen Arm-Enden vor. Besonders sind die 8- und 9strahligen Stücke mit einem sehr großen Zentralfeld zu beachten. Derartige Stücke sind mir bisher nur aus südlicher gelegenen Eozän-Vorkommen bekannt. Im Norddeutschen Gebiet scheint diese Variante zu fehlen. Armzahl 5 (10), 6 (167), 7 (30), 8 (49), 9 (11)²⁾.

Material: 239 Stück in der Zone 4, 3 Stück in der Zone 3, 24 Stück in der Zone 2 und 1 fragliches Stück in der Zone 1.

Fundorte: Eich 3, Offenbach, Stockstadt 2, Wattenheim 1, Weinheim.

Vorkommen (primär): Mittel-Eozän bis Unter-Miozän.

***Discoaster distinctus* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 15

v*1958 *Discoaster distinctus* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 363, Taf. 4 Fig. 17 a, b.

Vgl. Synonymie-Angaben in MARTINI 1958.

In der Zone 4 ist die durch die schraubenschlüsselförmigen Enden der Arme gekennzeichnete Art nicht selten. Bei stark korrodierten Stücken ist eine Verwechslung mit schmal-armigen Stücken von *D. deflandrei* möglich, besonders wenn der Zentralknopf bei *D. distinctus* kaum oder nicht mehr erkennbar ist. Armzahl 5 (1) und 6 (30).

Material: 31 Stück (Zone 4).

Fundorte: Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung). Nach STRADNER 1959 auch mittleres Paläozän.

***Discoaster germanicus* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 16

v*1958 *Discoaster germanicus* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 360, Taf. 3 Fig. 15 a, b.

Vereinzelt Stücke in der Zone 2 und häufiger in der Zone 4. Fast sämtliche Stücke sind stärker korrodiert, lassen aber noch die Kerbe an den Enden der Arme und den Zentralknopf erkennen. Stark korrodierte Stücke, die nicht mehr eindeutig zu dieser Art gestellt werden konnten, wurden nur als *Discoaster* sp. in den Kontrollisten aufgeführt. Armzahl 5 (1) und 6 (31).

Material: 28 Stück (Zone 4) und 4 Stück (Zone 2).

Fundorte: Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

²⁾ Ziffer vor der Klammer: Anzahl der Arme oder Sektoren. Ziffer in der Klammer: Anzahl der vorliegenden Stücke.

***Discoaster plebeius* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 17

v*1958 *Discoaster plebeius* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 361, Taf. 3 Fig. 16a, b.

Vgl. Synonymie-Angaben in MARTINI 1958.

Mehrere korrodierte Stücke in der Zone 4 und ein Einzelfund in der Zone 2 zeigen noch den Zentralknopf und einfache, am Ende gerundete Arme. Wie bei *D. germanicus* wurden stark korrodierte Stücke, die nicht mehr eindeutig zu *D. plebeius* gestellt werden konnten, nur in den Kontrollisten unter *Discoaster* sp. vermerkt. Armzahl 5 (3) und 6 (10).

Material: 12 Stück (Zone 4) und 1 Stück (Zone 2).

Fundorte: Offenbach und Weinheim.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

***Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

In der Zone 4 konnten häufiger Stücke dieser Art gefunden werden. Aus den Zonen 2 und 3 liegen einige Einzelfunde vor. Einige der besser erhaltenen Stücke konnten den Unterarten zugeordnet werden. Armzahl 5 (15), 6 (24) und 7 (3).

Material: 36 Stück (Zone 4), 2 Stück (Zone 3) und 4 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Offenbach, Stockstadt 2, Weinheim.

***Discoaster tani tani* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 9 Fig. 18

*1954 *Discoaster tani* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 397, Taf. 39 Fig. 1.

Die Arme tragen an den Seiten kleine Knoten, die bei dieser Unterart jedoch nicht immer paarweise auftreten. Von den oben erwähnten Stücken konnten 13 fünfstrahlige und 8 sechsstrahlige Stücke zu dieser Art gestellt werden. Zone 4 (20 Stück) und Zone 3 (1 Stück).

Fundorte: Offenbach, Stockstadt 2 und Weinheim.

Vorkommen (primär): Mittel-Eozän bis Unter-Oligozän.

***Discoaster tani nodifer* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 9 Fig. 19

*1954 *Discoaster tani nodifer* n. subsp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 397, Taf. 39 Fig. 2.

Aus den Zonen 2 und 4 liegt je 1 sechsstrahliges Stück vor, das an allen Armen ein Knotenpaar trägt.

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): Ober-Eozän.

***Discoaster binodosus* MARTINI 1958.**

Korrodierte Stücke sind in der Zone 4 nicht selten, während aus der Zone 2 bisher nur 2 Stücke vorliegen. Einige wenige der aufgeführten Stücke konnten in die Unterarten eingeordnet werden. 6- bis 8strahlig.

Material: 32 Stück (Zone 4) und 2 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Offenbach, Weinheim.

***Discoaster binodosus binodosus* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 20

v*1958 *Discoaster binodosus binodosus* n. ssp. — MARTINI, Discoasteriden: 362, Taf. 4 Fig. 18a, b.

3 der oben erwähnten Stücke aus der Zone 4, deren Arm-Enden einfach gerundet sind, konnten zu dieser Unterart gestellt werden. Armzahl 6 (1) und 7 (2).

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

***Discoaster binodosus hirundinus* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 21

v*1958 *Discoaster binodosus hirundinus* n. ssp. — MARTINI, Discoasteriden: 362, Taf. 4 Fig. 19a, b.

6 der oben erwähnten Stücke aus der Zone 4 gehören dieser Unterart an. Mindestens an einem Arm ist an dem Ende die Kerbe noch deutlich erkennbar. Armzahl 6 (2), 7 (3) und 8 (1).

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

***Discoaster* cf. *pentaradiatus* TAN SIN HOK 1927.**

Taf. 9 Fig. 22

*1927 *Discoaster pentaradiatus* nov. spec. var. γ — TAN SIN HOK, Krijt- en Mergelgesteenten Molukken: 120, Abb. 2/14.

v1958 *Discoaster pentaradiatus* TAN SIN HOK — MARTINI, Discoasteriden: 359, Taf. 3 Fig. 12a, b. Dort weitere Synonymie-Angaben.

Ein Einzelfund in der Zone 4. Das Stück gleicht den aus dem Eozän beschriebenen Formen (MARTINI 1958) mit großem Zentralfeld und kräftigen Armen. Das vorliegende Stück ist mit $27,8 \mu$ außergewöhnlich groß.

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Die Stücke aus dem Eozän (vgl. auch MARTINI 1958: 359) werden vorerst noch zu *D. pentaradiatus* TAN SIN HOK gestellt, obgleich die Aufstellung einer neuen Art gerechtfertigt zu sein scheint.

***Discoaster cruciformis* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 23

v*1958 *Discoaster cruciformis* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 357, Taf. 2 Fig. 9a, b.

Vereinzelt in der Zone 2 und häufiger in der Zone 4. Die Stücke sind kleinwüchsig und stark korrodiert. Die Arme sind meist regenschirmartig gebogen.

Material: 54 Stück (Zone 4) und 11 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Frankfurt, Flörsheim, Offenbach, Stockstadt 2, Weinheim.

Vorkommen (primär): Eozän, nach STRADNER 1959 auch mittleres Paläozän.

***Discoaster crassus* MARTINI 1958.**

Taf. 9 Fig. 24

v*1958 *Discoaster crassus* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 365, Taf. 4 Fig. 22a, b.

Ein beschädigtes aber sehr bezeichnendes Stück und ein stärker korrodiertes Stück wurden im unteren Bereich der Zone 4 gefunden. Größe 11,8 μ und 14,6 μ .

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): mittleres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

***Discoaster splendidus* n. sp.**

Taf. 10 Fig. 25, 26, 29

Name: *splendidus* (lat.) = prächtig, glänzend.Holotypus: Das auf Taf. 10 Fig. 29 abgebildete Stück, SM.B 9112 (D 39,8/116,2)³).

Locus typicus: Offenbach am Main, Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle 1951 : 21,0 bis 22,1 m.

Stratum typicum: Mittel-Oligozän, Rupelton (umgelagert).

Material: 3 Stück in der Zone 4.

Diagnose: Ein *Discoaster* mit großem Zentralfeld und Sektoren, die an den Verbindungsnahten und an dem Außenrand verstärkt sind.

Beschreibung: Armzahl 14 (2) und 15 (1). Die Sektoren sind an den Verbindungsnahten und an den Außenrändern verstärkt. Sie reichen bis an die etwas erhabene Zentralplatte heran. Die Verbindungsnahte setzen sich in der Zentralplatte dem Uhrzeigersinn entgegengesetzt schwach gebogen fort und enden in einem kleinen runden Zentralknopf. Ein Zentralkanal scheint vorhanden zu sein. Größe: 13,2 bis 18,6 μ .

Vorkommen (primär): noch nicht bekannt.

Beziehungen: *Discoaster splendidus* n. sp. unterscheidet sich von *D. barbadiensis* durch das große Zentralfeld und einen kleinen Zentralknopf, während *D. barbadiensis* ein deutliches Stielchen besitzt.

***Discoaster diversus* n. sp.**

Taf. 10 Fig. 27, 28, 31

Name: *diversus* (lat.) = ungleich.

Holotypus: Das auf Taf. 10 Fig. 31 abgebildete Stück, SM. B 9218 (D 37,9/111,0).

Locus typicus: Weinheim b. Alzey, Steinbruch Neumühle Ost.

Stratum typicum: Mittel-Oligozän, Rupelton (umgelagert).

Material: 1 Stück aus der Zone 4.

Diagnose: Ein *Discoaster*, dessen schraubenschlüsselförmige Arm-Enden jeweils auf einer Seite stärker ausgebildet sind.

Beschreibung: 3strahlig. Die schmalen Arme verbreitern sich am Ende und spalten auf, wobei die eine Spitze jedes Armes etwas stärker ausgebildet ist. Die Arm-Enden

³) D = Mikroskop Ortholux Nr. 522541 (Geologisches Institut, Frankfurt a. M.). 39,8/116,2 = Indizes des erwähnten Objektes auf dem Zähltablett. Ein Eichpräparat ist der im Senckenberg-Museum hinterlegten Präparatsammlung beigelegt.

haben Ähnlichkeit mit einem Schraubenschlüssel, dessen eines Ende etwas kürzer ist. Größe: $8,5 \mu$.

Vorkommen (primär): noch nicht bekannt.

***Discoaster tribrachiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954.**

Taf. 10 Fig. 30

*1954 *Discoaster tribrachiatus* n. sp. — BRAMLETTE & RIEDEL, Discoasters: 397, Taf. 38 Fig. 11.

Diese 3strahlige Art kommt häufig in der Zone 4 vor, seltener in der Zone 2. Die Stücke sind meist korrodiert, unterscheiden sich aber noch deutlich durch ihre Robustheit und durch die manchmal erhaltenen Arm-Enden von anderen dreistrahligen Arten wie *D. hohnensis*, *D. rotans* und *D. diversus* n. sp.

Material: 39 Stück (Zone 4) und 10 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Flörsheim, Frankfurt, Offenbach, Stockstadt 2, Wattenheim 1, Weinheim.

Vorkommen (primär): höheres Unter-Eozän.

***Discoaster rotans* STRADNER 1959.**

Taf. 10 Fig. 32

*1959 *Discoaster rotans* nov. cent. — STRADNER, Discoasters: 4, Fig. 9.

Vereinzelt in korrodierten Stücken in den Zonen 2 und 4. Bei einigen Stücken ist manchmal an einem Arm der kleinere Gablungsfortsatz etwas stärker ausgebildet als in STRADNER (1959: Fig. 9) angegeben. Größe: $7,4$ bis $11,1 \mu$.

Material: 5 Stück (Zone 4) und 3 Stück (Zone 2).

Fundorte: Frankfurt, Offenbach.

Vorkommen (primär): Mittel-Paläozän (Thanet).

***Discoaster furcatus* DEFLANDRE 1954.**

Taf. 10 Fig. 33

*1954 *Discoaster* (?) *furcatus* cent. nov. — DEFLANDRE & FERT, Coccolithophoridés: 168, Taf. 13 Fig. 14.

Sehr selten in der Zone 4 und ein Einzelfund in der Zone 2. Meist noch gut erhalten. Größe: $5,3$ bis $9,3 \mu$.

Material: 3 Stück (Zone 4) und 1 Stück (Zone 2).

Fundorte: Flörsheim, Offenbach, Weinheim.

Vorkommen (primär): Obere Kreide.

***Discoaster* cf. *hohnensis* MARTINI 1958.**

Taf. 10 Fig. 34

v*1958 *Discoaster hohnensis* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 358, Taf. 2 Fig. 10a, b.

Ein korrodiertes und beschädigtes Stück, das bedingt zu dieser Art gestellt werden kann, liegt aus der Zone 4 vor. Die schwachen Randsäume wie bei dem Stück auf

Taf. 2 Fig. 10b in MARTINI 1958 sind nicht mehr feststellbar. Bei der dort (MARTINI 1958, Taf. 2 Fig. 10a) gezeigten Schema-Abbildung wurden die schwachen Randsäume an den Armen versehentlich nicht angegeben.

Fundort: Weinheim.

Vorkommen (primär): unteres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Gattung *Trochoaster* KLUMPP 1953.

Trochoaster swasticoides MARTINI 1958.

Taf. 10 Fig. 36

v*1958 *Trochoaster swasticoides* n. sp. — MARTINI, Discoasteriden: 368, Taf. 5 Fig. 27a, b.

Einige Stücke in den Zonen 2 und 4. Alle Stücke sind verhältnismäßig klein und so stark korrodiert, daß das charakteristische hakenförmige Einbiegen der Arm-Enden kaum noch erkennbar ist.

Material: 11 Stück (Zone 4) und 6 Stück (Zone 2).

Fundorte: Offenbach, Weinheim,

Vorkommen (primär): Eozän.

Trochoaster simplex KLUMPP 1953.

Taf. 10 Fig. 35

v*1953 *Trochoaster simplex* n. sp. — KLUMPP, Mikrofossilien Eozän: 385, Abb. 4/2, Taf. 16 Fig. 7.

Mehrere korrodierte Stücke dieser Art liegen aus den Zonen 2 und 4 vor. Kein Stück zeigt mehr die runde Gestalt des „Unterbaues“. Dieser ist zwischen den Armen stark angelöst und zum Zentrum hin zurückverlegt worden.

Material: 5 Stück (Zone 2) und 3 Stück (Zone 4).

Fundort: Offenbach.

Vorkommen (primär): Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Trochoaster staurophorus (GARDET) STRADNER 1959.

Taf. 10 Fig. 37

*1955 *Discoaster staurophorus* n. cent. — GARDET, Cocolithes: 534, Taf. 10 Fig. 96.

1959 *Trochoaster staurophorus* (GARDET) nov. comb. — STRADNER, Discoasteriden Österreichs: 480, Taf. 3 Abb. 49, 50.

Diese Art ist in der Zone 2 und 4 recht häufig, in der Zone 3 wurden dagegen nur wenige Stücke gefunden. Die meisten Stücke sind gut erhalten, die viereckige Gestalt ist deutlich sichtbar und die vier Arme treten klar hervor. Möglicherweise kommt *T. staurophorus* primär im Rupelton vor. Größe: 6,7 bis 8,9 μ .

Material: 173 Stück (Zone 4), 13 Stück (Zone 3) und 111 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Flörsheim, Frankfurt, Offenbach, Stockstadt 2, Weinheim.

Vorkommen (primär): Oberste Kreide (STRADNER 1959). Weitere primäre Vorkommen nicht sicher bekannt. Bei den von GARDET 1955 beschriebenen Stücken aus dem Miozän und Pliozän von Algerien scheint es sich um Stücke aus aufbereiteten älteren Schichten zu handeln.

Familie **Thoracosphaeridae** KAMPTNER 1927.
 Gattung **Thoracosphaera** KAMPTNER 1927.

Thoracosphaera heimi (LOHMANN) KAMPTNER 1944.

Taf. 11 Fig. 46

- *1920 *Syracosphaera heimi* n. sp. — LOHMANN, Plankton: 117, Abb. 29.
- 1927 *Thoracosphaera pelagica* n. sp. — KAMPTNER, Adriatische Coccolithophoriden: 180, Fig. 6.
- 1944 *Thoracosphaera Heimi* (LOHMANN) — KAMPTNER, Coccolithineen-Studien: 145.

Ein Exemplar mit einer Mündung wurde in der Zone 2 gefunden. Das Exemplar ist leicht beschädigt. Die einzelnen Coccolithen zeichnen sich durch eine Pore aus. Durchmesser des vollständigen Exemplars 15,4 μ .

Fundort: Offenbach (80,6 bis 83,2 m).

Vorkommen: Bisher bekannt aus dem Eozän, dem Miozän und rezent.

Ordnung **Heliolithae** DEFLANDRE 1950.

Familie **Syracosphaeridae** LOHMANN 1902 sens. lat.

Gattung **Zygoolithus** KAMPTNER 1949.

Zygoolithus dubius DEFLANDRE 1954.

Taf. 11 Fig. 39

- *1954 *Zygoolithus dubius* cent. nov. — DEFLANDRE & FERT, Coccolithophoridés: 149, Fig. 43, 44, 68.
- 1956 *Coccolithus tetracellus eleganticus* sp. nov. — SHAMRAY & LAZAREVA, Coccolithophoridae: 713, Taf. 1 Fig. 5.

Mehrfach in den Zonen 2 und 4, in der letzteren häufiger. Dabei treten auch Formen mit stark verkürztem Mittelsteg auf, wie sie auch im NW-deutschen Unter-Eozän 3 (MARTINI 1958) gefunden wurden.

Material: 48 Stück (Zone 4) und 15 Stück (Zone 2).

Fundorte: Frankfurt, Offenbach, Weinheim.

Vorkommen (primär): Unter-Eozän 3, unteres und mittleres Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung).

Art	Zone	1	2	3	4
<i>Discolithus</i> cf. <i>panarium</i> DEFL.	+	++		
<i>Coccolithus</i> cf. <i>leptoporus</i> (M. & B.) SCHILLER	0	+	+	++
<i>Tremalithus</i> sp. (Taf. 11 Fig. 43)	++	+++	++	++
<i>Zygoolithus</i> cf. <i>erectus</i> DEFL.		++		++
<i>Zygoolithus diplogrammus</i> DEFL.		++		++

Abb. 5. Stratigraphische Verbreitung einiger Coccolithen im Rupelton des Mainzer Beckens (vgl. Abb. 4).

Von der Vielzahl der Heliolithae seien hier nur einige Arten kurz erwähnt, da sie zur Beurteilung der Coccolithophoriden-Gemeinschaften der einzelnen Zonen von Bedeutung sind. Die in der Abb. 5 aufgezählten Arten scheinen sämtlich primär im Rupelton

vorzukommen. Wie weit umgelagerte Stücke besonders in den Zonen 2 und 4 beteiligt sind, läßt sich nicht sicher sagen. Musterstücke sind auf Taf. 11 Fig. 40—44 abgebildet. Die angegebenen Arten sind meist häufiger als die Discoasteriden und wurden im Material fast aller Lokalitäten gefunden.

Incertae sedis.

Gattung *Isthmolithus* DEFLANDRE 1954.

Isthmolithus recurvus DEFLANDRE 1954.

Taf. 11 Fig. 38

*1954 *Isthmolithus recurvus* spec. nov. — DEFLANDRE & FERT, Coccolithophoridés: 169, Abb. 119—122, Taf. 12 Fig. 9—13.

1956 *Coccolithus trinicellus* sp. nov. — SHAMRAY & LAZAREVA, Coccolithophoridae: 714, Taf. 1 Fig. 12.

Mehrfach konnte diese Art in der Zone 4 festgestellt werden. Korrosionserscheinungen konnten an dieser gegen mechanische Kräfte sehr widerstandsfähigen Art nicht nachgewiesen werden.

Material: 17 Stück (Zone 4).

Fundorte: Eich 3, Offenbach, Weinheim.

Vorkommen (primär): oberes Ober-Eozän (NW-deutsche Gliederung) und Unter-Oligozän.

Anhang

Gattung *Nannoconus* KAMPTNER 1931.

Nannoconus colomi (LAPPARENT) KAMPTNER 1938.

Taf. 11 Fig. 45

*1931 *Lagena colomi* n. sp. — LAPPARENT, Embryons de Lagena: 222.

1931 *Nannoconus steinmanni* nov. spec. — KAMPTNER, Nannoconus: 289, Abb. 2.

1938 *Nannoconus colomi* (LAPPARENT) — KAMPTNER, Nannoconus: 252, Abb. 1.

1958 *Nannoconus colomi* (LAPPARENT) — NOËL, Coccolithes: 173, Taf. 4 Fig. 28—39.

Eine gute Darstellung gab in jüngster Zeit NOËL (1958: 173 ff.), so daß an dieser Stelle hauptsächlich auf das Vorkommen dieser Gattung im Rupelton eingegangen wird. KAMPTNER (1938: 254 ff.) wies auf sekundäre Vorkommen dieser Gattung hin, wobei er sich auf Funde von COLOM bezieht. Zu diesen Vorkommen — es handelt sich um burdigale Mergel auf Mallorca und um Bodenschlamm des westlichen Mittelmeeres — kommt nun noch der Rupelton hinzu. Besonders in der Zone 4 sind Stücke von *Nannoconus colomi* nicht selten. Aus der Zone 2 liegen dagegen nur wenige Stücke vor. Da sich die nächstgelegenen primären Hauptfundorte in den westlichen Alpen befinden, ergibt sich aus dem sekundären Vorkommen im Rupelton des Mainzer Beckens auch ein Hinweis auf die Herkunft der meisten anderen auf sekundärer Lagerstätte gefundenen Formen.

Die im Rupelton gefundenen Stücke sind meist gestreckt und besitzen einen schmalen Zentralkanal. Länge 10,7 bis 16,9 μ ; Breite 7,1 bis 9,1 μ .

Material: 56 Stück (Zone 4) und 5 Stück (Zone 2).

Fundorte: Eich 3, Königstädten 1, Offenbach, Stockstadt 2, Weinheim.

Vorkommen (primär): Oberster Jura bis Untere Kreide.

E. Zusammenfassung

119 Proben von Bohrungen und Tagesaufschlüssen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens wurden auf ihren Gehalt an Coccolithophoriden — besonders auf Braarudosphaeriden und Discoasteriden — untersucht. Von diesen wurden 39 Arten beschrieben, davon sind 2 Arten neu:

Discoaster splendidus und *Discoaster diversus*.

Auf Grund der Coccolithophoriden-Gemeinschaften lassen sich im Bereich des Rupeltones 4 Zonen unterscheiden:

- Zone 4 = Hauptumlagerungszone,
- Zone 3 = Obere Coccolithophoriden-arme Zone,
- Zone 2 = Zone der *Braarudosphaera bigelowi*,
- Zone 1 = Untere Coccolithophoriden-arme Zone.

Die Coccolithophoriden-Gliederung wird mit der Foraminiferen-Gliederung an Hand der Bohrung Kaiser-Friedrich-Quelle 1951 in Offenbach am Main verglichen.

Bemerkenswert ist die Zone 2, die durch mehrere Häufigkeitsmaxima der Art *Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE ausgezeichnet ist. Diese Art wurde auch im Fischeschiefer des nördlichen Rheintalgrabens durch WEILER 1956 nachgewiesen. Die Zone 2 scheint sich demnach gut als Leithorizont im Rupelton zu eignen.

Ein großer Teil der gefundenen Coccolithophoriden befindet sich auf sekundärer Lagerstätte. Als Herkunftsgebiet dieser umgelagerten Formen wird nach dem Vorkommen von *Nannoconus colomi* (LAPPARENT) KAMPTNER das westliche Alpengebiet angenommen.

F. Schriften

- BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R.: Stratigraphic Value of Discoasters and some other Microfossils related to recent Coccolithophores. — J. Paleontol., **28**, S. 385—403, Taf. 28 bis 29, Tulsa 1954.
- BRONNIMANN, P.: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropaleontology, **1**, S. 28—51, Taf. 1—2, New York 1955.
- DEFLANDRE, G.: *Braarudosphaera* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridées actuels à élément composites. — C. R. Acad. Sci. Paris, **225**, S. 439—441, Paris 1947.
- Observations sur les Coccolithophoridées à propos d'un nouveau type de Braarudosphaeridé, *Micrantholithus*, à élément élastique. — C. R. Acad. Sci. Paris, **231**, S. 1156 bis 1158, Paris 1950.
- Classe des Coccolithophoridés. — In PIVETEAU, J.: Traité Palaeontol., **1**, S. 107—115, Paris 1952.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C.: Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. — Ann. Palaeontol., **40**, S. 115—176, Taf. 1—15, Paris 1954.

- GARDET, M.: Contribution a l'étude des Coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie. — Publ. Service carte géol. Algérie, nouv. série, Bull., 5, S. 477—550, Alger 1955.
- GRAN, H. H. & BRAARUD, T.: A qualitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. — J. biol. Board Canada, 1, S. 279—467, Toronto 1935.
- GÓRKA, H.: Coccolithophoridae z górnego mastrychtu Polski środkowej. — Acta palaeontol. polon., 2, S. 235—284, Taf. 1—5, Warszawa 1957.
- KAMPTNER, E.: Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. — Arch. Protistenkunde., 58, 173—184, Jena 1927.
- *Nannoconus steinmanni* nov. gen., nov. spec., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Microfossil aus dem jüngeren Mesozoikum der Alpen. — Paläontol. Z., 13, S. 288—298, Berlin 1931.
- Einige Bemerkungen über Nannoconus. — Paläontol. Z., 20, S. 249—257, Berlin 1938.
- Coccolithineen-Studien im Golf von Neapel. — Österr. bot. Z., 93, S. 138—147, Wien 1944.
- Zur Kenntnis der Coccolithineen-Gattung Thoracosphaera. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Klasse, 83, S. 100—103, Wien 1946.
- Fossile Coccolithineen-Skelettreste aus Insulinde. — Verh. Kgl. nederl. Akad. Wet., Afd. Naturw., 2 R., 50, 2, S. 5—105, Taf. 1—9, Amsterdam 1955.
- *Thoracosphaera deflandrei* n. sp., ein bemerkenswertes Kalkflagellaten-Gehäuse aus dem Eozän von Donzacq (Dep. Landes, Frankreich). — Österr. bot. Z., 103, S. 448—456, Wien 1956.
- KLUMPP, B.: Beitrag zur Kenntnis der Microfossilien des Mittleren und Oberen Eozän. — Paläontographica, 103, Abt. A, S. 377—406, Taf. 16—20, Stuttgart 1953.
- LAPPARENT, J. DE: Sur les prétendus embryons de Lagena. — C. R. Somm. Soc. Géol. France, 15, S. 222—223, Paris 1931.
- LECAL, J.: Sur une Protiste pelagique rattachable aux Discoasteridés. — Arch. Zool. expér., 89, S. 51—55, Paris 1952.
- LOHMANN, H.: Die Bevölkerung des Ozeans mit Plankton nach den Ergebnissen der Zentrifugenfänge während der Ausreise der „Deutschland“ 1911, zugleich ein Beitrag zur Biologie des Atlantischen Ozeans. — Arch. Biont., 4, 3, S. 1—617, Taf. 1—16, Berlin 1920.
- MARTINI, E.: Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (Coccolithophorida). — I. — Senck. leth., 39, S. 353—388, Taf. 1—6, Frankfurt am Main 1958. — II. — Senck. leth., 40, S. 137—157, Frankfurt am Main 1959 [1959b].
- Der stratigraphische Wert von Nannofossilien im Nordwestdeutschen Tertiär. — Erdöl u. Kohle, 12, S. 137—140, Hamburg 1959 [1959a].
- *Pemma angulatum* und *Micrantholithus basquensis*, zwei neue Coccolithophoriden-Arten aus dem Eozän. — Senck. leth., 40, S. 415—420, Taf. 1, Frankfurt am Main 1959 [1959c].
- NOËL, D.: Coccolithes des terrains jurassiques de l'Algérie. — Publ. Service carte géol. Algérie, nouv. série, Bull. 8, S. 303—345, Alger 1956.
- Étude des Coccolithes du jurassique et du crétacé inférieur. — Publ. Service carte géol. Algérie, nouv. série, Bull. 20, S. 155—196, Alger 1958.
- SHAMRAY, I. A. & LAZAREVA E. P.: Palaeogenic Coccolithophoridae and their Stratigraphic Importance. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 108, S. 711—714, Moskau 1956.
- STRADNER, H.: Die fossilen Discoasteriden Österreichs. — I. — Erdoel Z., 74, S. 178—188, Wien 1958. — II. — Erdoel Z., 75, S. 472—488, Wien 1959 [1959b].
- First Report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their Stratigraphic Use. — 5th World Petroleum Congress, Sect. I, Paper 60, 1—12, New York 1959 [1959a].
- TAN SIN HOK: Over de samenstelling en het ontstaan van Krijt en Mergelgesteenten van de Molukken. — Jb. Mijnwesen nederl. Oost Indie 1926, Verh. 3, S. 11—122, Taf. 3, 'sGravenhage 1927.
- THURSCHE, H.: Die Gliederung des unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 216—231, Wiesbaden 1956.

- VEKSHINA, V. N.: New data concerning the communication which existed between the West Sibirian sea basin and the seas of South Europe during the Campan (?) — Maas-tricht time. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, **110**, S. 1057—1059, Moskau 1956.
- VOLK, C.: Die Foraminiferen des Rupeltons des Mainzer Beckens. — Diss. Universität Frankfurt am Main: 1—180, Frankfurt am Main 1956.
- WEILER, H.: Über einen Fund von Dinoflagellaten, Coccolithophoriden und Hystrichophaerideen im Tertiär des Rheintales. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. **104**, S. 129—147, Taf. 11—13, Stuttgart 1956.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — Heidelberg 1921.

Manuskript eingegangen am 29. 1. 1960

Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer

Von

ADOLF SEILACHER, Frankfurt a. M.

Mit 13 Abbildungen und den Tafeln 12—13

Spuren bodennaher Wasserbewegung finden sich fast in jedem Gestein, und seien es nur so generelle Erscheinungen wie Schichtung und Materialsonderung. Um darüber hinaus Angaben über Charakter, Richtung und Stärke dieser vorzeitlichen Strömungen zu gewinnen, bedarf es spezifischerer Indizien, von denen vor allem drei Gruppen eine Rolle spielen:

Sedimentologische Indikationen, entweder in Form von Sedimentstrukturen verschiedener Art, oder einer granulometrisch erfaßbaren Einregelung der einzelnen Sedimentpartikel.

Biostratinomische Einregelung an Tier- und Pflanzenresten, welche nach dem Tode ein Spiel der Strömung geworden sind.

Strömungsreaktionen der lebenden Tiere, fossil erkennbar an der orientierten Anheftung sessiler Tiere oder an der rheotaktischen Ausrichtung von Lebensspuren.

Je nach Gesteinscharakter und Fossilinhalt wird von Fall zu Fall die eine oder die andere Gruppe von Erscheinungen in den Vordergrund treten. Wo aber verschiedene Indizien zusammen vorkommen, vermögen sie sich gegenseitig zu ergänzen und zu bestätigen, wie hier am Beispiel des Hunsrückschiefers gezeigt werden soll.

Die Untersuchungen wurden ausgeführt im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt a. M. Ich danke seinem Direktor, Professor Dr. K. KREJCI-GRAF für mannigfache Unterstützung und Anregungen; aber auch bei der Diskussion mit Studenten des Frankfurter Instituts hat sich manche Fragestellung erst klar herausgeschält. Nicht zuletzt gilt mein Dank Oberregierungsgeologen Dr. F. KUTSCHER dafür, daß er mich in das interessante Gebiet des Hunsrückschiefers eingeführt und dadurch den eigentlichen Anstoß zu dieser Arbeit gegeben hat.

I. Biostratinomische Anzeichen

A. Einsteuerung der Seesterne

Von den Strömungsanzeichen des Hunsrückschiefers ist die Einregelung, oder besser: Einsteuerung der Seesterne am bekanntesten, denn sie fällt ins Auge und läßt sich überall an den gängigen Museumsstücken untersuchen. Die Arme solcher Seesterne sind nicht radial ausgestreckt, sondern in bestimmter Weise abgebogen, wobei man mit v. KOENIGSWALD (1930, S. 353) folgende Lagen unterscheiden kann:

- a) 3-zinkige Gabellage: Drei Arme parallel, zwei gegensinnig.
- b) 4-zinkige Gabellage: Vier Arme parallel, nur einer gegensinnig.
- c) Schirmlage: Alle Arme weisen in dieselbe Richtung.
- d) Quirllage: Arme nicht parallel, sondern wie die Arme eines Spiralnebels eingebogen.
- e) Kippstellung: Wie Schirmlage, aber auch Körperscheibe umgebogen.
- f) Wälzstellung: Arme nach entgegengesetzten Seiten abgespreizt, mit der zusammengerollten Körperscheibe eine Walze bildend.

Diese Begriffe sind eindeutig und nützlich, solange man sie rein beschreibend versteht; denn über die Ursachen dieser Verformung sind schon die verschiedensten Ansichten geäußert worden:

1. Tektonische Deformation. Solche kommt im Hunsrückschiefer tatsächlich vor, besonders auffallend an lockeren Schalenpflastern der Muschel *Puella*, deren Umriß je nach Lage zur Deformationsachse zu Lang- oder Kurzformen ausgequetscht ist (vgl. BREDDIN 1957, S. 332). Indessen kann so nur eine Streckung, aber nicht die zu erklärende Umbiegung der Seestern-Arme zustande gekommen sein.

2. Fixierte Schreitstellungen (LEHMANN 1957, S. 18). Heutige Ophiuren kriechen im Gegensatz zu den Asteroiden nicht mit den Ambulakral-Füßchen, sondern durch eine Art Schreitbewegung der gelenkig beweglichen Arme selber. Dabei bewegen sich die quer zur Bewegungsrichtung stehenden Arme wie im Flügelschlag, während ein Arm als starrer Bugspriet vorangetragen werden kann. Einzelne Phasen dieser Bewegung entsprechen der vierzinkigen Gabellage und den Schirmlagen von *Furcaster*. Die im Hunsrückschiefer ebenso häufigen übrigen Lagen fehlen im Bewegungsablauf der Ophiuren. Dazu kommt, daß nicht nur schlankarmige Formen, sondern auch *Loriolaster*, *Euzonosoma*, *Helianthaster* u. a. die gleichen Einbettungslagen zeigen, obwohl ihre Arme bestimmt nicht die Beweglichkeit eines Ophiurenarmes besitzen haben. Auch sind da, wo mehrere Exemplare auf einer Platte zusammen liegen, meist einige in Rückenlage darunter. Sie zeigen dennoch die gleiche Ausrichtung, der sich sogar die sessilen Crinoiden anschließen können. Abgesehen davon, daß die Lage bis zu der Einbettung schwerlich ganz unverändert blieb, ist es unwahrscheinlich, daß der Tod für diese Tiere so rasch und unbemerkt kam, daß er eine Bewegungsphase wie eine Momentaufnahme fixieren konnte.

3. Mechanische (biostratinomische) Einregelung ist daher die einzig plausible Erklärung, und sie wird auch von den meisten Autoren (HAARMANN 1920, W. QUENSTEDT 1927, S. 415, KLÄHN 1929, v. KOENIGSWALD 1930, A. H. MÜLLER 1957, S. 61) vertreten. Indessen kann man immer noch über die Mechanik dieser Einregelung verschiedener Meinung sein.

Die genannten Autoren nehmen an, daß die Körperscheibe am Grunde lag und die Arme wie Algen in der Strömung schwoiten. Eine gleiche Lage käme aber auch zustande, wenn umgekehrt die Körperscheibe im Strome treiben und die Arme auf dem Grund nachschleifen würden.

Abb. 1 stellt die beiden Vorgänge schematisch gegenüber. Beim Schwoien würden die Arme in Stromrichtung gekrümmt, die luvseitigen u. U. übergeschlagen; nachschleifende Arme dagegen wären gegen den Strom abgebogen und auf der Leeseite untergeschlagen (aus SEILACHER 1959).

Für einen eingeregeltten Seesternfund wären also Stromrichtung und stratigraphisches „Oben“ je nach Deutung in entgegengesetzter Richtung zu suchen! Den Beweis für die zweite Deutung erbringt das folgende Stück:

Abb. 2 *Euzonosoma tischbeinianum* von Bundenbach in Schirmlage. Geologisches Institut der Universität Frankfurt am Main. Durch Gleichlauf von Schieferung und Schichtung kam der Seestern schon beim Spalten so gut heraus, daß eine weitere Präparation mit Messer und Bürste unterblieb und die umgebende Schichtoberfläche erhalten ist. Die geradlinigen Furchen sind Schleifmarken der herabhängenden Armspitzen. Es ist also eine Schicht-Oberseite, was auch aus den untergeschlagenen oberen Armen hervorgeht. Der Strom kam im Bild von unten, und nicht von oben, wie nach der bisherigen Auffassung zu erwarten wäre. $\frac{1}{2}$.

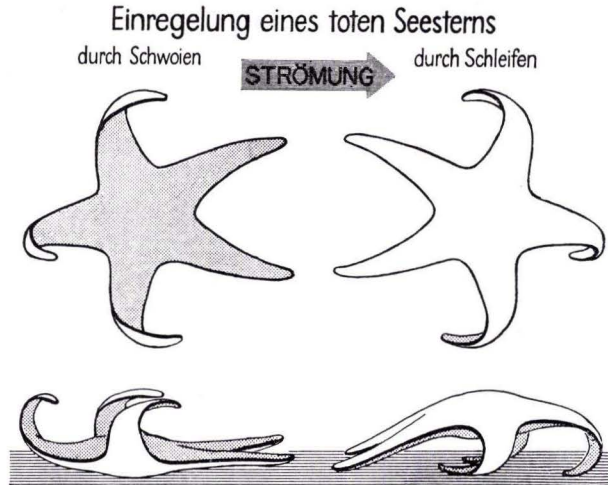


Abb. 1. Erklärung siehe Seite 89

Einmal aufmerksam geworden, findet man auch andere Bestätigungen für schleifende Einsteuerung, so zum Beispiel in gewissen nachträglichen Lageveränderungen an den bereits abgesetzten Seestern-Kadavern.

Abb. 3 a) und b) Die Körperdecke (punktiert) der eingesteuert am Grund liegenden *Furcaster* hat sich durch Verwesung etwas abgelöst und wurde nach der Leeseite hin ausgeschleppt (Stücke in Privatbesitz, $\frac{1}{3}$ bzw. $\frac{1}{6}$).

c) Von einem *Furcaster* in vierzinkiger Gabellage ist am rechten Arm ein Stück herausgebrochen und nachträglich verlagert worden, und zwar auch hier durch eine Strömung von links unten, so wie sie bei schleifender Einsteuerung anzunehmen wäre (Original im Geolog. Institut Frankfurt a. M.; $\frac{1}{2}$).

Angesichts dieser Funde könnte man geneigt sein, die alte Auffassung einer schwoienenden Einsteuerung der Bundenbacher Seesterne überhaupt aufzugeben und durch die Schleiftheorie zu ersetzen. Es scheint jedoch, daß es beider Theorien bedarf, um die Erscheinungen befriedigend zu erklären.

Abb. 4 zeigt vier Platten mit jeweils mehreren eingesteuerten Exemplaren von *Furcaster* (a und d nach v. KOENIGSWALD, b und c nach Stücken im Geolog. Inst. der Universität Frankfurt a. M.; alle $\frac{3}{8}$). Auf jeder Platte streichen die Arme annähernd parallel, aber sie sind nicht alle gleichsinnig, sondern bei den schwarz gezeichneten Exemplaren gegensinnig abgelenkt.

Solche Ausnahmen möchte v. KOENIGSWALD (1930, S. 351) auf einen schwachen Gegenstrom zurückführen. Das paßt zwar gut zu der heutigen Vorstellung, daß der Hunsrückschiefer im Flachmeer oder sogar im Gezeitenbereich gebildet sei (KUTSCHER 1931). Aber es ist mechanisch schwer verständlich, warum ein Gegenstrom aus der ganzen Gruppe immer nur einzelne Exemplare umgeregelt oder umgekehrt diese paar in ihrer gegensinnigen Orientierung hätte liegen lassen sollen.

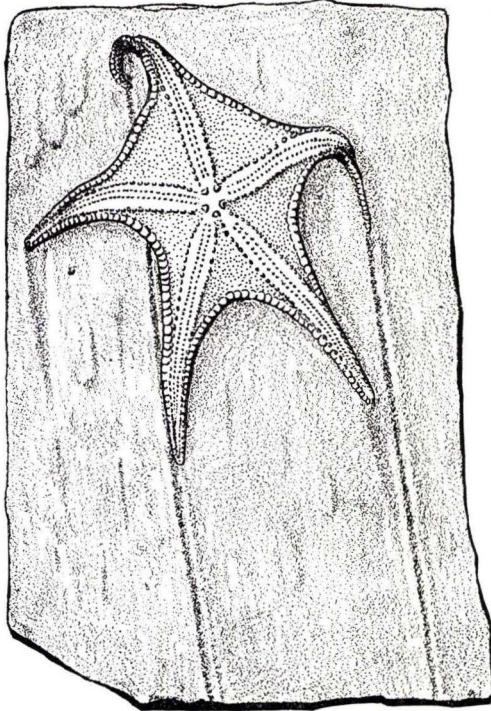


Abb. 2. Erklärung siehe Seite 90.

Man läuft immer Gefahr, die Einregelung zu statisch zu betrachten, nämlich so, als ob die Strömung einen Körper nur in eine stabile Lage drehen und ihn dann ruhig liegen lassen würde. In Wirklichkeit handelt es sich aber immer um einen Transport, auf dem die stabilen Lagen nur dadurch ausgezeichnet sind, daß der einzelne Körper in ihnen im Durchschnitt länger verweilt als in anderen Lagen.

Eine genauere Betrachtung der Abb. 2 lehrt, daß die Schleifmarken der einzelnen Armspitzen ungleich ausgebildet sind. Während die beiden leeseitigen Armspitzen lange und tiefe Furchen gezogen haben, sind die Schleifmarken der luvseitigen, als in der Bewegung hinteren Arme sehr viel schwächer oder fehlen ganz. Durch die Bremswirkung der zurückgebogenen vorderen Armspitzen und die Drachenwirkung der Körperscheibe hatte die treibende *Euzonosoma* eine schwache Schräglage bekommen. Dieser Vorgang hätte den Seestern vielleicht überkippt, wenn er nicht zuvor bei nachlassendem Strom zu Boden gesunken wäre. Nach dem Überkippen wäre wenigstens

vorübergehend die Körperscheibe dem Grund auflegen und die Arme hätten im Strom geschwoit, so wie ursprünglich angenommen.

Stellen wir uns nach dem Vorbild dieser *Euzonosoma* die Verfrachtung aller Seesterne am Grund des Hunsrückschiefermeeres als ein abwechselndes Treiben und Überschlagen vor, so würde dadurch die gegensinnige Einregelung der *Furcaster* in Abb. 4 erklärt. Es ist das zunächst noch eine Hypothese, die erst durch weitere ein-

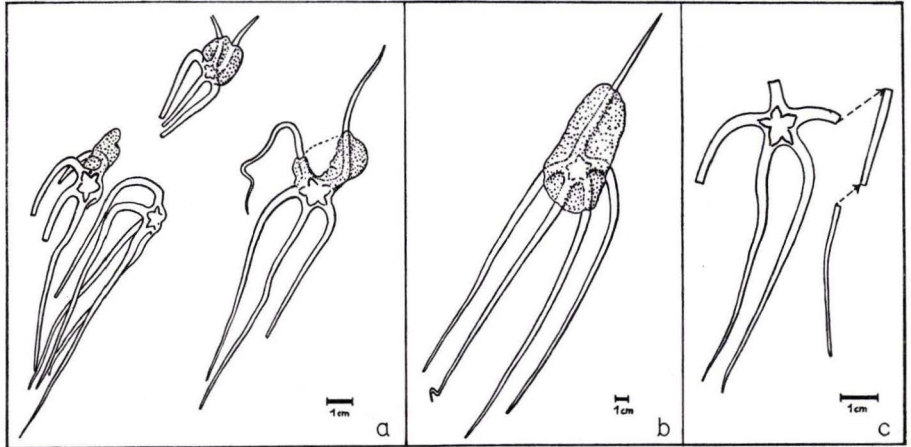


Abb. 3. Erklärung siehe Seite 90.

geregelt Gruppenfunde sich wird bestätigen oder widerlegen lassen. Trifft sie zu, so müssen von Exemplaren in gegensinniger Schirmlage die einen unter-, die anderen übergeschlagene Arme zeigen.

Abb. 5 erbringt diesen Beweis:

- a) Arme vorwiegend nach unten im Bild abgebogen und bei den hellen Pfeilen untergeschlagen. Dagegen sind die gegensinnig abgebogenen Arme bei den schwarzen Pfeilen übergeschlagen, also wahrscheinlich geschwoit.
- b) *Furcaster* in Schirm- und Gabellagen längs, *Medusaster* in Wälzstellung (schwarz) quer dazu eingesteuert. Die drei Felder sind Ausschnitte einer einzigen, größeren Platte. (Beide Stücke in Privatbesitz; $\frac{1}{3}$.)

B. Einsteuerung der Seelilien

Indem nun die auffälligsten Strömungsanzeichen des Hunsrückschiefers vorläufig an Aussagekraft verlieren, gewinnen die übrigen Indikatoren an Interesse. Dazu gehören zunächst die Seelilien, deren Stiele, Kelche und Arme bei den meisten Gruppenfunden ebenfalls einsinnig ausgerichtet sind. HAARMANN (1920) und KLÄHN (1929, S. 196) haben eingehend auf diese Erscheinung hingewiesen und sie ebenfalls durch Schwoien erklärt. Eine fest am Grund oder an einem Gehäuse befestigte Seelilie wird natürlich nach dem Tod in Stromrichtung umgelegt. Aber auch bei einer treibenden Seelilie wird stets der schwere Stiel nachschleifen, so daß schwoiende und schleifende Einregelung hier keine unterschiedliche Orientierung zur Strömung bewirkt. Stets wird der Kelch in Stromrichtung weisen.

Es ist darum interessant, die Einregelung der Seesterne an derjenigen der Crinoiden zu eichen. Leider sind Gruppenfunde, welche sowohl Seesterne als Seelilien enthalten, im Hunsrückschiefer nicht gerade häufig. An zwei von OPITZ (1932, Abb. 76 und 101) abgebildeten Stücken weisen die Arme eines Seesterns jeweils den Crinoidenarmen ent-

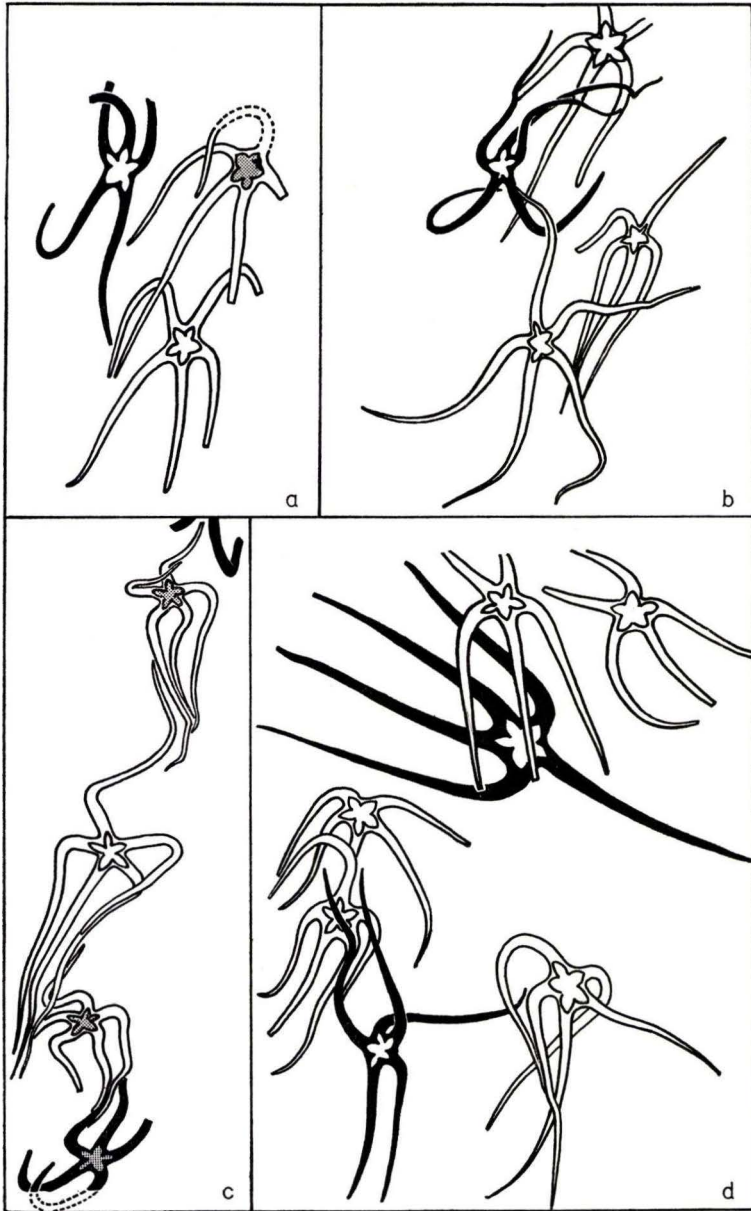


Abb. 4. Erklärung siehe Seite 90.

gegen. Dasselbe gilt für zwei Crinoiden-Platten, die ich in Bundenbach sah. Dort liegen die Seesterne sogar in Kippstellung (vgl. auch Abb. 11). Also sind die Seesterne auch hier durch Schleifen eingesteuert.

C. Einsteuerung starrer Körper

Während Seesterne und Seelilien außer im Hunsrückschiefer selten so zahlreich und vollständig erhalten sind, daß man ihre Einsteuerung in gleicher Weise studieren

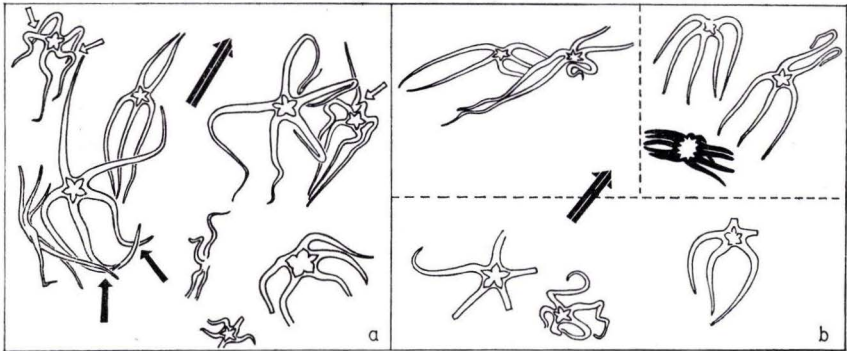


Abb. 5. Erklärung siehe Seite 92.

könnte, erscheinen längliche Gehäuse auch sonst häufig parallel eingebettet. Im Hunsrückschiefer sind es vor allem Kleinformen:

Taf. 1, Fig. 1 zeigt Ostrakoden, Tentaculiten und andere Mikrofossilien mit parallel ausgerichteten Längsachsen (Bundenbach; $\frac{5}{2}$).

Daß hier eine Strömungswirkung vorliegt, steht außer jedem Zweifel, aber über die Richtung des Stroms kann man verschiedener Ansicht sein.

1. Arten der Einsteuerung

Holzstückchen und andere schwimmende Körper stranden mit der Längsachse parallel zum Ufer, also quer zum auslaufenden Strom. Aber auch am Grunde werden Körper mit der Achse quer zur Strömung fortgerollt, wenn sie wie Crinoidenstiele Walzenform besitzen (W. QUENSTEDT 1927, S. 407). Sind sie aber kegelförmig, so rollt das stumpfe Ende durch seinen größeren Umfang im Bogen stromabwärts (TRUSHEIM 1931). Oder das eine Ende wirkt durch Gewicht oder Gestalt als Anker, an dem das andere in Stromrichtung „schwoit“ (QUENSTEDT 1927). Neben der mechanischen Einregelung gibt es außerdem biologische Reiz-Reaktionen, welche eine parallele Ausrichtung bewirken. Für die Beurteilung eingebetteter Fossilien ist es also entscheidend zu wissen, nach welchem Prinzip die Ausrichtung erfolgt ist. Diese Frage läßt sich wenigstens für polar gebaute Körper auf statistischem Wege entscheiden, und zwar durch einfaches Auszählen (QUENSTEDT 1927, S. 407) oder durch Verteilungskurven.

Abb. 6 zeigt die Idealform der Richtungsrose

a) bei mechanischer Quer-Einsteuerung: Zwei Querlagen sind stabil, daher zwei entgegengesetzte, gleich große Maxima; Minima senkrecht dazu.

b) bei mechanischer Längs-Einsteuerung: Zwei entgegengesetzte, aber ungleiche

große Maxima, da das eine einer stabilen, das andere nur einer labilen Längs-Lage entspricht. Senkrecht dazu zwei Minima entsprechend den Querlagen.

c) bei biogener Längs-Orientierung durch rheotaktisches Verhalten lebender Tiere. Betrifft im Gegensatz zur mechanischen Einsteuerung nicht in erster Linie die Körper-Achse, sondern den Körper-Pol; daher nur ein Maximum, aber mit Abweichern fast bis zur Querlage (aus SEILACHER 1959).

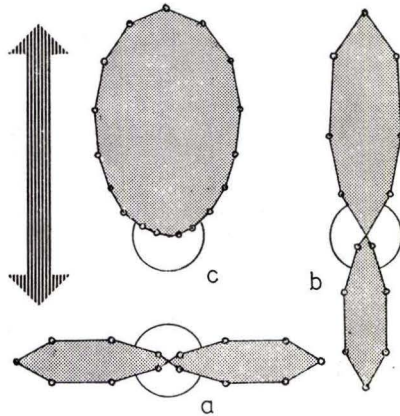


Abb. 6. Erklärung siehe Seite 94.

2. Quer-Einsteuerung

Sichere Beispiele von quer eingesteuerten Fossilien sind selten. Eines der überzeugendsten wurde von LADD (1957, Taf. 5, Fig. 3) abgebildet und hier statistisch ausgewertet:

Abb. 7. Gerippte Schicht-Unterseite mit konischen Foraminiferen-Gehäusen, die vorwiegend parallel zu den Rippeln liegen. Die in drei Bereichen getrennt ausgemessene Richtungsrose ist gleichflügelig und beweist Quer-Einsteuerung trotz Kegel-Gestalt (Ausschnitt etwa $\frac{1}{4}$).

Auch die bekannten „Belemniten-Schlachtfelder“ sind nach ABEL (1916, S. 205) und W. QUENSTEDT (1927, S. 407) quer zur Strömung eingesteuert. Diesen Befund bestätigt ein Stück der Tübinger Sammlung (Lias γ , Aselfingen), das einen Einsteuerungs-Quotienten von 55 : 57 ergab.

Noch mehr überrascht das Auftreten gleichflügeliger Richtungsdiagramme bei Tentaculiten, welche sich sonst immer längs einzusteuern pflegen. Das gilt für ein von HECKER (1957, Taf. 2, Fig. 3) abgebildetes Stück aus dem russischen Oberdevon. Es zeigt einheitlich ausgerichtete Tentaculiten in dichter Packung, aber mit einem Einsteuerungs-Quotienten von 83 : 78.

Vielleicht hat man es in diesen Fällen wirklich mit fossilen Spülsäumen zu tun, obwohl die zusammengespülten Körper sicher nicht schwimmfähig gewesen sind. Es könnte aber auch sein, daß bei so dichter Packung die Lage eines Körpers weniger durch seine Gestalt als durch die gegenseitige Behinderung bestimmt wird; denn nur so ist es verständlich, daß in dem Belemnitenschlachtfeld lange, walzenförmige Rostren und spitz-kegelförmige Bruchstücke sich demselben Streichen unterordnen.

Diesen wenigen Beispielen von Quer-Einsteuerung läßt sich aus dem Hunsrück-schiefer kein weiteres hinzufügen.

3. Längs-Einsteuerung

ist an fossilem Schalen-Material weitaus die häufigste. Sie findet sich vor allem bei langen, kegelförmigen Gehäusen, wie *Endoceras* (Platte im Senckenberg-Museum:

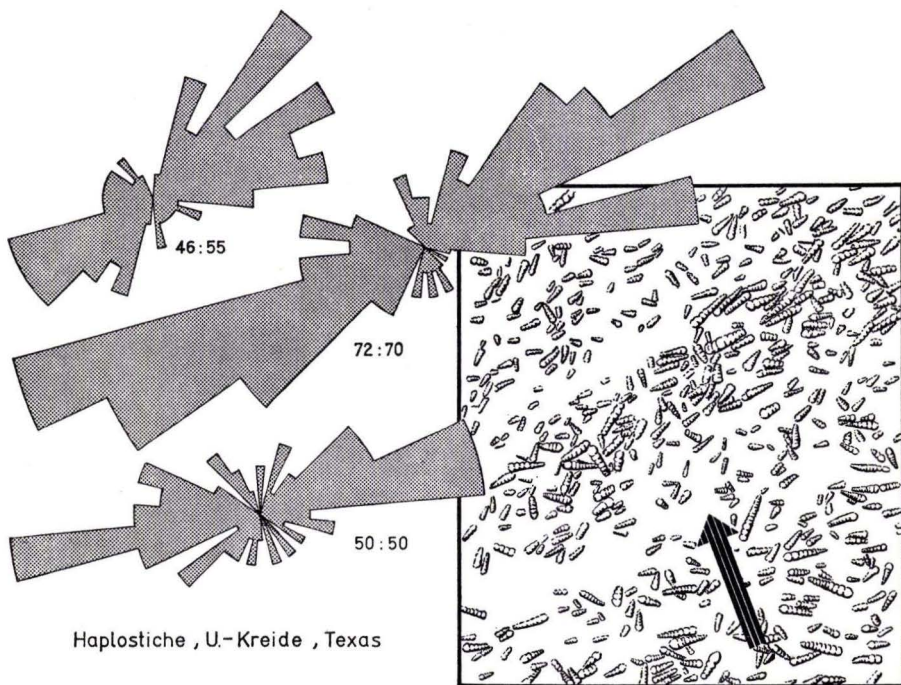


Abb. 7. Erklärung siehe Seite 95.

8 : 62), Tentakuliten (SEILACHER 1959, Abb. 3; anderes Beispiel aus den Stadtfelder Schichten: 36 : 54) oder Turritellen (SEILACHER 1959, Abb. 2 mit 21 : 51). Nach den Versuchen von TRUSHEIM (1931) liegen sie, falls nicht mehr gasgefüllt, mit der Spitze gegen den Strom. Aber sogar gut eingesteuerte Rhabdosome von *Monograptus* ergeben stets verschiedenflügelige Diagramme (z. B. 17 : 40, 11 : 24, 14 : 28), weil offenbar die Richtung der Thekenöffnungen hydrodynamisch eine große Rolle spielt.

In allen Fällen ist das Gegenmaximum der Richtungsrose zwar deutlich kleiner als das Hauptmaximum, aber es verschwindet auch niemals. Das könnte so verstanden werden, daß die Einsteuerung in keinem dieser Fälle den Endzustand erreicht hatte, in dem sich alle Stücke in der stabilen Lage befinden. Aber es fragt sich, ob dieser Endzustand überhaupt je erreicht worden wäre?

Die Verteilungskurve läßt sich — ähnlich wie die Lage der Seesterngruppe — nicht nur statisch als Zustand, sondern auch dynamisch als Ausdruck eines fortwährenden Vorgangs erfassen. Wenn die Körper in der Strömung nicht nur ihre Orientierung,

sondern auch ihren Platz änderten, so durchliefen sie während dieses rollenden Transportes alle möglichen Stellungen zum Strom. Aber sie verweilten in ihnen nicht gleich lange, sondern entsprechend der hydrodynamischen Stabilität in der Querlage nur ganz kurz, in der labilen Längslage im Durchschnitt länger und in der stabilen Längslage am längsten. Diese Lagen müßten dann in jedem Momentbild in entsprechender Häufigkeit auftreten.

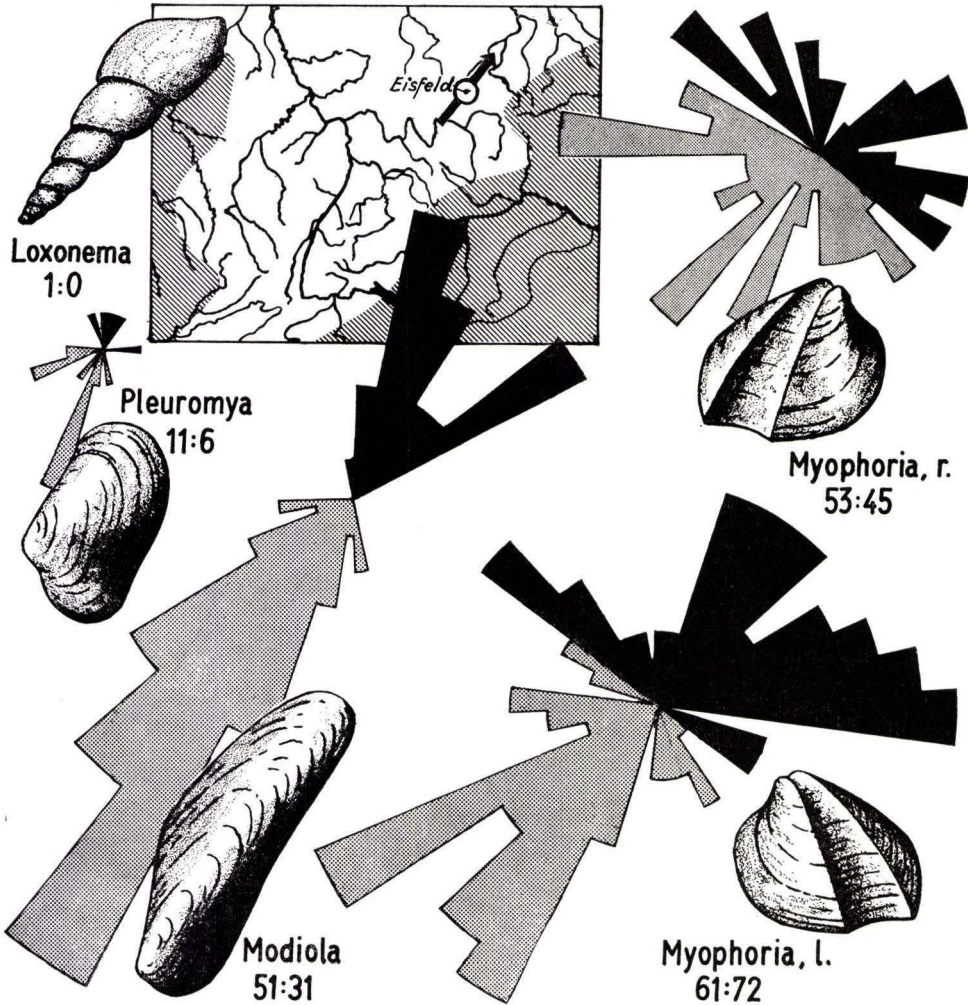


Abb. 8. Erklärung siehe Seite 98.

Ob die statische oder die dynamische Vorstellung die richtige ist, wird sich erst an Hand von Experimenten im Strömungskanal entscheiden lassen.

Die Gestalt der Einststeuerungsrosen ist natürlich nur für eine Art oder ihr ähnliche Formen vergleichbar. Zwischen den einzelnen Arten dagegen bestehen je nach Skulptur, Umriß und Schwerpunktslage beträchtliche Unterschiede in der Einststeuerbarkeit.

Abb. 8 vergleicht Richtungsrosen und Einstenerungsquotienten von verschiedenen Muscheln und Schnecken eines Schalenpflasters aus dem Röt von Eisfeld (orientiert entnommene Originalplatte im Geol. Institut Tübingen).

Myophoria zeigt (im Gegensatz zu den Angaben v. FREYBERGS, 1932, S. 6) trotz der kräftigen Arealkante und der großen Individuenzahl keine merkbare Einstenerung, auch nicht bei getrennter Auswertung von linken und rechten Klappen. Die übrigen länglicheren Formen weisen alle auf einen Strom von SW, der sich gut in das paläogeographische Bild der Rötzeit einfügt.

Eingesteuerte Fossilien sind also nur insofern auch Gradmesser für die Strömung, als sie die Überschreitung der zu ihrer Einstenerung erforderlichen Minimalgeschwin-

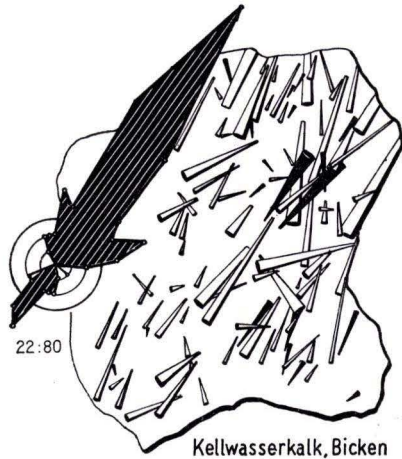


Abb. 9.

digkeit anzeigen. Dieser wechselt natürlich von Form zu Form und beträgt z. B. für Turritellen je nach Größe 15—40 cm/sec (TRUSHELM 1931, S. 128). Aber auch solche Anhaltspunkte werden wichtig in Gesteinen, die man auf Grund ihrer Chemo- und Biofazies oft für ausgesprochene Stillwasserbildungen hält.

Abb. 9 erbringt den Beweis, daß auch der euxinische Kellwasserkalk des rheinischen Oberdevons nicht in völlig ruhigem Wasser gebildet wurde. Bild und Richtungsrose der eingesteuerten orthoconen Cephalopoden sind an Hand von Serienschliffen gewonnen. $\frac{1}{2}$.

Abb. 10 zeigt eine ähnliche Einstenerung gestreckter Cephalopoden in Verbindung mit einem eingesteuerten Seestern aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach (Geol. Inst. Frankfurt; $\frac{1}{3}$).

Um so erstaunlicher muß es erscheinen, daß Abb. 10 eine Ausnahme darstellt. Kleinere Tentakuliten und orthocone Cephalopoden, die im Hunsrückschiefer oft in Scharen auftreten, sind dort relativ selten eingesteuert. Sogar neben eingesteuerten Seesternen und Crinoiden liegen sie oft wirr und ungerichtet durcheinander. Das könnte bedeuten, daß zum Transport der Echinodermen eine geringere Strömung genügte, oder daß die Tentakuliten schon zu fest in zähem Schlamm klebten, um noch transportiert zu werden.

II. Strömungsbedingte Sedimentstrukturen

Während früher im Hunsrückschiefer kaum etwas anderes als Körperfossilien beachtet wurden, hat RUD. RICHTER die Aufmerksamkeit auch auf die Marken und Spuren gerichtet (1931, 1935, 1936, 1941, 1954) und sie als Kriterien für Wassertiefe und Wasserbewegung ausgewertet.

Im vorliegenden Rahmen wollen wir uns darauf beschränken, die häufigsten Sedimentstrukturen des Hunsrückschiefers typologisch zu unterscheiden und ihre Orientierung zur Strömung und zum stratigraphischen Oben und Unten zu bestimmen.

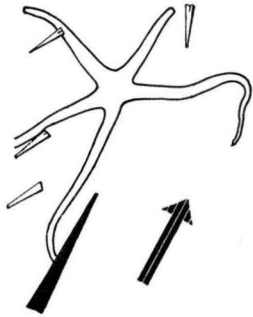


Abb. 10. Erklärung s. S. 98

A. Schräg- und Flaserschichtung

ist im Hunsrückschiefer nicht selten und wurde schon von RICHTER eingehend beschrieben (1931, Abb. 13). Es handelt sich stets um eine unregelmäßige und kleinmaßstäbliche Rippelschichtung, die sich kaum im Bruch, sondern nur in polierten oder gelackten Anschliffen untersuchen läßt. Aus solchen Schliffbildern läßt sich die geopetale Orientierung und die Strömungsrichtung meist ohne Schwierigkeit ablesen.

Da aber schichtparallele Oberflächen im Hunsrückschiefer leichter zugänglich sind, spielen die Marken hier eine größere Rolle.

B. Driftmarken

1. Schleifmarken (groove casts, drag marks)

sind auf der Unterseite von etwas sandigeren Lagen („Platten“) sehr verbreitet. Aus solchen Furchen, deren Entstehung das fossile Experiment der schleifenden *Euzonosoma* (Abb. 2) demonstriert, läßt sich das stratigraphische Oben und Unten, sowie das Streichen der Strömung ohne weiteres ablesen. Auch der Strömungssinn ist oft klar erkennbar, wenn der zähe Schlamm beim Schleifen etwas mitgezogen wurde und an den Flanken der Furche fiederförmige Runzeln entstanden.

Taf. 1, Fig. 2—3 zeigen Ausfüllungen gefiederter Schleifrillen, also Schicht-Unterseiten. Diese Marken stammen möglicherweise von den Armspitzen eines treibenden Seesterne (vgl. Abb. 2) und beweisen auf jeden Fall Strömung in Pfeilrichtung (Kaisergrube, Gemünden; $\frac{3}{2}$ u. $\frac{1}{1}$).

Die gefiederten Schleifmarken dienen aber nicht nur unmittelbar als Indikatoren für den Strömungssinn. Durch gelegentliche Vergesellschaftung mit anderen Strömungsanzeichen erlauben sie deren Deutung zu prüfen und sogar undeutbare Marken zu eichen und ihrerseits zur Bestimmung der Stromrichtung einzusetzen.

Abb. 11. Gefiederte Schleifmarke als Prüfstein biostratinomischer Strömungsanzeiger.

Die Arme zusammen eingebetteter Seesterne und Seelilien liegen in entgegengesetzter Richtung, aber parallel zueinander und zu der Schleifmarke auf der Unterseite einer unmittelbar darunter folgenden sandigeren Lage.

Alle diese Anzeichen sprechen für Strom in Pfeilrichtung. Auch die Querlage zweier Crinoiden-Kelche ist nicht ursprünglich, sondern sekundär durch Darüberschleifen des stärkeren Stieles entstanden, welcher jetzt darauf liegt (Knickung an der Kreuzungs-

stelle!). Sowohl Seelilien als auch Seesterne wurden also treibend eingesteuert. Während jedoch bei den Seesternen die Arme am Grund nachschleiften, legten sie sich bei den Seelilien in Stromrichtung, und der Stiel schleifte hinterher. Seltsamerweise zeigen die winzigen Tentakuliten keine entsprechende Einsteuerung.

Gezeichnet nach Röntgenbild (schwarz) und Abdrücken (weiß) auf einer Platte aus Gemünden (Geol. Institut Tübingen; $\frac{2}{3}$).

Eine gefiederte Schleifmarke von der Art der hier beschriebenen ist von RUD. RICHTER (1941, Abb. 15) als Schleifspur eines Xiphosuren-Telsons gedeutet und mit ande-

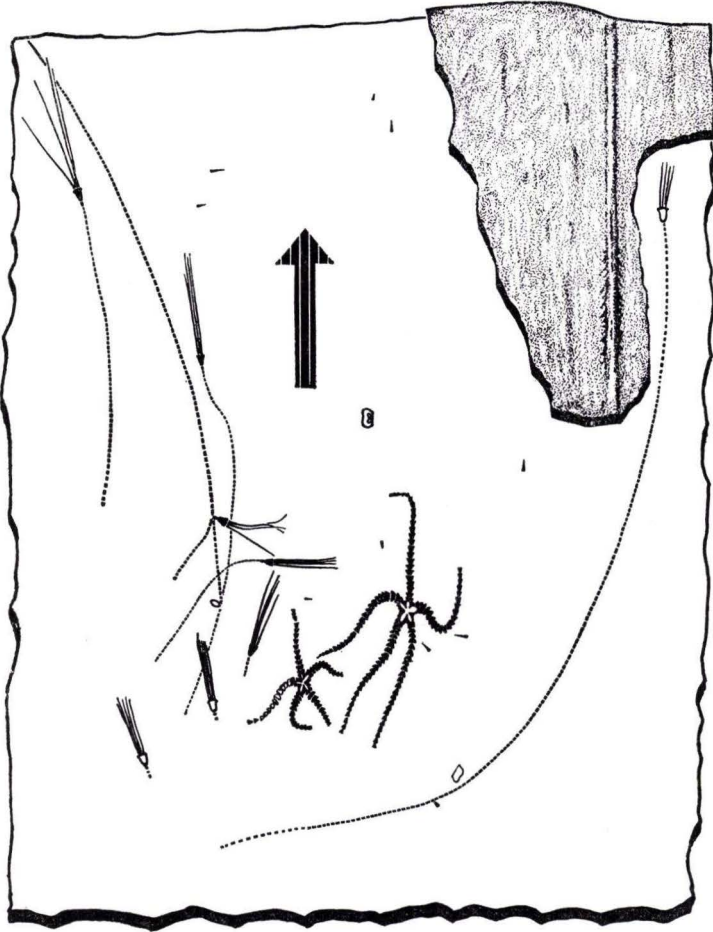


Abb. 11. Erklärung siehe Seite 99.

ren punktförmigen Eindrücken als den zugehörigen Beinspuren in Verbindung gebracht worden. Die vermeintlichen Trittsiegel sind aber ohne eine Andeutung der für Xiphosuren bezeichnenden Gruppierung über die ganze Platte verstreut und entsprechen wahrscheinlich den Durchstoßpunkten von Wurmgängen.

2. Aufstoßmarken von Trilobitenpanzern

Unter dem treibend und rollend über dem Grund bewegten Grobmaterial hinterließen nur die Trilobitensegmente identifizierbare Eindrücke.

Taf. 1, Fig. 4. Unterseite einer Platte von der Kaisergrube bei Gemünden. Neben zahlreichen anderen Strömungsmarken fallen vier Eindrücke von Trilobiten-Spindelringen durch Biegung und gleichsinnige Orientierung auf. Stets weist die Konvexe Seite stromauf und ist flach ausgewischt, im Gegensatz zu der steiler abfallenden Leekante. Die ausgezogenen Pleuren-Spitzen lassen die Wölbung übertrieben hoch erscheinen (Gemünden; ^{2/5}).

3. Kammförmige Aufstoßmarken

Quer bis schräg zur Strömung streichende Eindrücke mit stromparallelen Striemen vom Aufstoßen treibender Körper auf den Grund. Im Keuper waren dies nach den Ergebnissen von O. LINCK (1956) vorwiegend Equiseten-Stengel; aber auch andere Körper können ähnliche Marken hinterlassen, ohne selber eine derartige Riefung zu besitzen. Dem entspricht ihre Verbreitung in allen Formationen vom Unterkambrium an.

Die kammförmigen Aufstoß-Marken lassen ebenfalls den Strömungssinn erkennen; und zwar ist ebenso wie bei den Eindrücken von Trilobitensegmenten die Luvseite flacher als die Leeseite (Taf. 1, Fig. 4 Mitte u. oben). Diese Orientierung wurde im Hunsrückschiefer an gefiederten Schleifmarken geeicht. Auch die LINCKschen Funde machen von dieser Regel keine Ausnahme, wie sich auf der Originalplatte zu seiner Taf. 1, Fig. 3 an flachen, aber eindeutigen Kolkmarken (Zapfenwülsten) zeigen läßt.

4. Driftmarken von Schaumblasen

Flache Grübchen einer Schichtfläche wurden von RUD. RICHTER (1954) als Eindrücke von Schaumblasen und damit als Beweis für Auftauchen betrachtet. Wo sie sich zu parallelen Ketten reihen, läßt sich daraus das Streichen, aber nicht der Sinn der Windverdriftung ablesen.

C. „Gefließmarken“

1. Schuppenförmige Sandzungen

Einen weiteren Hinweis auf gelegentliches Auftauchen sah RUD. RICHTER (1935) in einer bestimmten Art von zungenförmigen Marken, welche man zunächst mit den bekannten Zapfenwülsten (RÜCKLIN 1938) oder flute casts (KUENEN 1957) verwechseln könnte, wie die folgende Gegenüberstellung zeigen mag.

Abb. 12 a Schuppenförmige flute casts, also Ausfüllungen von Kolkmarken. Sie liegen auf der Unterseite der sandigen Lagen und zeigen mit der Spitze gegen den Strom (Miozän-Flysch, Italien; aus KUENEN 1957, Abb. 3).

Taf. 2, Fig. 1 Schuppenförmige Gefließmarken aus dem Hunsrückschiefer von Gemünden (^{2/3}).

Diese Ähnlichkeit ist aber nur oberflächlich. RUD. RICHTER konnte nachweisen, daß es sich im Hunsrückschiefer nicht nur um Halbreiefs, sondern um großenteils vollkörperliche Zungen handelt, welche sich auch auf der Gegenseite ablösen und beim Abbrechen der Spitzen einen zungenförmigen Abdruck hinterlassen können.

RICHTER dachte an Sandzungen, die nach dem Vorbild heutiger Wattbeobachtungen durch einen wind-getriebenen Wasserfilm aus Rippelkämmen ausgeschleppt worden wären.

Auch dieser Vergleich hinkt. Mit Hilfe anderer, weniger problematischer Marken (z. B. Schleifmarken auf benachbarten Schichtebenen) lassen sich die Schuppenflächen als Schicht-Unterseiten bestimmen. Also liegen die Wurzeln dieser Sandzungen nicht wie im Watt unten, sondern auf der Hangend-Seite! Dagegen bleibt die Orientierung dieselbe wie bei allen Gefließmarken: Spitzen stromabwärts.

2. Quastenförmige Gefließmarken

Von der großen, schuppenförmigen Ausbildung gibt es alle Übergänge bis zu kleinen Sandzungen von wenigen Millimetern Breite. Diese sind meist langgezogen und stehen in quastenförmigen Gruppen, welche quer zur Stromrichtung streichen. Auch dazu gibt es Gegenstücke unter angeblichen flute casts:

Abb. 12b. Quastenförmige flute casts auf der Unterseite einer Sandbank im Silur von Schottland. Pfeil = vermutete Stromrichtung (aus KUENEN 1957).

Taf. 2, Fig. 2. Quastenförmige Gefließmarken aus dem Hunsrücksschiefer von Gemünden ($\frac{2}{3}$). Damit vergesellschaftete Ausfüllungen von gefiederten Schleifmarken beweisen, daß eine Schichtunterseite vorliegt und der Strom in Bild von unten kam.

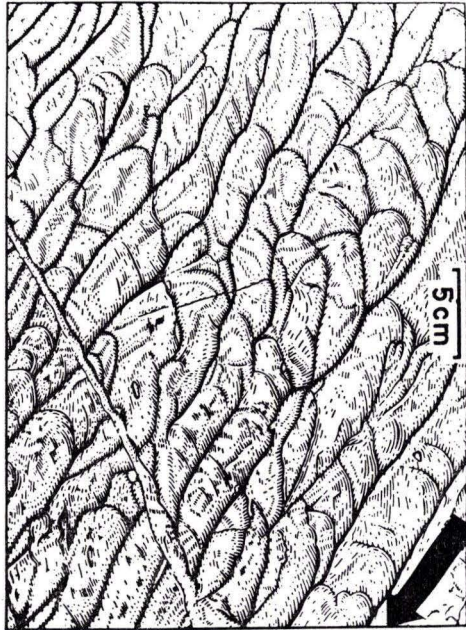


Abb. 12a. Erklärung siehe Seite 101.

Welche Vorgänge im einzelnen diesen Marken zugrunde liegen, ist noch rätselhaft. Irgendwie muß der feine Sand in einzelnen Fäden geflossen und dabei in den unterliegenden weichen Schlick eingesunken sein. Für die Art der Anlagerung ist bezeichnend, daß nicht nur die einzelnen Quasten sich quer zur Strömung ausbreiten, sondern sich sogar zu parallelen Rippelfronten zusammenschließen können.

Ungeachtet dieser genetischen Fragen steht jedenfalls fest, daß alle Gefließmarken des Hunsrücksschiefers auf Schicht-Unterseiten liegen und mit den Spitzen (die Quasten außerdem mit der offenen Seite) in Stromrichtung zeigen.

D. Guirlandenförmige Runzelung

Auf Taf. 2 Fig. 2 ist außer Gefleiß- und Schleifmarken eine eigentümliche Runzelung zu erkennen, wie sie auch sonst auf den markentragenden Schichtflächen des Hunsrückschiefers sehr verbreitet ist. In ihrem bogigen Verlauf erinnern diese Linien an die „Schrägschichtungsbögen“, wie sie als Flächenansicht einer bestimmten Art von Rippelschichtung in vielen Sandsteinen auftreten. In Wirklichkeit handelt es sich aber um grundsätzlich verschiedene Erscheinungen, wie aus einem Stück von Gemüden hervorgeht:

Taf. 2, Fig. 3 zeigt, daß guirlandenförmige Runzelsysteme gitterartig überlagert sein können. Bei austreichenden Schichtlamellen wäre das unmöglich (Gemüden; $\frac{1}{2}$).

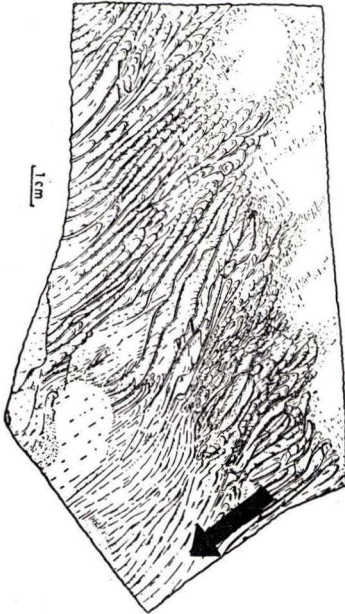


Abb. 12b. Erklärung siehe Seite 102.

So bleibt als Erklärung nur tangentialer Schub durch die Strömung übrig, was ebenso wie die Fiederung der Schleifmarken auf eine zähe Beschaffenheit der abgegossenen Schlamm-Oberfläche hinweisen würde.

Bis zur experimentellen Prüfung dieser Fragen begnügen wir uns mit der empirischen Feststellung, daß die Bogenlinien durchschnittlich quer zur Strömung verlaufen und die Bogenachse das Streichen der Strömung angibt. Dagegen ist der Strömungssinn nicht immer eindeutig abzulesen, da zwar die Linien sich vorwiegend in Stromrichtung vorbeugen, aber auch gegensinnig gekrümmte „Loben“ dazwischen eingeschoben sind. Noch weniger taugen diese Runzeln zur Unterscheidung von Unter- und Oberseite.

E. Syngenetische Scher-Risse

Der Vollständigkeit halber müssen noch andere, sehr viel unregelmäßigere Runzelungen erwähnt werden, weil sie ebenfalls quer zur Stromrichtung verlaufen. Es sind offenbar winzige Spalten, welche ähnlich wie Trockenrisse vom

überlagernden Sand ausgefüllt sind. Sie verlaufen aber nicht netzförmig, sondern streichen wie die sich ablösenden Kämme eines Gebirgszuges etwa in einer Richtung.

Der sandigen Ausfüllung und regelmäßigen Orientierung zur Strömungsrichtung zufolge kann es sich nicht um eine spätere Bildung handeln. Vielleicht sind auch diese Risse durch die scherende Wirkung einer sich darüber hinweg bewegenden Wasser- oder Sandschicht entstanden.

III. Strömungsreaktionen lebender Tiere

Die dem werdenden Sediment und den organischen Resten vor der Einbettung aufgeprägten Formen bilden die wichtigsten Strömungsanzeichen des Hunsrückschiefers. Um jedoch das Bild abzurunden, sind noch einige Erscheinungen zu erwähnen, welche nicht unmittelbar auf die Strömung, sondern auf deren Beantwortung durch lebende Tiere zurückgehen.

Eine so entstandene rheotaktische Ausrichtung kennt man aus Altpaläozoikum, Trias und Tertiär von manchen kaffeebohnenförmigen Ruhespuren (SEILACHER 1953, 1955, 1960). Die genannten Vorkommen sind sich in diesem Punkte sehr ähnlich, obwohl sie wahrscheinlich von so verschiedenen organisierten Tieren wie Trilobiten, Phyllopoden und Schnecken stammen. Aber diese Tiere verkörpern alle denselben Lebensformtyp des Epipsammoniten, den u. a. ein flaches Einwühlen in bestimmter Stellung zum Strom charakterisiert. Daher zeigt auch das Richtungsdiagramm der Ruhespuren die für biogene Längsorientierung bezeichnende Gestalt (Abb. 6c).

Ruhespuren von Trilobiten fehlen bisher aus dem Hunsrückschiefer, obwohl sie im höheren Unterdevon des Gebietes nicht selten sind. Dafür sind Schreitfährten verschiedener Arthropoden um so häufiger, und auch sie lassen zum Teil den Einfluß der Strömung erkennen.

A. Fährten eines unbekannten Querläufers

Die marken-reichen Unterseiten der etwas sandigeren „Platten“ von Gemüden tragen häufig eigentümliche Knotenreihen, welche nicht wie die stromparallelen Strömungsmarken, sondern regelmäßig quer dazu verlaufen. Es konnte sich demnach kaum um ein unmittelbares Produkt der Strömung handeln. Dieser Eindruck wurde durch besser erhaltene Funde bestätigt, deren Knoten sich als typische Arthropoden-Tritte entpuppen:

Taf. 3, Fig. 4. Querläufer-Fährte in besonders scharfer Erhaltung. An einzelnen Trittsiegeln sind bis zu 4 Krallen- oder Borstenabdrücke zu erkennen, welche jeweils nach vorn und außen weisen. Beim Herausziehen der Beinspitzen aus dem Schlamm entstanden geschwungene Schleifspuren (Gemüden; $\frac{1}{1}$).

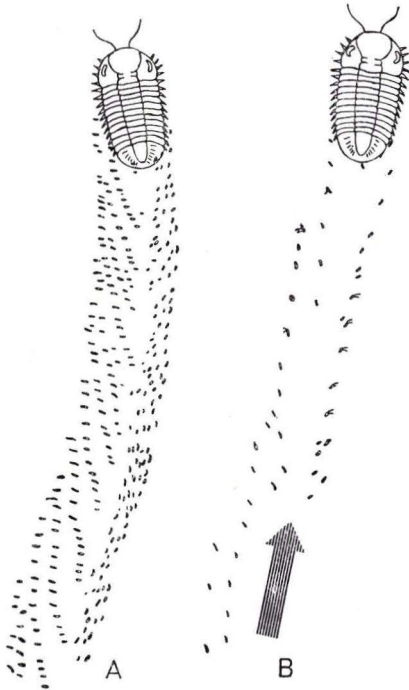


Abb. 13. Erklärung siehe Seite 105

B. Trilobiten-Fährten mit Strömungseinfluß

Eindeutige Trilobiten-Kriechspuren sind im Hunsrückschiefer recht häufig und bedecken manche Schichtflächen in unentwirrbarer Menge. Isolierte Fährtenzüge lassen aber die für Trilobitenfährten charakteristischen, V-förmig gestaffelten Trittsätze erkennen (SEILACHER 1959). Da diese Trittserien jeweils einer Bewegungsfolge der ganzen Beinreihe und nicht, wie RICHTER (1941, Abb. 13d) vermutete, den Segment-Abdrücken eines einzelnen Beines entsprechen, läßt sich aus ihrer Divergenz die Bewegungsrichtung, aus der Zahl der darin enthaltenen Trittsiegel die minimale Beinzahl des Erzeugers ablesen. Außerdem zeigen die einzelnen Trittsiegel bei guter Erhaltung die Eindrücke von zehen-artigen Krallen oder Borsten und liefern damit einen weiteren Hinweis auf die Organisation des Erzeugers.

Im Gegensatz zu den oben besprochenen Arthropoden haben die am Grund des Hunsrückschiefer-Meeres umherkriechenden Trilobiten keine bestimmte Richtung zur Strömung eingehalten. Dafür wurde durch den Strom gelegentlich ihre normale Schrittfolge gestört. Die Abweichung läßt sich aus den Fährten ablesen und ist verschieden je nach dem Winkel, den Lokomotion und Stromverdriftung miteinander bilden.

Abb. 13 zeigt Trilobitenfährten aus dem Hunsrückschiefer. Als mutmaßlicher Erzeuger ist *Phacops* eingezeichnet; es kommt aber auch *Homalonotus* in Frage.

A. Normale Fährten ohne Strömungseinfluß (Orig. im Senckenberg-Museum; $\frac{2}{3}$);

B. Fährte in Stromrichtung (Pfeil, gemäß Aufstoßmarken). Der Rückenstrom steigerte die Schrittlänge auf ein Mehrfaches der normalen (Gemünden; Orig. in Tübingen; $\frac{2}{3}$);

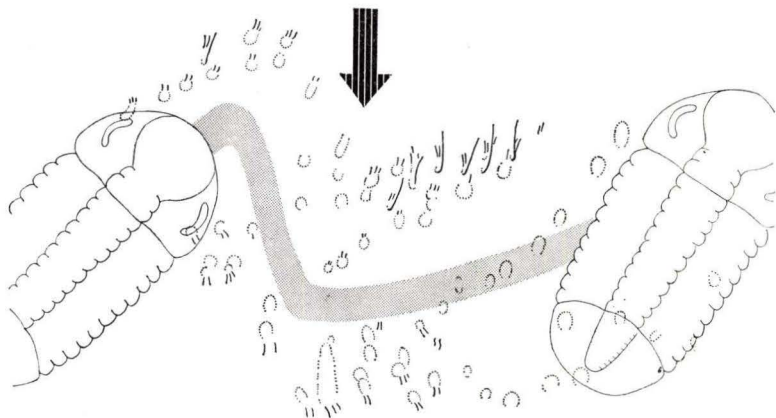


Abb. 13 C.

C. Fährte quer zum Strom (Pfeil, nach gefiederten Schleifmarken). Dieser hat den Trilobiten fast um Körperbreite seitlich versetzt (Knick des Fährtenzuges!) und auch danach das Körperende weggedrückt, wenn es gerade weniger unterstützt war (zunehmender Schräggang!) — (Gemünden; Orig. in Tübingen; $\frac{1}{1}$).

Diese Beispiele bezeugen, daß die Fährtentiere die Strömung wirklich miterlebt haben. Sie vermitteln aber zugleich eine gewisse Vorstellung von der Stärke der Wasserbewegung.

In der vorstehenden Betrachtung ging es vor allem darum, die verschiedenen Strömungs-Anzeichen des Hunsrückschiefers morphologisch und typologisch zu erfassen und ihre Orientierung zur ungestörten Schichtfolge und zur Strömung festzustellen. Dies ist eigentlich nur ein erster Schritt. Eine experimentelle Untersuchung der den Erscheinungen zugrundeliegenden Vorgänge muß folgen, um über die qualitativen Aussagen hinaus zu quantitativen Angaben über die vorzeitlichen Bodenströmungen zu kommen. Ferner gilt es, die einmal geeichten Strömungsanzeichen im Anstehenden zu suchen und einzumessen, um die Befunde in den stratigraphischen, tektonischen und paläogeographischen Rahmen einzuordnen. Indessen sind auch die hier mitgeteilten ersten Ergebnisse geeignet, die Bildungsgeschichte des Hunsrückschiefers weiter aufzuklären, und es bleibt zu wünschen, daß sie zu entsprechenden Beobachtungen in diesen und anderen Gesteinen anregen werden.

Schriftenverzeichnis

- ABEL, O.: Paläobiologie der Cephalopoden. — Jena (Fischer) 1916.
- BREDDIN, HANS: Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen (Rheinisches Schiefergebirge). — *Decheniana*, **110**, S. 289—350, 8 Abb., 5 Taf., Bonn 1957.
- FREYBERG, B. VON: Die Röt-Muschelkalkgrenze bei Eisfeld (Thüringen) und im Schalkauer Muschelkalkplateau. — *Geol.u. Paläontol. Abh.*, **19**, 3, S. 203—250, Taf. 10—12, Jena 1932.
- HAARMANN, E.: Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. — *Jb. preuß. geol. L.-A.*, **41**, S. 1—87, Berlin 1920.
- HECKER, R.F.: [Einführung in die Paläoökologie.] 126 S., 27 Abb., 20 Taf., Moskau 1957 [russ.].
- KLÄHN, H.: Die Bedeutung der Seelilien und Seesterne für die Erkennung von Wasserbewegung nach Richtung und Stärke. — *Palaeobiologica*, **2**, S. 287—302, Taf. 26—34, Wien und Leipzig 1929.
- KOENIGSWALD, R. v.: Die Arten der Einregelung ins Sediment bei den Seesternen und Seelilien des unterdevonischen Bundenbacher Schiefers. — *Senckenbergiana*, **12**, S. 338 bis 360, 19 Abb., Taf. 1—7, Frankfurt/M. 1930.
- KUENEN, PH. H.: Sole markings of graded graywacke beds. — *J. Geol.*, **65**, S. 231—258, 22 Abb., Chicago 1957.
- KUTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **81**, S. 177—232, Wiesbaden 1931.
- LADD, HARRY S.: Paleocological evidence. In: *Treatise on marine ecology and Paleocology. 2. Paleocology.* — *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **67**, S. 31—66, 9 Taf., 1957.
- LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf., Wiesbaden 1957.
- LINCK, O.: Drift-Marken von Schachtelhalmen aus dem Mittleren Keuper (Trias). — *Senck. leth.*, **37**, S. 39—51, 2 Taf., Frankfurt a. M. 1956.
- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie I. Allgemeine Grundlagen. — 322 S., 177 Abb., Jena (Fischer) 1957.
- OPITZ, RUDOLF: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 223 S., 170 Abb., Leipzig-Birkenfeld 1932.
- QUENSTEDT, W.: Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. — *N. Jb. Mineral. etc., Beil. Bd. 58 B*, S. 253—432, Stuttgart 1927.
- RICHTER, RUD.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — *Senckenbergiana*, **13**, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.
- Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. I. Gefießmarken. — *Senckenbergiana*, **17**, S. 244—264, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1935.
- Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grundleben. — *Senckenbergiana*, **18**, S. 215—244, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1936.
- Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. 3. Fährten und Zeugnisse des Lebens auf dem Meeres-Grunde. — *Senckenbergiana*, **23**, S. 218—260, 17 Abb., Frankfurt a. M. 1941.
- Marken von Schaumblasen als Kennmal des Auftauch-Bereichs im Hunsrückschiefer-Meer. — *Senck. leth.*, **35**, S. 101—106, 4 Taf., Frankfurt a. M. 1954.
- RÜCKLIN, H.: Strömungs-Marken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. — *Senckenbergiana*, **20**, S. 94—114, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1938.
- SEILACHER, A.: Studien zur Paläozoologie II. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). — *Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh.*, **98**, S. 87—124, 5 Abb., Taf. 7—13, Stuttgart 1953.
- Spuren und Lebensweise der Trilobiten. In: SCHINDEWOLF & SEILACHER: *Beitr. z. Kenntnis usw.* — *Abh. Akad. Mainz*, S. 342—372, 5 Abb., Taf. 16—21, 1955.
- Vom Leben der Trilobiten. — *Naturwiss., Berlin-Göttingen-Heidelberg* 1959.
- Fossilien als Strömungs-Anzeiger. — *Aus der Heimat*, **67**, S. 170—177, 8 Abb., Taf. 37, Öhringen 1959.
- Lebensspuren als Leitfossilien. — *Geol. Rdsch. (Im Druck)*.
- TRUSHEIM, F.: Versuche über Transport und Ablagerung an Mollusken. — *Senckenbergiana*, **13**, S. 124—139, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1931.

Manuskript eingegangen am 5. 1. 1960

Stratigraphische Tagesfragen*

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit 4 Tabellen

Einleitung

Die Angewandte Geologie stellt an uns heute in zunehmendem Maße die Forderung, die Eigenschaften der Erdstoffe, einschließlich derjenigen, die ihnen durch die Kräfte der Erde mitgegeben sind, in meß- und wägbaren Größen und Einheiten darzustellen. Vor dieser Notwendigkeit können wir nicht halt machen. Wir müssen auf den Grenzgebieten mit dem Physiker, dem Chemiker, dem Bauingenieur, dem Bergmann u. a. zusammenarbeiten.

Neben dieser Entwicklung bleibt jedoch in der geologischen Wissenschaft das historische Prinzip vorerst bestimmend, und nach wie vor sind wir gezwungen, aus den Urkunden der uns überlieferten Gesteine eine Geschichte der Erde zu schreiben.

In den Anfängen der Geologie glaubte man, das Alter der einzelnen Gesteinshorizonte unmittelbar aus der Gesteinsbeschaffenheit ablesen zu können. Diese Merkmale der Gesteinsausbildung erwiesen sich jedoch wegen des fehlenden Zeitmaßstabes für die Geschichtsschreibung als ungeeignet. W. SMITH erkannte später die Möglichkeit, die Gesteine mit Hilfe ihres Fossilinhaltes zu markieren und in eine bestimmte Altersfolge zu bringen. Die Fossilien lieferten den gesuchten Zeitmaßstab, da sie als Lebewesen Glieder eines einmaligen zeitgebundenen und nichtumkehrbaren Entwicklungsvorganges gewesen sind.

Demgegenüber gibt es chemisch-physikalische Methoden, auf dem Zerfall radioaktiver Stoffe basierend, die zu absoluten Zeitbestimmungen führen. Die Methoden der radioaktiven Zeitbestimmung sind gerade in der letzten Zeit außerordentlich verbessert und erweitert worden.

Daneben hat es nicht an Versuchen gefehlt, auch rein geologische Methoden zur absoluten geologischen Zeitrechnung heranzuziehen; sie zielen darauf ab, Abschätzungen über die Geschwindigkeit der Anhäufung von Sedimenten aufzustellen.

Man könnte annehmen, daß für die Verfolgung der Stratigraphie somit vorgeschriebene Wege eingeleitet sind, und daß es heute lediglich unsere Pflicht ist, Falsches zu berichtigen und das Regionalbild zu ergänzen.

Dem ist aber keineswegs so. Die Angewandte Geologie stellt von Tag zu Tag höhere Anforderungen an die Stratigraphie im Erkennen und Wiedererkennen von feinsten Sedimentationseinheiten. Hierzu reichen die gewohnten Methoden nicht mehr aus, oder aber sie sind so umständlich, zeitraubend und kostspielig, daß sie wirtschaftlich nicht mehr tragbar sind.

* Vortrag gehalten bei der Monatsversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 30. 4. 1958.

Die heute in der Entwicklung befindlichen Anläufe oder bereits funktionierenden und einsetzbaren neuen Wege in der Stratigraphie möchte ich in den folgenden Zeilen andeuten und unter dem Begriff „Stratigraphische Tagesfragen“ aneinanderreihen.

1. Die Fortentwicklung der Stratigraphie mit Hilfe der Mikropaläontologie

Bei der Benutzung der Makrofossilien für die stratigraphische Gliederung der Gesteinskomplexe treten große Schwierigkeiten auf. Ungünstige Fossilisationsbedingungen verursachen häufig fossilere Schichten; persistente Formen sind für Gliederungen ungeeignet. Ein klassisches Verhalten weisen die Trilobiten und Cephalopoden, mit Vorbehalt auch die Brachiopoden, auf. Außerordentlich selten sind Makrofossilien im Bohrgut anzutreffen, und gerade hier steht die stratigraphische Klarstellung als wichtige Notwendigkeit im Vordergrund. Durch die Bohrungen ausgelöst, trat die Bedeutung der Mikrofossilien besonders hervor; sie bieten den Vorteil des häufigeren Vorkommens durch die weite Verbreitung und die große Individuenzahl. In vielen Fällen besteht die Möglichkeit, lückenlose, durch mikropaläontologische Befunde belegte biostratigraphische Schichtprofile aufzustellen und das Endziel, die genaue stratigraphische Gliederung der durchteuften Schichten, wird gut erreicht.

Hierüber liegt ein schon fast unübersehbares Schrifttum, besonders mit Beispielen von fast allen Erdölgebieten der Erde, vor. Hingewiesen sei auf die anregende und zusammenfassende Arbeit von HILTERMANN (1949, S. 326—334) und auf die in zunehmendem Maße erscheinenden neuen Lehrbücher über die Mikropaläontologie im In- und Auslande.

Bei der Neugliederung, besser gesagt bei der Angleichung unserer deutschen Formationseinheiten an diejenigen der benachbarten Gebiete (Jura, Kreide, Tertiär) wird der Biostratigraphie mit Hilfe der Mikropaläontologie ein besonderes Gewicht zukommen.

a. Foraminiferen

In erster Linie sind es die Foraminiferen, die schon seit Jahrzehnten in der Erdölgeologie benutzt werden, um feinste stratigraphische Horizontierungen festzulegen. Auf fast sämtlichen Erdölfeldern der Erde sind Sampler damit beschäftigt, diese Mikroorganismen auszusammeln, vorzubestimmen und dem Mikropaläontologen zur endgültigen Bearbeitung zu übergeben.

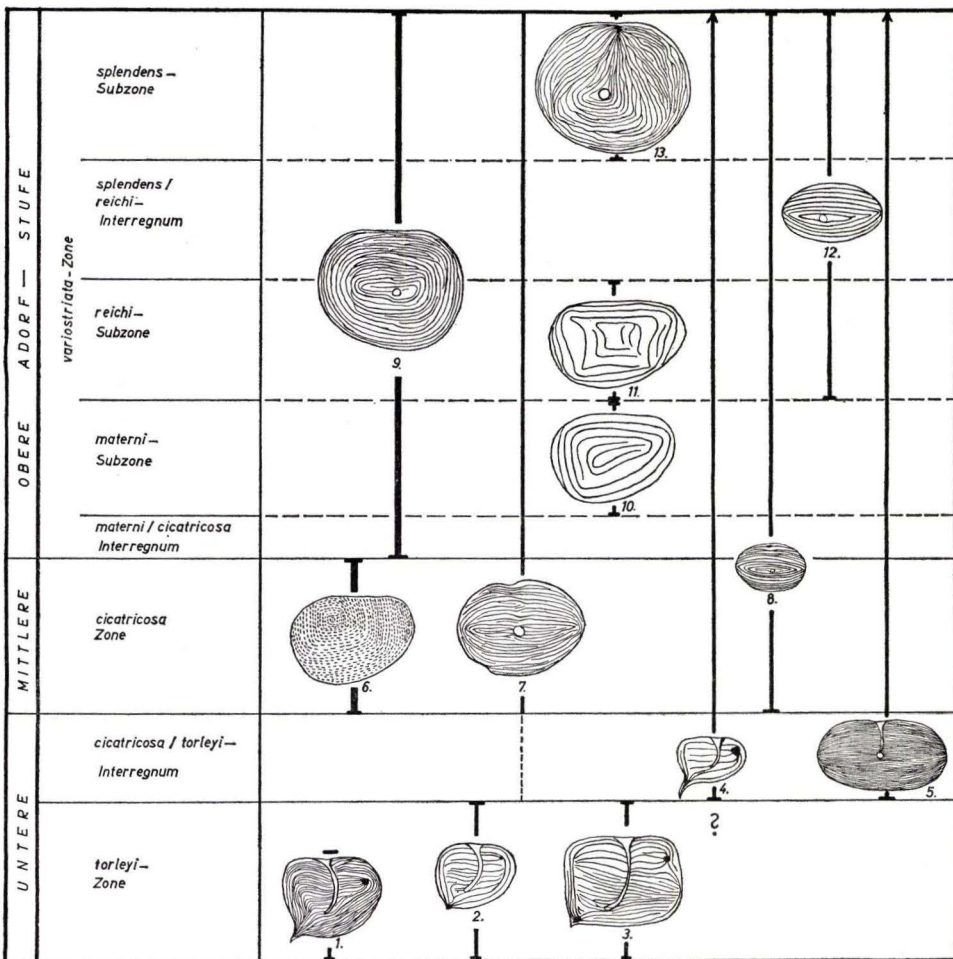
b. Ostracoden

Als weitere Formengruppe aus der Mikropaläontologie, die zur genauen stratigraphischen Klärung sowohl in Bohrungen als auch in Übertage-Aufschlüssen herangezogen werden können, sind die Ostracoden anzuführen. Hier wurden neuerdings in Deutschland auch Formationsglieder und Gebiete erobert, die der Erdöl-Stratigraphie fern stehen. Nach manchen früheren Anläufen gelang es RABIEN, eine Ostracoden-Chronologie des Oberdevons aufzustellen (1954, Tab. 4 auf S. 223 und 1956, Abb. 1 und 2) und auszubauen, die nicht nur die makrofossilfreien und -armen Teile überbrückt, sondern auch eine Feinstratigraphie auf Grund von Leit-Ostra-

coden ermöglicht. Darüber hinaus wurden auch Kriterien zur Abgrenzung des Oberdevons gegen das Mitteldevon und das Unterkarbon gewonnen. Hinzu kommt, daß für die praktische Anwendung bei der Kartierung Arten und Artgruppen gefunden werden, die dank ihrer Größe und charakteristischen Skulptur mit einer normalen Lupe erkennbar und stratigraphisch für die Hauptgliederung des Oberdevons verwertbar sind (RABIEN 1954, S. 250—251). Als besonderer Vorteil darf auch gelten, daß sie in geschieferten Gesteinen nicht der Schieferung zum Opfer gefallen sind und somit auch dort auftreten, wo die Conodonten zumeist fehlen.

Als Beispiel sei die Gliederung der Adorf-Stufe des Oberdevons nach Ostracoden (RABIEN 1956, Abb. 1) aufgeführt. Die zur Gliederung angegebenen Ostracoden können durch die Lupe im Gelände diagnostiziert werden.

Tab. 1. Die Gliederung der Adorf-Stufe nach Ostracoden



Die verwendeten Ostracoden gehören folgenden Formen an:

1. *Franklinella triangulata* (A. RABIEN 1954)
2. *Franklinella torleyi* (MATERN 1959)
3. *Franklinella latesulcata* (PAECKELMANN 1922)
4. *Franklinella calcarata* (REINH. RICHTER 1856)
5. *Entomozoe (Nehdentomis) tenera* (GÜRICH 1896)
6. *Waldeckella cicatricosa* (MATERN 1929)
7. *Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina* (MATERN 1929)
8. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK 1939)
9. *Entomoprimitia variostrata* (CLARKE 1884)
10. *Waldeckella materni* (VOLK 1939)
11. *Waldeckella reichi* (MATERN 1929)
12. *Richterina (Volkina) latecostata* (A. RABIEN 1954)
13. *Entomoprimitia splendens* (WALDSCHMIDT 1885)

c. Conodonten

In neuester Zeit bieten sich die Conodonten als Leitformen erster Ordnung an, und zwar auch an vielen Stellen, an denen bisher eine Gliederung der Fundschichten aus Mangel an Fossilien unmöglich war. Die Conodonten erfüllen große Schichtkomplexe, aus denen sie sich auf Grund einer chemischen Aufbereitung (BECKMANN 1952) aus kalkigen Schichten herauslösen lassen. Die Entwicklung der Conodonten-Stratigraphie ging von der amerikanischen Erdölgeologie aus, wo man insbesondere nach Leitfossilien für das Paläozoikum suchte. BECKMANN (1952, 1953) gebührt das Verdienst, in Deutschland die Conodontenforschung in Fluß gebracht und auf die stratigraphische Bedeutung aufmerksam gemacht zu haben. Conodonten sind zwar seit dem Jahre 1856 bekannt, jedoch weiß man bis heute noch nicht einwandfrei, welche Funktionen ihnen im Tierreich zuzuordnen sind. Es sind zahnchenartige, aus apatitähnlichem Kalziumphosphat bestehende Gebilde, die vom unteren Silur anfangend bis zum oberen Muschelkalk, fraglich auch in der Oberkreide vorkommen. Sie sind auf marine Schichten beschränkt, haben weltweite Verbreitung und erfüllen die Merkmale guter Leitfossilien. Bezüglich der regionalen Beständigkeit der Conodonten-Chronologie hat die Marburger Schule herausgefunden, daß in allen deutschen Gebieten, unabhängig von Fazies, petrographischer Ausbildung oder regionaler Verbreitung der Kalke, an stratigraphisch gleichen Horizonten immer die für den betreffenden Horizont typischen Leitconodonten nachgewiesen werden können.

Die Conodonten, namentlich in den Kalken der Devon- und Kulmbohrungen, im Zusammenhang mit der Aufschließung der Lahn-Dill-Erze, füllen eine bisher nicht-überbrückbare Lücke aus, indem es gelang, nunmehr die Bohrkerne stratigraphisch genau einzugliedern. Die Untergliederung in eine Reihe von Zonen und Subzonen in ihrer Anwendung für diesen Zweck dürfte als gelungen bezeichnet werden.

Letztlich sei auf die Möglichkeit hingewiesen, daß die am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und im Harz auftretende Herzynfazies mit der Geosynklinalfazies im übrigen Rheinischen Schiefergebirge und Harz altersmäßig verglichen werden können und sich dadurch eindeutige Korrelationen anbahnen.

Als Beispiel (Tab. 2) sei die Gliederung an der Grenze Mittel-Oberdevon und der tieferen Adorf-Stufe nach KREBS (1959, S. 378, 381) angeführt.

Tab. 2. Gliederung des Grenzbereiches Mittel-Oberdevon und der tieferen Adorf-Stufe

- I. Die *varca*-Zeit (tmo — to I α), benannt nach *Polygnathus varca*
1. Ältere *varca*-Zeit (tmo)
 2. Jüngere *varca*-Zeit (to I — tiefstes to I [β] γ)
- II. Die *dubia*-Zeit (to I — tiefstes to I [β] γ), benannt nach *Polygnathus dubia*
1. Die ältere *dubia*-Zeit (= jüngere *varca*-Zeit; tieferes to I α)
 2. Die mittlere *dubia*-Zeit (höheres to I α)
 3. Die jüngere *dubia*-Zeit (tiefstes to I [β] γ)
- III. Das *dubia-rhenana*-Interregnum (unteres-mittleres to I [β] γ), benannt nach *Polygnathus dubia* und *Palmatolepis rhenana*.

d. Sporen

Ein weiteres Beispiel für den Einsatz der Mikropaläontologie kann an Hand der Braunkohlenstratigraphie erläutert werden. Bis vor einiger Zeit bemühte man sich, aus den Kohlelagerstätten, noch mehr aber aus den begleitenden Nebenschichten, kennzeichnende Pflanzenreste zu gewinnen. Eine viel größere Bedeutung haben aber die Sporen aus der Braunkohle gewonnen. Sie erweisen sich als recht typisch für einzelne Flöze oder Flözgruppen. Diese pflanzlichen Kleinfossilien haben den Vorteil, daß sie auch aus den Bohrproben gewonnen werden können. Zumeist sind es nicht Einzelformen oder Einzelarten, sondern das prozentuale Verhältnis, das Sporenbild, welches einen Zeitabschnitt belegt. Es lassen sich so die Sporenbilder bestimmter geologischer Stufen ansprechen, wofür die nachstehende Tabelle (Tab. 3) ein Beispiel abgeben soll.

Die Fortschritte, die hier erzielt worden sind, haben für die Braunkohlen- und Tertiärstratigraphie große Bedeutung, und sie setzen uns in die Lage, klare Einstufungen vornehmen zu können. Diese stratigraphische Orientierungsmöglichkeit ist

Tab. 3. Sporenstratigraphie im mitteleuropäischen Tertiär nach PFLUG 1957, S. 153, Tab. 1

Pleistozän	Präglazial	Tegelen-Bild
Pliozän	oberes	Reuver-Bild Bild der Fischbachschichten
	mittleres	
	unteres	
Miozän	höheres	Posener Bild
	tiefere	Oberes Rheinisches Bild
Oligozän	höheres Chatt	Unteres Rheinisches Bild
	tiefere Chatt	Marxheimer Bild
	mittleres	Bild des Septarientones
Eozän	unteres	Bild der Melanientone
	oberes	Borkener Bild
	mittleres	Bild der Helmstedter Oberflöze
Paleozän	unteres	Bild der Helmstedter Unterflöze
	oberes	Antweiler Bild
	mittleres	Hannoversches Bild

sehr wichtig, da sie gerade die brackischen, limnischen und talmatischen Faziesausbildungen zu bestimmen wissen.

Damit ist die Bedeutung der fossilen, pflanzlichen Mikroorganismen keineswegs erschöpft. Es sei die Salzporendiagnose angeführt, die im Haselgebirge in jüngster Zeit angewendet wird. Ihr ist es zu verdanken, daß einzelne Salzgebirgsarten und deren Begleitgesteine altersmäßig erfaßt werden können.

Auch im Buntsandstein ist es bereits gelungen, Sporen nachzuweisen, doch bleibt es hier noch abzuwarten, welche Bedeutung sie für die Stratigraphie haben werden.

2. Fortentwicklung der Stratigraphie auf Grund sedimentologischer Forschungen

Bei der stratigraphischen Gliederung geben uns im allgemeinen die abgestorbenen und in den Sedimenten erhaltenen tierischen und pflanzlichen Relikte ein Zeitmaß an. Diese Methode ist bei zahlreichen Formationsgliedern, die eine rein klastische Faziesausbildung haben, versagt, da sie keinen oder einen für die Altersbestimmung unzureichenden Fauneninhalt beherbergen. Übrig bleibt dann das Sediment selbst als Zeuge der Vergangenheit und somit das Studium der stofflichen Zusammensetzung einschließlich der Prozesse, die das Gestein gebildet haben. Die Gliederungsmöglichkeit dieser klastischen Sedimente, die durch zeitlich ungebundene Prozesse entstanden sind, wird von vornherein dadurch erschwert, daß sie meist sehr starke Mächtigkeitsschwankungen und auch sehr wechselnde Sedimentationsverhältnisse aufweisen. Man hat zwar des öftern versucht, den ganzen Komplex der Fazies in einzelne Faktoren aufzulösen und so z. B. Korngröße, Schweremineralgehalt, Bindemittel, Fossilinhalt und Fossilagerung, Eigenheiten der Schüttung, Mächtigkeit usw. einzeln für die Gliederungsversuche herangezogen.

Diese Betrachtungen haben jeweils in den verschiedenen Gebieten zu einem Gliederungsschema oder -prinzip geführt, das sich jedoch nur in die örtliche Ausbildung der Schichtenfolge einfügte. So entstanden lokal nach sehr verschiedenen Gesichtspunkten unterteilte Schichtprofile, die für die Gesamtheit keine Gültigkeit besitzen; zwangsläufig mußte so eine Fülle von Gliederungsdiskrepanzen entstehen.

Die heutige Bearbeitung einer Reihe solcher klastischen Formationsfolgen nach modernen Gesichtspunkten — wiederum ausgelöst durch die Forderung der Angewandten Geologie, ein Gliederungsschema zu schaffen — hat jedoch gezeigt, daß eine einheitliche stratigraphische Untergliederung solcher Schichtkomplexe möglich ist. Zwangsläufig müssen diese Gliederungen vorerst Faziesgliederungen bleiben, die sich von einer Altersgleichheit mehr oder weniger entfernen können.

Das Bestreben geht dahin, solche Schichtserien für die Aufteilung auszuwählen, die eine möglichst große Horizontbeständigkeit besitzen und innerhalb der wechselnden Sedimententwicklungen als Leitschichten besonders hervortreten.

Diese Arbeitsweise ist bei verschiedenen Formationen angewandt worden; im folgenden sollen Beispiele aus der Trias, dem Karbon und dem Devon angeführt werden.

a. Neugliederung des Buntsandsteins

Überblickt man die frühere Einteilung des Buntsandsteins, so steht man stratigraphischen Aufteilungen gegenüber, die gebietsweise, ja sogar auf engstem Raum

voineinander abweichen. Hinzu kommt noch die Verwendung gleicher Namen für stratigraphisch verschiedene Schichten, die eine Verständigung außerordentlich erschweren.

Die neueren Untersuchungen, die zu einer vergleichbaren Gliederung des Buntsandsteins führten, gingen von den großen Beckenräumen Niedersachsens und Hessens aus, die für die Erstellung einer einheitlichen Stufengliederung optimale Korrelationsmöglichkeiten boten.

Beim Mittleren Buntsandstein, angedeutet auch im Unteren Buntsandstein, läßt sich unschwer eine mehrfache Wiederholung gleichartiger oder ähnlicher Sedimente feststellen. Es schälen sich mehrere Folgen heraus, die jeweils mit grobkörnigen Sandsteinen beginnen, und die sich als flächenhafte Schüttungen weit und gleichmäßig ausbreiten. Nach ihnen kommen Wechselfolgen von Sandsteinbänken und Tonsteinen zum Absatz. Nach oben scheint sich jeweils nach den Grobschüttungen ein stärkerer mariner Einfluß bemerkbar zu machen, einmal angedeutet durch marine Fossilien = *Avicula*-Schichten oder durch sehr feinkörnige Kalksandsteinbänke oder durch nahezu reine tonige Sedimente. Die Sedimentationsfolge verläuft also jeweils von der gröberklastischen zur feinklastischen Ausbildung.

Diese regelmäßige Folge besteht naturgemäß nur in den Grundzügen, d. h. in dem Sinne, daß ein gleichsinniger Verlauf der Sedimentationsbedingungen und eine mehrfache Wiederkehr gleicher oder ähnlicher Verhältnisse festgestellt werden kann. Hierbei habe ich im wesentlichen BOIGK (1957) zitiert, der wohl als erster diese Erkenntnisse gesammelt hat. Ebenso gelang es auch GUNZERT (1958), aus der mehrfachen Wiederholung gleichartiger oder sich gleichsinnig verändernder Schichtfolgen einen großzyklischen Ablauf der Sedimentation zu zeigen.

Selbstverständlich kann durch Änderungen in der Sedimentation oder auch durch Schichtlücken, wie sie HERRMANN (1956) im Eichsfeld sehr schön nachgewiesen hat, das regelmäßige Bild gestört werden. Nicht überall ist eine Vollentwicklung vorhanden. Schwellenregionen modifizieren den Sedimentationsablauf, Faziesverschiebungen sind zu beachten, zu denken ist an den unterschiedlichen Stoffbestand der aktivierten Liefergebiete, an klimatische Wechsel und letzten Endes an das tektonische Verhalten der Liefergebiete und des Sedimentationsraumes.

Vielversprechende Einzelergebnisse liegen bereits vor; es wird auf die Veröffentlichungen von BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT (1958), BOIGK (1952, 1956), GUNZERT (1954, 1958), HERRMANN (1956, 1959), HOPPE (1957), KREYSING (1958), KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958) hingewiesen.

Als Muster einer örtlichen eingehenden Gliederung möge eine Tabelle von A. HERRMANN dienen (Tab. 4 auf S. 114).

Der beschriftete Weg ist nicht neu, sondern schließt an die rein petrographischen Faziesgliederungen unserer Vorfahren an. Es ist kein Rückschritt — abgesehen davon, daß zur Zeit kein anderer Weg möglich ist — da als neues Moment zur Fixierung von Leitschichten die zyklische oder rhythmische Anordnung der Gesteinsablagerungen hinzutritt.

Tab. 4. Gliederung des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck.
Nach HERRMANN 1959, Tab. 1 auf S. 320.



Für große Gebiete Hessens (siehe auch die Mitteilung KUTSCHER's auf den S. 243—245 dieses Bandes) werden analog der bei HERRMANN eingesetzten Gruppennamen für den Mittleren Buntsandstein die nachstehenden Folgen eingeführt:

Solling Folge
 Spessart Folge
 Rhön Folge
 Eichsfeld Folge.

b. Die Gliederung des Ruhrkarbons

Besonders sinnfällig ist diese Arbeitsmethode im Ruhrkarbon zur Anwendung gekommen. Hier forderte die genaue Flözidentifizierung im produktiven Karbon gebieterisch nach Erkennungsmöglichkeiten im Nebengestein.

In Übereinstimmung mit den Beobachtungen in Westeuropa schlechthin haben die sedimentologischen Feinaufnahmen im Verein mit faunistischen Erhebungen zyklisch und rhythmisch bedingte Gesteins- und Faunenfolgen ergeben. Darüber berichten JESSEN, KREMP und MICHELAU. Sie unterscheiden den Gesteinsrhythmus: Wurzelboden — Flöz — Schieferton — Sandstein und den Faunenzyklus: Flöz — nichtmarine Muscheln — Augenschiefer — Grabgänge — Linguliden — Goniatiten = progressiver Hemizyklus und Linguliden — Augenschiefer — Grabgänge — nichtmarine Muscheln = regressiver Hemizyklus. Ein solcher Ablauf, d. h. eine jede zyklische Schichteneinheit, die ca. 18 m mächtig ist, wird als Zyklodium bezeichnet. Rund 15 Zyklodiumpaare (etwa 250 m mächtig) werden als ein Megazyklodium zusammengefaßt, wovon im Ruhrgebiet etwa 12 erkannt wurden. Für die Bildung dieser zyklischen Entwicklung wird einmal eine dominierende Hauptsenkung (= Saamtiefenbildung des paralischen Steinkohlenbeckens) angeführt,

zum anderen aber ins Feld geführt, daß der Wasserspiegel zyklischen Kleinschwankungen unterworfen war, die als Ausdruck zyklisch-zeitgleicher extratellurisch bedingter Wasserspiegelsenkungen (JESSEN 1955) gedeutet wurden.

Auf Zyklitheme anderer Formationen darf in diesem Zusammenhang hingewiesen werden, und zwar aus dem Flözleeren (FIEGE 1937), aus dem Rotliegenden (FALKE 1953), aus dem Zechstein (RICHTER-BERNBURG 1950), aus dem Muschelkalk (FIEGE 1938) aus Jura und Kreide (BRÜCKNER 1951; LOMBARD 1950, 1953). Gemäß ihrer jeweiligen paläogeographisch-sedimentologischen Position sind die hier ausgebildeten zyklischen und rhythmischen Vorgänge anders ausgebildet als die des Ruhrkarbons.

c. Die Gliederung der Siegerer Schichten im Siegerland

Die Siegerer Schichten des Siegerlandes sind mindestens 5000 m mächtig. Sie bestehen fast ausschließlich aus klastischem Material, das sich im allgemeinen nur durch Zusammensetzung und Größe der Gemengteile voneinander unterscheidet. Hierzu tritt ein starker Sedimentwechsel der Einzelhorizonte, häufig schon auf kürzester Entfernung. Eine eingehende Gliederung dieses Gesteinskomplexes läßt sich durch paläontologische Funde nicht überbrücken.

Durch feinstratigraphische Aufnahmen unter und über Tage gelang es PILGER (1952, 1953) und seinen Schülern stratigraphische Abschnitte herauszufinden, die für die Spezialkartierung mit Erfolg verwendbar waren. Die Grundlage hierfür bilden die Art des Auftretens und das Mengenverhältnis der sandigen Komponente im Gestein. So wurden Leitschichtenpartien in Form 50—150 m mächtiger Fazies-einheiten geschaffen, die sich über das gesamte Siegerland verfolgen lassen.

Inzwischen ist diese Form der sedimentologischen Gliederung, die auf das gesamte Profil der Siegerer Schichten ausgedehnt wurde, durch GRABERT (1954), ADLER (1957), MÜLLER, SCHMELCHER, PAHL, WENTZLAU (1960) verfeinert und beschrieben worden.

ADLER (1957, S. 374—376) unterscheidet grundlegend zwei verschiedene Arten von Leitschichtenpartien.

„Als Leitschichtenpartien erster Art werden solche Parteien bezeichnet, die unabhängig von ihrer Mächtigkeit und von den sie umrahmenden Schichtgliedern im Aufschluß für sich allein erkannt werden können, weil sie einen für das Siegerland einmaligen Habitus aufweisen.

Bei einer Leitschichtenpartie zweiter Art müssen mehrere Glieder zusammentreten, um sich durch ihre Abfolge im engeren Siegerland als einmalige Ausbildung innerhalb des Siegen herauszuheben.“

3. Die Hilfestellung durch die Methoden der Angewandten Geophysik

Neben der Fortentwicklung der Stratigraphie durch die mikropaläontologischen und sedimentologischen Forschungen kann auch die Angewandte Geophysik sinnvoll zur Hilfestellung herangezogen werden.

Eingang wurde bereits auf absolute Altersangaben hingewiesen, die sich durch Erfassung radioaktiver Zerfallsprozesse erzielen lassen. Zahlreiche Methoden sind bereits bekannt gemacht worden. Wenn auch die Fehlergrenzen bei der Gewinnung

von Zeitmarken für die älteren Formationen zum Teil noch recht groß sind, so geben sie doch gute Anhaltspunkte. Bei den jüngsten Schichtgliedern führen die Methoden bereits zu einer erstaunlichen Genauigkeit.

a. Das elektrische Kernen

Als außerordentliche Hilfe für die Festlegung von Schichtgrenzen und Schichtkomplexen hat sich das elektrische Kernen durch die Bohrlochmessungen herausgestellt. Das Prinzip geht dahin, daß die physikalischen Unterschiede der verschiedenen Sedimente als physikalische Meßprofile automatisch auf einen Film registriert werden. Mit der Fortentwicklung der geophysikalischen Meßtechnik (Microlog, Laterolog usw.) konnten auch fortlaufend immer kleinere Sedimenteinheiten angesprochen und diagnostiziert werden. Zur restlosen Deutung muß eine geologisch-paläontologisch gut durchgearbeitete Kernfolge einer Bohrung an den Anfang gestellt werden, um die physikalisch anzusprechenden Sedimenteinheiten mit den bekannten stratigraphischen Grenzen und Einheiten parallelisieren zu können. Bei dieser Koppelung zeigte es sich, daß sich in der Mehrzahl der Fälle die Parallelisierung von Bohrloch-Diagrammen in vollem Umfang mit der Horizontgliederung der üblichen stratigraphischen Methoden zur Deckung bringen lassen. Widersprüche können naturgemäß auftreten, da in den Aussagen beider Untersuchungsmöglichkeiten Fehlergrenzen stecken können. Es ist möglich, daß die exakte Auswertung der elektrischen Bohrlochmessungen u. U. die nicht sichtbaren Fehler der paläontologischen und vergleichend stratigraphischen Methoden aufzeigen und berichtigen kann (SCHAD 1949, S. 366). Zahlreiche in- und ausländische Veröffentlichungen (u. a. SCHAD 1949, TOBIEN 1949, SCHAUB & JESSEN 1955, BURTIN 1952) haben unter Beweis gestellt, daß diese sehr feinsinnige Methode in zahlreichen Fällen gute Hilfestellung geleistet hat, und daß Korrelationen und einwandfreie Ausdeutungen auf 50, 100 und mehr km möglich sind.

b. Die seismischen Methoden

Bereits aus der Erdbeben-Seismik ist bekannt, daß die nicht aufgeschlossenen Großabschnitte in der Tiefe, der Schalenbau der Erdkruste, mit Hilfe der Diagramme örtlich fixiert werden können. Gute Hilfe und weitere Fortschritte in dieser Richtung erbrachten auch die seismischen Auswertungen der Steinbruchsprengungen.

Unvergleichlich mehr für die Erkennung von Schichten leisten jedoch die seismischen Methoden, die auf künstlichen Erschütterungsquellen und dem Verfolg der Druckwellen im Erdboden beruhen (Refraktions- und Reflexionsseismik). Mit ihrer Hilfe gelingt es, Gesteinseinheiten verschiedener Elastizität im Untergrund aufzufinden und deren Schichtenverlauf zu verfolgen. Es besteht also nicht nur die Möglichkeit, Schichtflächen im Untergrund zu bestimmen, sondern auch deren räumliche Lage zu erkunden und letzten Endes mit Hilfe der Geschwindigkeiten häufig auf die Gesteinsart schließen zu können. Es ist hier nicht der Platz, auf die vielen Erfolge einzugehen und zu zeigen, wie gerade die Reflexionsseismik geeignet ist, Horizonte im Untergrund zu kartieren. Selbstverständlich ist auf die Mitarbeit des Geologen dabei nicht zu verzichten, da die geophysikalischen Meßzahlen — dies gilt sinn-

gemäß auch für die Meßergebnisse aller geophysikalischen Messungen — vieldeutig sind. Dank der hohen Entwicklungsstufe der seismischen Meßtechnik und der sicheren Interpretation der Meßergebnisse gelingt es, Fernkorrelationen durchzuführen und auch Horizonte in ungewöhnlich großen Tiefen zu kartieren.

c. Die erdmagnetischen Meßmethoden

Die erdmagnetischen Meßmethoden sprechen in erster Linie auf die Verteilung des Magnetits im Untergrund an. Von besonderer Bedeutung sind sie daher für die Lokalisierung basischer Magmatite und mancher metamorpher Gesteine.

Auch Sedimentgesteine können erdmagnetisch kartiert werden, wenn die Magnetisierung nebeneinanderliegender Gesteinskomplexe verschieden und somit im Meßbild festgestellt werden kann. Die Erfassung und Abgrenzung von Magnetitquarziten, Eisenerzhorizonten, magnetithaltigen Tonschiefern, Schalstein, bestimmte sedimentierte Tuffe usw. dürfen als Beispiele genannt werden.

Bedeutend günstiger und häufig auch von größerem Aussagewert ist jedoch die von LAUTERBACH (1953/54) angeführte mikromagnetische Meßmethode. Als deutbares Element tritt hier die Anordnung der magnetisch wirksamen Mineralien hinzu, wobei der Einfluß einer Sedimentationsrichtung oder auch eine stattgehabte tektonische Beanspruchung die Regelung hervorgerufen haben kann.

Ein weiterer Weg zur Altersdeutung von Sedimentgesteinen führt über die erst neuerdings betriebene paläomagnetische Meßmethode (ANGENHEISTER 1957). Diese Methode hat zwar schon brauchbare Ergebnisse geliefert, doch scheitert die Anwendung auf breiter Basis bisher noch an gewissen theoretischen Unzulänglichkeiten der Methode.

4. Hinweise auf weitere Methoden

Keineswegs konnte und sollte in dieser Mitteilung der Versuch gestartet werden, eine vollständige Erfassung aller heute sich anbietenden und brauchbaren Methoden zur Erkennung stratigraphischer Einheiten darzustellen. Es wurde auf einige sinnfällige Wege hingewiesen; eine Reihe von weiteren Möglichkeiten soll in Stichworten erwähnt werden.

An die genannten geophysikalischen Verfahren anschließend, sei auf vielfältige weitere geophysikalische Meßmethoden hingewiesen, die in vielen Fällen Kennwerte für die Sedimenteinheiten liefern. Im Vordergrund stehen die radioaktiven Verfahren sowohl in Form der Bohrlochmessungen (γ -Log, Neutronenlog usw.) als auch die normalen regionalen Feldmessungen, die geeignet sind, Tonsteine, tonführende von tonarmen Sedimenten scharf abzugrenzen. In ähnlicher Form kann auch die Leitfähigkeit der Sedimente als Meßeinheit für die Schichten herangezogen werden.

Umfangreich sind heute auch die Möglichkeiten, die sich durch die geochemischen Verfahren anbieten. In jüngster Zeit berichten ERNST, KREJCI-GRAF und WERNER von gelungenen Versuchen, mit Hilfe des Borgehaltes bestimmte Horizonte im Ruhrkarbon abzugrenzen. Die Methode gestattet über den Salzgehalt des Wassers im Ablagerungsgebiet die Trennung der Sedimente mariner und limnischer

Fazies. Die Bestimmung der Borgehalte kann so einmal für die Korrelierung von Sedimenten herangezogen werden, zum anderen aber auch Aufschluß vermitteln über Salzgehalts-Fazies des Ablagerungsraumes. Über das Ruhrkarbon hinaus ist diese Arbeitsmethode bereits mit Erfolg in vielen anderen Formationen eingesetzt worden.

In sehr feinsinniger Weise reagieren häufig die Lebewesen auf den Salzgehalt im Lebensraum. Erst die Salinitätszyklen und -rhythmen erklären uns heute die Häufung von Fossilien in gewissen Teilen der Sedimente und die Sterilität in anderen Profilmereichen.

Mit oft gutem Erfolg bieten sich Schwerminerale und überhaupt die Mineralverteilung für das Erkennen von Sedimenteinheiten an. Hier geben die zahlreichen sedimentpetrographischen Untersuchungen bei Erdölbohrungen gute Vorbilder ab. Die Erfassung aller geologisch ausdeutbarer Bohrungsdaten wird durch fahrbare Feldlabore angestrebt und bereits am Bohrturm in Samplerlogs festgehalten. Als Beispiel sei die Zusammenstellung von W. D. GRIMM (1957) über die sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünden 1, Siebnach und Rieden 1 herausgegriffen.

Häufig können auch charakteristische Farben oder auch Fleckenbildungen als Kennzeichen der Sedimenteinheiten bei Korrelationen verwendet werden. БОГК 1952 spricht bei dem Normalprofil des Mittleren Buntsandsteins im Rhüdener Sattel (Tab. 1 auf S. 193) u. a. von

der Folge der braunroten Sandsteine,
 der Folge der gebänderten und violetten Sandsteine,
 der Fleckensandstein-Folge,
 der Folge der lavendelfarbenen Sandsteine usw.

Gerade bei den heute akuten Gliederungsversuchen des Buntsandsteins sind die Farben als zusätzliches oder auch als wichtiges Kriterium immer wieder für die Korrelationen verwendet worden.

Auch die längst bekannten morphologischen Kennzeichen für die Sedimente haben ihren Wert behalten, ja sie konnten noch weiter ausgebaut werden. Sie erlangen eine dominierende Beachtung bei der stereoskopischen Luftbildauswertung.

Der Aussagewert des Luftbildes darf ohnehin bei dieser Aufzählung nicht fehlen (KUTSCHER 1959).

Für den kartierenden Geologen spielt der Lesestein eine nicht zu unterschätzende Rolle für die Festlegung von Sedimentabfolgen. Bei der Verwitterung, bei der Auflösung der Bankfolgen bleiben gelegentlich typische und gut erkennbare Gesteinsrelikte übrig, durch die es gelingt, eindeutig Horizonte festzulegen, ja sogar eine ganze stratigraphische Folge auf weite Strecken zu verfolgen. Später ausgeführte Bohrungen haben in solchen Fällen einwandfrei die Gliederung und Kartierung bestätigt.

Schlußbemerkung

Die sehr lückenhaften Beispiele sollten den Weg zeigen, in welcher Richtung man sich heute bemüht, stratigraphische Gliederungen durchzuführen.

Über die klassischen Methoden der stratigraphischen Arbeitsweise hinaus, die auch vorerst noch immer maßgeblich zur Anwendung kommen und am Anfang stehen müssen, haben jedoch auch rein physikalische und geochemische Methoden Eingang gefunden. Vielerorts haben sie sich bewährt und gute Ergebnisse geliefert. Gebietenratisch wird der Geologe durch die Anforderungen der Praktischen Geologie, hier namentlich durch die Erdölgeologie und Montangeologie, gezwungen, zusätzliche Gliederungsmöglichkeiten auszuschöpfen. Mehr als bisher muß der Geologe heute darauf bedacht sein, die Fortentwicklung der Nachbarwissenschaften und -disziplinen dafür nutzbar zu machen.

Schriftenverzeichnis

- ADLER, R.: Feinstratigraphische Gliederung der unteren Siegener Schichten im engeren Siegerland und ihre paläogeographische und tektonische Ausdeutung. — Geol. Jb., **73**, S. 357—388, 1 Taf., 13 Abb., Hannover 1957.
- ANGENHEISTER, G.: Der gegenwärtige Stand der paläomagnetischen Forschung. — Geol. Rdsch., **46**, S. 87—99, 3 Abb., Stuttgart 1957.
- BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 192—201, 2 Abb., Wiesbaden 1958.
- BAUER, G., FENCHEL, W. & PILGER, A.: Petrographische und tektonische Signaturen und Erläuterungen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 17—43, 10 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1960.
- BECKMANN, H.: Zur Anwendung von Essigsäure in der Mikropaläontologie. — Paläontol. Z., **26**, S. 138—139, Stuttgart 1952.
- Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Devons in der Lahn-Dillmulde. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 63—68, Taf. 2, Wiesbaden 1953.
- Arbeitstechniken und Erfahrungen der Mikropaläontologie im Paläozoikum. — Handbuch der Mikroskopie in der Technik, II, Teil 3, S. 146—165.
- BOIGK, H.: Möglichkeiten und Wege zu einer Feingliederung im Mittleren Buntsandstein erläutert an den Verhältnissen des nordwestlichen Vorharzes. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1951, **103**, S. 102—105, 1 Abb., Hannover 1952.
- Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., **72**, S. 325—340, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1956.
- Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandsteins im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seiner Beziehungen zu benachbarten Gebieten. — Geol. Jb., **72**, S. 347—366, 8 Abb., Hannover 1956.
- BRÜCKNER, W.: Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. — Geol. Rdsch., **39**, S. 196—211, 2 Taf., Stuttgart 1951.
- BURTIN, J.: Die neue Schlumberger-Technik und ihre Anwendung in Aufschlußbohrungen für Braunkohle, Steinkohle und Wasser. — Braunkohle, Wärme und Energie, **4**, S. 260—265, 7 Abb., Düsseldorf 1952.
- ERNST, W., KREJCI-GRAF, K. & WERNER, H.: Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor-Gehaltes. — Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. **14**, S. 211—222, 2 Abb., 1 Tab., London 1958.
- FALKE, H.: Neue Erkenntnisse über das Pfälzer Rotliegende. — Geol. Rdsch., **42**, S. 92 bis 93, Stuttgart 1953.
- FIEBIG, H.: Der neue Richtschnittanschnitt für die Wittener (Eßkohlen-)Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. — Glückauf, **96**, S. 260—270, 9 Abb., Essen 1954.
- FIEGE, K.: Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **177**, Berlin 1937.
- Sedimentationszyklen und Epirogenesen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1951, **103**, S. 17—22, Hannover 1952.

- GRABERT, H.: Die mittleren und oberen Siegener Schichten im Herdorfer Faziesbereich von Herdorf-Schutzbach-Daaden (Siegerland). — *Geol. Jb.*, **69**, S. 53—70, 2 Tab., Hannover 1954.
- GRIMM, W.-D.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen I, SIEBNACH I und Rieden I (unter besonderer Berücksichtigung der Schwere-mineral-Analyse von Spülproben). — *Geologica Bavarica*, **33**, 35 S., 4 Abb., 10 Beilagen, München 1957.
- GUNZERT, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**, S. 138—151, 2 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1954.
- Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **24**, 61 S., 14 Abb., 7 Tab., Wiesbaden 1958.
- GUTHÖRL, P.: Neue Leithorizonte im Saarkarbon. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **107**, S. 23—25, 2 Abb., Stuttgart 1956.
- HERRMANN, AXEL: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — *Geol. Jb.*, **72**, S. 341—346, 1 Abb., Hannover 1957.
- Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **87**, S. 317—327, 1 Tab., Wiesbaden 1959.
- HILTERMANN, H.: Die wichtigsten Ergebnisse der mikropaläontologischen Arbeiten von Nordwestdeutschland. S. 326—334 in BENTZ, A.: *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*. A. f. Bodenforsch., Hannover-Celle 1949.
- JESSEN, W.: Die Lithogenese des Ruhrkarbons. Wege zu ihrer Erkennung und Abgrenzung ihrer Beurteilungsmöglichkeiten, mit kritischer Anwendung aktualistischer Vergleiche. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, Jg. 1951, **103**, S. 120—121, Hannover 1952.
- Beobachtungen bei Feinaufnahmen im Ruhrkarbon. — *Ebenda*, Jg. 1952, **104**, S. 518—519, Hannover 1953.
- Das Ruhrkarbon (Namur C ob.-Westfal C) als Beispiel für extratellurisch verursachte Zyklizitäts-Erscheinungen. — *Geol. Jb.*, **71**, S. 1—20, Hannover 1955.
- , KREMP, G. & MICHELAU, P.: Gesteinsrhythmen und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. — *Extrait du Compte rendu: 3. Congrès de Strat. et de Géol. du Carbonifère*, Heerlen 1951, S. 289—294, 5 Abb., Maastricht 1952.
- & KREMP, G.: Augenschiefer und Foraminiferen über Flöz Johann I (Mittlere Bochumer Schichten, Westfal A) als Anzeichen für einen neuen Leithorizont im Ruhrkarbon. — *Glückauf*, **86**, S. 611, Essen 1950.
- KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Ober-Devon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — *Senck. leth.*, **40**, S. 367—387, Frankfurt/Main 1959.
- KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nordhessen. II. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1958, S. 101—113, 5 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1958.
- KUPFAHL, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**, S. 202—214, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 16, Wiesbaden 1958.
- KUTSCHER, J.: Das Luftbild als Unterlage für die geologische Aufnahme. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, Jg. 1959, **111**, S. 778—780, Hannover 1960.
- LAEMMLEN, M.: Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**, S. 215 bis 240, 3 Abb., Wiesbaden 1958.
- Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen. — *Ebenda*, S. 241—268, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
- LAUTERBACH, R.: Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. — *Wiss. Z. der Karl-Marx-Univ. Leipzig*, Jg. 1953/54, math.-nat. Reihe, **3**, Heft 3, S. 223—238, 36 Abb., Leipzig 1953/54.

- PFLUG, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 152—178, 5 Abb., 9 Tab., Taf. 8—10, Wiesbaden 1957.
- PILGER, A.: Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — Geol. Jb., **66**, S. 703—722, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1952.
- Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb., **69**, S. 27—52, 1 Taf., 2 Abb., 3 Tab., Hannover 1954.
- RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**, 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1954.
- Die stratigraphische Bedeutung der oberdevonischen Ostracoden. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1954, **106**, S. 217—226, Hannover 1956.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit geologischer Vorgänge. — Die Naturwiss., **37**, S. 1—8, 4 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1950.
- RÜLKE, O.: Die Schlumberger-Verfahren bei Bohrungen zur Untersuchung von Kohlenfeldern und bei Vorbohrungen für Schachtbauvorhaben. — Geol. Jb., **71**, S. 221—242, 13 Abb., 2 Tab., Hannover 1955.
- SCHAD, ALBERT: Stratigraphische Auswertung von elektrischen Bohrlochmessungen. — Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 364—374, 6 Abb., Hannover 1949.
- SCHAUB, H. & JESSEN, W.: Ein praktischer Fall guter Übereinstimmung von geologischer Feinaufnahme mit elektrischen Bohrlochmessungen im Steinkohlengebirge. — Geol. Jb., **71**, S. 381—384, 1 Taf., 1 Tab., Hannover 1955.
- TOBIEN, H.: Über eine Fernkonnektierung von Schlumberger-Diagrammen im Alttertiär Nordwestdeutschlands. — Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 374—387, 2 Abb., Hannover 1949.
- WENTZLAU, D.: Stratinomische, stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Mittleren Siegener Schichten südöstlich des Siegener Schuppensattels auf den Blättern Freudenberg und Siegen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 157—249, 30 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1960.

Manuskript eingegangen am 5. 4. 1960

Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße¹⁾

Von

REINHARD HEIL, Darmstadt

Mit 4 Abbildungen und den Tafeln 14—15

Inhalt

I. Einleitung	122
II. Die kartierten Gesteine	122
a) Die Magmatite	123
b) Die Schiefer und Schichtgesteine	126
c) Quartäre Bildungen	129
III. Tektonik	131
a) Einzelbeobachtungen	132
b) Die Gänge	133
c) Die einzelnen Störungen	135
d) Ergebnis	141
IV. Zusammenfassung	143
Schriftenverzeichnis	144

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer geologischen Neukartierung der Schollen am Rand des Rheintalgrabens bei Heppenheim, auf denen mesozoische und tertiäre Sedimente erhalten sind. Nicht davon zu trennen war die Kartierung des umgebenden Kristallins. Die Einbeziehung der Ergebnisse verschiedener Bohrungen an der Bergstraße südlich von Heppenheim in die vorliegende Arbeit soll das tektonische Bild des Rheintalgrabenrandes an dieser Stelle vervollständigen. Die Geländearbeit wurde in der Hauptsache im Sommer 1954 und im Herbst 1955 durchgeführt. Nähere Einzelheiten vor allem des stratigraphischen Teils finden sich in meiner Dissertation.

II. Die kartierten Gesteine

Kartiert wurde ein Ausschnitt aus Topogr. Bl. 1 : 25000, Bl. Bensheim. Es springt die Einteilung der Gesteine in drei genetisch-morphologische Gruppen ins Auge:

- a) Die massigen Granite und Diorite i. a. S., die Ganggesteine
und das höchstwahrscheinlich effusive Problematikum.

¹⁾ Abschnitt aus: „Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße und der Abbruch zum Rheintalgraben“. Dissertation Darmstadt 1957. D 17.

- b) Die gefalteten metamorphen Schiefer, die ungefalteten triadischen und tertiären Schichten.
 c) Die fast überall geringmächtigen quartären Bildungen.

a) *Die Magmatite*

Granit i. a. S. (gr)

Bei den dargestellten Plutoniten wurden die alten Bezeichnungen nach C. CHELIUS (1896) in abgekürzter Form beibehalten. Sie erhielten lediglich den Zusatz i. a. S., d. h. „im alten Sinne“ (= im weiteren Sinne). Eine Unterscheidung der Granite i. a. S. entsprechend C. CHELIUS (1896) in „grobkörnigen älteren Granit“ und „Hornblende-granit“ unterblieb auf der Karte. Wegen der verhältnismäßig guten Aufschlußverhältnisse wurde das Gebiet südlich der Erbach eingehender untersucht.

Die Granite i. a. S. südlich der Erbach erscheinen makroskopisch als ein grobkörniges Gestein aus Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende. Schon länger freiliegende Blöcke am Stein-Berg sind infolge selektiver Abwitterung mit Warzen von milchig-trübem Feldspat dicht bedeckt. Hier am Stein-Berg sind besonders viele Schiefer-schollen eingeschlossen, deren Paralleltexur z. T. noch gut erkennbar ist. Das Schiefermaterial ist weitgehend in Biotit umgewandelt.

Es ergaben sich bei drei Integrationen — vom Erbach-Tal (Bl. 6317, r 347498, h 550010), vom Geis-Berg (r 347568, h 549981) und Rotzen-Berg (r 347551, h 549998) — nur geringe Schwankungen um den nomenklatorischen Schwerpunkt (Nomenklatur nach E. TRÖGER 1935):

$$\begin{aligned} \text{Hbl}'\text{Bi}'\text{Leukogranodiorit. Fz} &= 15. \\ \text{Alkalifeldspat/Feldspat} &= 0,14. \text{An}_{37-28}. \end{aligned}$$

Es ist also ein heller Granodiorit mit vorherrschend Biotit und daneben Hornblende als dunklem Gemengteil.

Im Material vom Stein-Berg sind alle Werte in durchaus typischer Weise etwas mehr nach der quarzdioritischen Seite des Nomenklaturschemas verschoben. Es handelt sich um einen

$$\begin{aligned} \text{Hbl}'\text{Bi}'\text{Normalquarzdiorit. Fz} &= 20. \\ \text{Alkalifeldspat/Feldspat} &= 0,12. \text{An}_{40-31}. \end{aligned}$$

Dennoch bildet dieses Vorkommen zweifellos mit den übrigen eine genetische Einheit. Ob dieser Unterschied lediglich auf eine zu geringe Zahl von Messungen, auf fazielle Besonderheiten des Magmas oder auf Resorption von Fremdmaterial (Schiefer) zurückzuführen ist, möchte ich dahingestellt sein lassen.

Zur näheren Charakterisierung der Magmatit-Partien nördlich des ms-Zuges (grobkörniger älterer Granit n. C. CHELIUS 1896) mögen nun die Ergebnisse der Integration von 2 Dünnschliffen aus dem Stadtbach-Tal (Bl. 6317, r 347506, h 550098 u. r 347506, h 550083) folgen. Die beiden integrierten Proben ergaben:

1. Bi'Aploquarzmonzonit/(Aplogranodiorit). Fz = 4.
Alkalifeldspat/Feldspat = 0,40. An₃₅₋₃₁.
2. Bi'Aplogranodiorit. Fz = 5.
Alkalifeldspat/Feldspat = 0,26. An₃₂₋₃₀.

Die zwei mikroskopierten Dünnschliffe unterscheiden sich deutlich von dem Gestein südlich der Erbach durch das gänzliche Fehlen von Hornblende, den bedeutend höheren Alkalifeldspatanteil und die sehr niedrige Farbzahl, während die An-Werte der Plagioklase die gleichen sind.

Damit erscheint eine kartierungsmäßige Trennung des Granits i. a. S. südlich der Erbach, d. h. wohl auch südlich der ms-Zone, und des Granits i. a. S. im Stadtbachtal, d. h. nördlich der ms-Zone, analog dem Vorgehen von C. CHELIUS (1896) gerechtfertigt.

Diorit i. a. S. (di)

Der Diorit i. a. S. erstreckt sich nördlich des Granitgebietes. Granit i. a. S. durchdringt ihn an vielen Stellen und ist also jünger. Besonders in den tieferen Teilen des Hambach-Tales geht der Diorit in granitische Partien über. Aber auch auf der Hubenhecke und nördlich davon wird er vielerorts von gr-Massen durchdrungen, deren Zusammensetzung (Farbzahl!) von heller, aplitähnlicher bis zur typischen Ausbildung reicht. Diorit-Einschlüsse jeder Größe kommen darin vor. Daneben wird er von echten Aplitgängen durchzogen, deren wesentlich langsamer verwitternder Schutt ihn oft gänzlich verhüllt; doch tritt er in vielen kleinen Aufschlüssen (Wegeinschnitten usw.) wieder zutage. Ein Dünnschliff vom Ofen-Berg (Bl. 6317, r 347453, h 550206):

Hbl/Leuko/Normaldiorit (nach dem An-Gehalt der Plagioklase ein Gabbro-Diorit).

Fz = 34. An ₇₀₋₄₀, mit Schwerpunkt zwischen An₅₀₋₄₀.

Lamprophyre

Das gr-Gebiet südlich der Erbach wird von mehreren lamprophyrischen Gängen etwa in nordöstlicher Richtung durchzogen. Lesesteine am südlichen und westlichen Abhang des Vorder-Berges deuten auch dort auf deren Vorkommen hin. Ein Lamprophyre wurde im Diorit nördlich der Hambach festgestellt.

Aplite und Pegmatite

Aplitische und pegmatitische Gänge kommen an vielen Stellen des Kristallins vor. Größere Gänge finden sich auf der Hubenhecke, am S-Hang des Schloß-Berges und auf dem südlichen Essigkamm. Es herrschen Gänge mit aplitischem Charakter vor.

Im ms des Vorder-Berges wurden 5—10 cm breite Quarzgänge mit z. T. gut erkennbarer randparalleler Bänderung gefunden. Ein etwa NS streichender seigerer Aplitgang auf der S-Seite des Vorder-Berges zeigt an beiden Rändern ein Quarzband; Vertikalspalten senkrecht zum Salband sind quarzgefüllt. Bei dem aplitischen Gang entlang der Verwerfung ms/gr auf dem E-Teil des Vorder-Berges ist eine starke Einkieselung der tektonisch breccierten Partien nach der Verwerfung zu festzustellen.

Der Aplitgang auf dem südlichen Essigkamm — der breiteste des Kartiergebietes — bildet morphologisch die Fortsetzung des Essigkamm-Rückens. An vielen Stellen sind Zertrümmerung des Gesteins, ± starke Zersetzung der Feldspäte oder Wegführung der Feldspatsubstanz zu beobachten. So bleibt vielerorts ein notdürftig verkittetes lockeres Haufwerk aus Quarzkörnern mit Einlagerungen von Tonsubstanz und Brauneisen übrig.

Verkieselte Barytgänge

Verkieselte Barytgänge wurden lediglich im gr südlich der Erbach festgestellt. Sie bilden dort oft niedrige Klippen. Vereinzelte Blöcke findet man an vielen Stellen, vor allem auch in der Vorhügelzone südlich des Essigkamms verstreut. Die Gangfüllungen bestehen aus Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt. Wie auch an anderen Stellen des Odenwaldes (C. CHELIUS 1896, J. BARTZ 1950) konnte öfters an den Gangwänden eine Zertrümmerung des Nebengesteins festgestellt werden, die durch nachträgliche Einkieselung wieder verheilt war. Ebenso sind parallel den Gangwänden gebänderte Gangfüllungen nicht selten.

Problematikum (pr)

Dieses Gestein steht in größerer Ausdehnung auf dem Mai-Berg an. Es handelt sich im Handstück um ein buntgeflecktes, dichtes Gestein mit rötlichen bis roten, hell- bis tiefbraunen, gelblichen und grünlichen Farben, die an vielen Stellen in ein zartgetöntes kreidiges Weiß übergehen. Das Gestein ist mürbe; es enthält härtere Partien von Faust- bis Kopfgröße. Im Anschliff erscheint es als ein wirres Gemenge einzelner abgerundeter oder langgezogener höchstens cm-breiter Bröckchen von rötlicher, brauner oder grünlicher Farbe in einem meist helleren, gelblichen bis weißen, oft porösen Zwischenmittel. In vielen Stücken ziehen geradlinig oder schwach gebogen z. T. noch klaffende, z. T. mit feinem Zerreibsel ausgefüllte längere Risse durch das Gestein, an denen sich Brauneisen bevorzugt abgeschieden hat. An Mineralen sind mit bloßem Auge nur vereinzelt kleine Quarze in den gefärbten Bröckchen zu erkennen.

Am W-Rand dieses an einem Weg vom Mai-Berg zum Vorder-Berg aufgeschlossenen Vorkommens steht ein gelblich-graues, feinkörniges, anscheinend feingebanktes Gestein an, das den Eindruck eines tonigen, sehr feinkörnigen Sandsteins macht, das aber trotzdem kontinuierlich in die vorher erwähnte Ausbildung übergeht. Der N-Hang des Mai-Bergs ist so dicht mit Lesesteinen bedeckt, daß die Fortsetzung des Vorkommens hier zweifelsfrei sichergestellt werden konnte. An der östlichen Verbreitungsgrenze wurde eine längliche Platte von über $\frac{1}{4}$ m² gefunden, die in der Längserstreckung deutlich grob gerieft ist. Das gelblich-weiße feinkörnige Material bildet etwa $\frac{1}{2}$ cm dicke schwachwellige Lamellen, die von porösen brauneisenhaltigen Zonen getrennt werden. Parallel dazu verlaufen in den Lamellen kieselige Lagen. Bei dem soeben beschriebenen Vorkommen am Mai-Berg wurde nirgends ein Übergang des Gesteins in ein anderes, sei es durch Verwerfung, Kontakt oder Auflagerungsfläche im Aufschluß beobachtet.

Die mikroskopische Untersuchung ergab: In einer Grundmasse aus Tonmineralen und langgestreckten Serizitflocken, die z. T. deutliche Einregelung zeigen, liegen Quarze entweder inselförmig als grobes Pflaster oder feinkörnig-zerstreut. Sie waren ursprünglich xenomorph-lappig als grobes Pflaster ausgebildet, wurden dann aber angeknackt, daß der Zusammenhalt in größeren Paketen gewahrt blieb, oder zu feinsten Splittern zerbrochen und ausgewalzt. Der Quarzanteil schwankt stark von Schliff zu Schliff. Daneben findet man z. T. große Albite, sowie Kalkkalifeldspäte mit Zwillingslamellierung (eine Messung: Periklin-Aklin-Gesetz, An_{28}), \pm stark serizitisiert. Die Feldspäte waren ursprünglich idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Auch sie erscheinen entweder als größere zusammenhängende Bruchstücke oder zu einem feinen Mehl verschmiert. Zwischen den grobkörnigen Teilen des Gesteins mit \pm starker Katalase findet man breite Bänder mit allerfeinstem Zerreibsel oft nester- oder aderförmig von Brauneisen durchzogen.

In seiner räumlichen Ausdehnung erscheint das Gestein makro- und mikroskopisch im W (Störungsgrenze mit gr) in sehr feinkörniger Ausbildung (siehe oben) ohne Erhaltung der Feldspäte: Mylonit. Einige m weiter nach E wird das Gestein von einem dichten Netz mm- bis cm-breiter Bereiche feiner Zerreibung durchsetzt; die dazwischen stehengebliebenen cm-großen Bröckchen mit erkennbaren Feldspäten werden von einem engmaschigen Bruchliniennetz durchzogen, das die einzelnen Mineralkörner in noch kleinere Bruchstücke teilt: Kataklasit, mylonitisch durchwoben. Weiter nach E sind die Bröckchen größer, die Feldspäte darin besser erhalten, das Maschennetz der Bruchlinien ist größer als die Einzelkörner: Mikrobrecce, mylonitisch durchwoben. An der E-Grenze der Verbreitung (Übergang in ms) schließlich wurde eine Platte mit Lamellentextur gefunden (siehe oben).

Faßt man alle Beobachtungen zusammen:

1. feststellbare primäre Bestandteile: Quarz, Albit, Oligoklas,
2. Laminationsgefüge,
3. Kataklaste und Mylonitisierung,

so handelt es sich um ein altes, wohl permisches, saures Ergußgestein etwa von Art des Quarzporphyrs. Das Gestein wurde durch Schollenbewegungen bei der Rhein-grabenbildung im Laufe der Zeit tektonisch zerrüttet und zermalmt, und zwar am stärksten an seiner westlichen, am schwächsten an seiner E-Seite. Die stärkere Zermalmung an der W-Grenze wurde wohl bewirkt durch hier stärkere relative Dislokationsbewegungen, sowie durch die größere Härte des angrenzenden gr gegenüber dem ms auf der anderen Seite.

b) Die Schiefer und Schichtgesteine

Metamorphe Schiefer (ms)

Ein breiter Streifen metamorpher Schiefer zieht in nordöstlicher Richtung vom Erbach-Tal am Essigkamm über den Vorder-Berg nach dem Stadtbach-Tal am Brotzersheck. Aber auch weiter abwärts im Stadtbach-Tal bis fast zu den beiden Pegmatitgängen am Schloß-Berg wird im gr in vereinzelt Schollen ms gefunden; Bezeichnung: (ms). Desgleichen finden sich zwei isolierte Vorkommen in tektonisch gestörten Zonen im di nördlich der Hambach; Bezeichnung: (ms). Einschlüsse von ms erscheinen vor allem im gr des Stein-Bergs. Es sind linsenförmige Einschlüsse von höchstens einigen dm Länge mit z. T. noch erhaltener Paralleltextrur. Ihr Hauptbestandteil ist Biotit. Die Schieferungsflächen der ms sind oft krummschalig-bucklig. Sie fallen ziemlich einheitlich nach NNW ein.

Auf dem Vorder-Berg und an vielen Stellen im Stadtbach-Tal sind Lagen von Kie-selschiefer (die Grauwackenhornfelse von C. CHELIUS) zu beobachten: heller oder dunkler grau bis schwärzlich, dicht, in splittrige Scherben zerbrechend, dünnplattig bis bankig. An vielen Stellen ist lagenweise von gr injizierter Schiefer aufgeschlossen, so u. a. am Beginn des Fahrwegs zum Essigkammsteinbruch im Erbach-Tal, auf dem N-Hang des Vorder-Bergs, am ms-Vorkommen nordwestlich des Brotzershecks und in den mit (ms) bezeichneten Vorkommen im Stadtbach-Tal. Immer handelt es sich um Injektionen in die dünnschieferigen, glimmerreichen Schieferlagen, nie in die

plattig-bankigen Kieselschiefer. Diese gr-nahen ms-Partien bis hin zum unmittelbaren Kontakt gleichen makroskopisch überall den Schiefen im Innern des Komplexes. Eine stärkere Kontaktwirkung des intrudierten gr auf die Schiefer ist dadurch in Frage gestellt.

Daneben sind am S-Hang des Brotzershecks (r 347582, h 550098) \pm quarzreiche Amphibolite aufgeschlossen, dunkelgraue bis fast schwarze, zähe, splittrig brechende Gesteine in ziemlich steil nach N einfallenden Bänken.

Rote Schieferletten des Unteren Buntsandsteins (su)

Die Schieferletten wurden festgestellt in einem Zwickel zwischen gr und sm am N-Hang des Mai-Bergs, an verschiedenen Stellen am N-Hang des Schloß-Bergs, am Fuß des Steinkopfs im Hambach-Tal, sowie in einem Streifen vom Hambach-Tal zum Ofen-Berg hin. Sie sind in der Regel zu tiefrotem, kalkfreiem Ton verwittert. In dem Streifen vom Hambach-Tal zum Ofen-Berg hin wurden vereinzelt auch stark tonige Sandsteinbrocken gefunden: tiefrot, bisweilen buntgefleckt oder -geflammt, feinstkörnig, mit feinverteilten Serizitschüppchen. Das weist auf das Vorkommen von Tigersandstein hin.

Mittlerer Buntsandstein (sm) mit Ecks Konglomerat (E)

Mittlerer Buntsandstein baut den Kern der Heppenheimer Vorbergzone, den Schloß-Berg, und daran anschließend einen Teil des Mai-Bergs auf. Nördlich des Schloß-Bergs steht sm, von vielen Verwerfungen durchzogen, mit su wechselnd am Steinkopf an.

Die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins sind feinkörnig, kalkfrei und haben kieseliges Bindemittel. Ihr ursprüngliches Rot ist zu einem hellen Braungelb bis schmutzigen Weiß gebleicht. Die Sandsteine sind so mürb, daß sie als Bausteine nicht geeignet sind. Die intensive Bleichung des Sandsteines wurde ermöglicht durch seine starke Zerrüttung im Zuge der Rheingrabenbildung. Neben der Beteiligung CO₂-haltiger Thermalwässer ist eine Mitwirkung von Tagwässern beim Bleichvorgang wahrscheinlich. Nach W. CARLÉ (1957) ist die geringe Besetzung großer Spaltenzüge, wie etwa der Bruchränder des Oberrheintal-Grabens, mit Thermalwässern erstaunlich. „Doch sehen wir heute nur ein Augenblicksbild; Bleichung, Verkieselung und Barytisierung längs der Randspalten erweisen eine auf die Länge der Zeit recht engständige Besetzung durch Thermalwasser-Aufstiege.“ Dazu ist zu sagen, daß die Wegsamkeit für Thermalwasseraufstiege in unmittelbarer Nachbarschaft starker Vertikalbewegungen in vielen Fällen durch die Schließung von Spalten eher kleiner als größer wird. — Gegen eine Bleichung vorwiegend durch Thermalwässer spricht die Tatsache, daß nur der Mittlere Buntsandstein gebleicht ist samt Tongallen und dünnen Letten-einlagerungen (W. HOPPE 1926), nicht aber die unterlagernden Schieferletten des Unteren Buntsandsteins. Beim Heppenheimer Mittleren Buntsandstein dürfte so eine längere Exposition des stark zerrütteten Gesteins gegenüber Tagwässern zumindest mit für die Bleichung verantwortlich sein.

Die unteren Lagen des bei Heppenheim anstehenden sm sind am besten im ehemaligen Steinbruch auf dem Mai-Berg, die oberen Lagen dagegen in dem großen Stein-

bruch unterhalb der Starkenburg aufgeschlossen. In den unteren Lagen kommen in durchlaufenden Horizonten oder vereinzelt farblose oder bunte Quarzgerölle von Erbsen- bis höchstens Walnußgröße vor: Zone des Eckschen Konglomerats (E).

Mitteloligozäner Meeressand (me)

Diese tertiäre Bildung schließt sich südlich an den Buntsandstein des Mai-Bergs an. So tritt me zutage am SW-Abhang des Mai-Bergs, südlich der Erbach im Erbach-Tal und auf dem Rücken des Essigkammes. Von dort setzen sich die beobachteten Vorkommen in südwestlicher Richtung fort über die verschiedenen Stufen der Vorhügelzone bis zur Odenwaldquelle, wo me im Liegenden von Rupelton durch mehrere Bohrungen festgestellt wurde.

Der Meeressand ist vor allem in dem Steinbruch auf dem Essigkamm (r 347484, h 550000) aufgeschlossen. Es ist ein meist feinkörniger, quarzitischer, hellgrauer bis gelblicher Sandstein mit partieweise stark angereicherten gelblich-weißen Kaolinknöllchen (mit Durchmessern von Bruchteilen eines mm bis 1 cm, durchschnittlich 0,25—0,50 cm). An manchen Stellen sind Milchquarzgerölle häufig. Der Essigkammsteinbruch besteht aus drei Etagen. Bis vor kurzem ging der Abbau lediglich noch auf der untersten Etage vor sich. Während in der untersten Etage des Bruchs massige, nur undeutlich oder gar nicht gebankte harte Quarzite mit sehr viel Kaolinknöllchen anstehen, sind die Partien nach oben zu ein hellgrauer, feinkörniger, mürber, deutlich gebankter Sandstein mit tonigem Bindemittel und vereinzelten Serizitschüppchen, meist ohne Kaolinknöllchen. Flecken, konzentrische Streifen oder Bänder von Brauneisen erscheinen häufig auf den Bruchflächen des porösen Gesteins. Auf Klüften und in Nestern findet sich brauner, roter, gelber und weißer Ton mit z. T. deutlicher Überußschichtung. Hier kommt auch an einigen Stellen Bleiglanz in bis mehrere cm großen grobkristallinen Aggregaten vor.

Der me ist das Aufbereitungsprodukt einer Küstensee. Als Materiallieferanten sind zu erkennen (in Klammern die größten gemessenen jeweils längsten Durchmesser der eingeschlossenen Gerölle)

1. der gr des Odenwaldes:

Die Kaolinknöllchen (1 cm) stellen zersetzte Feldspäte dar, die unzersetzt eingebettet wurden.

2. Gänge im gr des Odenwaldes:

Vereinzelt findet man flachovale Einschlüsse (1½ cm) von dunklen Ganggesteinen des Odenwaldes, darum im Querschnitt konzentrische Ringe aus Brauneisen.

3. die metamorphen Schiefer:

Am S-Hang des Mai-Bergs wurde ein me-Brocken mit parallelepipedisch begrenzten gebleichten Schieferstückchen (3 cm) mit deutlicher Schieferung gefunden (im gleichen Brocken große Buntsandsteingerölle).

4. der Mittlere Buntsandstein:

Sehr häufig — vor allem in kaolinreichen Lagen — sind gebleichte abgerundete sm-Gerölle (4 cm) zu beobachten. Daneben findet man in einzelnen Horizonten Milchquarzgerölle (1½ cm), die sicher mindestens zum großen Teil aus dem Eckschen Konglomerat stammen.

Die Einschlüsse im me des Essigkammes weisen auf eine Küste hin, die aus gr, ms und sm bestand. Den größten Anteil an den Einschlüssen hat der gr in Form von Kaolinknöllchen. Dazu kommen als Überreste von Organismen Baumstämme, Pflan-

zenhäcksel und Blattabdrücke. Die Baumstämme und das Pflanzenhäcksel sind immer in schichtparalleler Lagerung zu finden. Die Stämme sind durch Sedimentdruck so zusammengedrückt, daß ihre Querschnitte Ellipsen mit dem Durchmesser Verhältnis 1 : 2 darstellen (größter gemessener Durchmesser 10 cm). Diese pflanzlichen Fossilien sind stark verkieselt. Ein geringer Teil der sehr stark inkohlten organischen Substanz ist noch erhalten. Außerdem findet man zuweilen isolierte Blattabdrücke. Diese sind in der Regel unvollständig und sehr schlecht erhalten. Soweit eine ungefähre Bestimmung überhaupt möglich war, ergaben sich Hinweise auf

1. Konifere: Nadeln,
2. Taxodiacee (Mammutbaum oder Sumpfpypresse): Blatt,
3. Leguminose (? *Cassia berenices* UNGER): Blätter,
4. Fächerpalme (*Sabal haeringiana* UNGER): Blattstengel.

Baumstämme und Pflanzenhäcksel finden sich ausschließlich in den unteren mehr massigen sehr kieseligen Partien des me an solchen Stellen, wo der Kaolinknöllchenanteil im Gestein gering ist. Die Blattabdrücke dagegen kommen nur weiter oben vor in feinsandigem, tonreicherem Material ohne Kaolinknöllchen. In dem letztgenannten Material wurden hie und da auch plattgedrückte Ausgüsse von Wurmgingen gefunden. Sonst wurden keinerlei tierische Lebensspuren oder Fossilien festgestellt.

c) Quartäre Bildungen

Die Bergsträßer Diluvialterrasse

Die Bergsträßer Diluvialterrasse erstreckt sich am Gebirgsrand etwa von 110 bis 130 m NN in wechselnder Ausdehnung. Ihr ist ein nach N schmaler werdender Streifen am SN verlaufenden Gebirgsrand zwischen der Bombach und Erbach zuzurechnen, der ohne größere Aufschlüsse und von \pm stark umgelagertem Flugsand bedeckt ist. Seine nördliche Fortsetzung findet dieser Streifen zwischen Erbach und Stadt-Bach, auch hier von einer (dünnen) Flugsandschicht bedeckt. Am NNW verlaufenden Fuß des Schloß-Berges fehlt die Terrasse. Erst nördlich des Land-Berges erreicht sie wieder größere Ausdehnung. Hier ist die Terrasse durch Sandgruben gut aufgeschlossen.

In den Aufschlüssen der Bergsträßer Diluvialterrasse vor allem zwischen Bensheim und Heppenheim sind zu erkennen: Graue Sande mit vorwiegend Neckarmaterial, darüber Gelbe Sande, aus Odenwaldmaterial und umgelagerten äolischen Sedimenten bestehend. An Fossilien, die im Laufe der Zeit aus der Bergsträßer Diluvialterrasse (Gelbe Sande) geborgen wurden, konnten ermittelt werden: *Mammonteus primigenius* (BLUMENB.), *Equus* sp., *Tichorhinus antiquitatis* (BLUMENB.), *Sus scrofa* L., *Megaceros* sp., sowie Bovidenreste, was die Gelben Sande als jungpleistozäne Bildung erweist. Über die Altersstellung der Grauen Sande innerhalb des Pleistozäns kann, außer daß sie wohl erheblich älter sind, nichts ausgesagt werden.

Löß (dl)

Der Löß bedeckt mit z. T. viele m betragender Mächtigkeit weitgehend die Hänge nach der Rheinebene und den Odenwaldbächen zu. Tiefe Hohlwege sind überall in ihm eingeschnitten. An vielen Stellen — vor allem des nördlichen Kartiergebiets zwischen Schloß-Berg und Hubenhecke — finden sich in ihm Nester von Schneckenschalen

(Weinberg- und andere rezente Schnecken), Lagen von gr- oder di-Grus oder Sand, sowie Linsen mit zerbrochenen, wirt durcheinanderliegenden Lößkindeln. All das deutet auf seine dejektive Natur. Daß diese Verschwemmung mit oder ohne Beimischung von Fremdmaterial auch heute noch in starkem Maße vor sich geht, sieht man daran, daß der me-Steinbruch am W-Hang des Essigkamms (r 347470, h 549984) heute so vollständig von Löß überflossen ist, daß dort kein me mehr zu finden ist, während er C. CHELIUS vor 60 Jahren noch zugänglich war. Auch G. KLEMM und W. WAGNER konnten in diesem Steinbruch 1927 noch Fossilien sammeln (nach persönlicher Mitt. durch Herrn Prof. Dr. W. WAGNER). So hat auch der zwischen Landes-Irrenanstalt und Odenwaldquelle zungenförmig in das Gebiet des Flugsandes df hineinragende Löß z. T. den heute darunter liegenden Flugsand überflossen, wie bei dem Aufschluß südlich der Landes-Irrenanstalt deutlich zu beobachten ist (r 347438, h 549964). Während diese \pm deutlich erkennbaren Anzeichen für z. T. sicher mehrmalige Umlagerung des Löß bis zur Gegenwart vor allem am Fuß von Abhängen und an diesen selbst zu finden sind, ist die Lößbedeckung der Bergrücken wie auch einiger flacher Kuppen kaum umgelagert.

Flugsand (df)

Am Aufbau der Bergsträßer Diluvialterrasse nördlich und südlich von Heppenheim ist \pm verschwemmter Flugsand oberflächlich beteiligt.

Gehängebildungen (G)

Die Gehängebildungen entstanden in der Hauptsache im Pleistozän. So verhüllt z. B. den N-Hang des Schloß-Berges eine mächtige Decke aus Gehängeschutt und Löß. Am NW-Abhang schiebt sich eine durch die Straße nach Unter-Hambach gut aufgeschlossene Folge von Bachkiesen und festgepacktem scharfkantigem Schutt, von Lößlehm bedeckt, zungenförmig nach N und lenkt die Hambach kurz vor ihrem Eintritt in die Ebene noch einmal nach N ab.

Mächtige Gehängebildungen finden sich infolge der starken tektonischen Bewegungen am Rand der Rheinebene. Ihre mannigfaltige Zusammensetzung auf den \pm abgesunkenen Schollen bei der Odenwaldquelle konnte durch viele hier niedergebrachte Bohrungen besonders gut studiert werden.

Bohrung **Strauch 1** der Karte, im Auftrag des Besitzers der Odenwaldquelle, Herrn H. Strauch, 1954 etwa 20m östlich der Odenwaldquelle, 110m NN (Die lufttrockenen Bohrproben wurden von mir begutachtet):

0— 6,50 m	Gehängeschutt (Lößlehm, Sand, Granitgrus), gelb, dazwischen graue Tonschmitzen (umgelagerter Rupelton), alles kalkfrei	Pleistozän
— 7,00 m	roter Ton (umgelagerte rote Schieferletten des su?), Sandsteinbrocken	
— 9,50 m	grauer Ton, etwas sand- und kalkhaltig	
—15,00 m	hellgrauer Ton, kalkig	Rupelton
—20,70 m	hellgrauer Ton, kalkhaltig, blättrig	
—24,00 m	lagenweise von Bitumen imprägnierter Sandstein	
—26,10 m	bitumenimprägnierter Sandstein, nach unten in hellen Sandstein übergehend, kalkfrei	Meeressand
—27,00 m	bitumenimprägnierter Sandstein	
—27,40 m	hellgrauer Ton, mit grobem Sand, kalkfrei	

—32,00 m	schwach mit Bitumen imprägnierter Sandstein	
—40,00 m	kaum noch mit Bitumen imprägnierter Sandstein, mit hellem Glimmer	Buntsandstein

Bohrung **Strauch 2** der Karte im Auftrag des Besitzers der Odenwaldquelle 1954 etwa 40 m nw der Odenwaldquelle, 105 m NN, niedergebracht, ergab nach den mir gezeigten lufttrockenen Bohrproben:

0— 1,80 m	Gehängeschutt (Lößlehm, Sand, Granitgrus)	Pleistozän,
— 6,70 m	Schwemmlöß, schwach verlehmt, me-Bröckchen	ab 6,70 m
—13,00 m	grünlicher Granitgrus vermischt mit Sand, Löß, me-Bröckchen	allmählich
—17,00 m	verlehmtter roter Granitgrus mit weißen Kaolinknöllchen und zwischengeschalteten grünen Lagen, alles kalkfrei	übergehend
—23,00 m	verlehmtter grünlicher Granitgrus, kalkfrei	in ±
<hr/>		umgelagertes
—24,20 m	grünlicher Granitgrus, kalkfrei	? Pliozän
—67,60 m	grauer bis schwarzer bituminöser Ton, z. T. etwas sand- und kalkhaltig, dazwischen me-Material	Rupelton + Meeressand, wahrscheinl. tektonisch ± zerrüttet und verknetet

Diese Schichten, Schmitzen von umgelagertem Rupelton enthaltend, waren auch in einer Baugrube, sowie am Wegeinschnitt nördlich der Odenwaldquelle zeitweise gut aufgeschlossen, überlagert von Schwemmlöß mit me-Brocken und sm-Blöcken, z. T. gelbbraun, z. T. stärker gebleicht. Größere Reste derartig bunt verwitterten Granits in situ finden sich von Löß bedeckt zwischen Essigkamm und Stein-Berg.

Holozäne Anschwemmungen (as)

Den Übergang von den vorstehend besprochenen pleistozänen Ablagerungen zu den holozänen Bildungen stellen vor allem die schon besprochenen Schwemmlöse dar, deren Umlagerung bis zur Gegenwart andauert. Alle Rinnen und Mulden der Bergehänge sind neben dem Grus des in der Nähe anstehenden Kristallins vor allem mit umgelagertem Lößlehm angefüllt. Schlick-, Sand-, Grus- und Geröllschichten bedecken den Boden der größeren Täler. Vor dem Gebirgsrand haben die zahlreichen Odenwaldbäche vor allem das feinere Material, Sand und Schwemmlöß, zu mächtigen Schwemmkegeln angehäuft, deren Form durch die 100 m-Höhenlinie gut umrissen wird. Die Schwemmkegel der einander näher gelegenen Bäche verzahnen sich seitlich miteinander, wie das besonders deutlich die Schwemmkegel von Hambach, Stadtbach und Erbach zeigen, auf denen die neueren Stadtteile von Heppenheim stehen (im Gegensatz zu dem mittelalterlichen Stadtkern auf der Bergstraßeer Diluvialterrasse).

III. Tektonik

Das kartierte Gebiet zeigt einen kleinen Ausschnitt aus der großen Verwerfung, die die Randberge des Odenwaldes von der Tiefebene des Rieds trennt. Geht man von W auf die Bergstraße zu, gelangt man bei der vielfach nach W ausgebuchteten 97,5 m-Höhenlinie auf die flachen Schwemmkegel der Odenwaldbäche. Etwa bei 110 m über-

schreitet man die Hauptverwerfung, die — morphologisch sehr auffällig als Steilanstieg ausgebildet — Odenwald und Ried voneinander scheidet. Steigt man jetzt weiter nach E an, gelangt man nach durchschnittlich 1—1½ km über die Vorbergzone auf die ersten Erhebungen des Odenwaldes mit Höhen von 270—290 m. Lediglich der unmittelbar am Steilabfall des Odenwaldes zum Ried gelegene 294 m hohe Schloß-Berg überragt die Erhebungen seines unmittelbaren Hinterlandes. In dem Streifen der Vorbergzone — der Bergstraße — sind Gesteine des Odenwaldes staffelförmig gegen das Ried zu abgesunken. An der Bergstraße bei Heppenheim stoßen nun nicht, wie zumeist sonst, die kristallinen Gesteine des nordwestlichen Odenwaldes hart an die Hauptverwerfung, sondern es sind noch Buntsandstein- und Tertiärschollen dazwischen geschaltet.

Die Richtungsbezeichnungen werden im Sinne von W. CARLÉ (1950) gebraucht. Der überdies gebrauchte Ausdruck „variszisch“ bezeichnet (im Gegensatz zu dem überregional gebrauchten, quantitativ fixierten „erzgebirgisch“) die regionale, also quantitativ nichtfixierte Streichrichtung des variszischen Gebirges, also im untersuchten Gebiet N 55—60° E (vgl. G. KLEMM 1929a).

a) Einzelbeobachtungen

Die Brecciiierung und Mylonitisierung des Problematikums wurde schon beschrieben, desgleichen die Einkieselung eines tektonisch brecciierten Aplitganges auf dem Vorder-Berg.

Der nordöstlich der Hubenhecke anstehende gr ist an vielen Stellen tektonisch brecciiert. Größere abgerundete Bestandteile, die mehr als Faustgröße erreichen können, liegen in einer dichten braunen Masse, die überall von kleinen, höchstens 1 cm großen Splintern durchspickt ist (Fig. 1). Dieses allerfeinste Zerreibsel zwischen den Splintern wird von Kieselsäure und Brauneisen verkittet. Ein von diesem Material angefertigter Dünnschliff (Nr. 27) zeigt Inseln von großen xenomorph-rundlichen Quarzen und großen Albiten, dazu schriftgranitische Bildungen, vereinzelt Plagioklase mit Zwillingslamellierung, sowie einige Biotitflockchen. Zwischen diesen großen Komplexen liegen in einer durch Brauneisen opaken Zwischensubstanz viele Quarzsplitter (Fig. 2). Tektonische Bewegungen erzeugten hier im gr außerdem ein charakteristisches Kluftsystem (Fig. 3). Der gr der Zerrüttungszone westlich des breiten Aplitganges auf dem südlichen Essigkamm zeigt äußerlich nicht viel von seiner starken Zertrümmerung. Er erscheint als ein Gestein aus blaßrötlichen Feldspäten, farblosen Quarzen, durchzogen von Nestern weißlichgrüner poröser Zersetzungsprodukte. Das mikroskopische Bild zeigt überwiegend Plagioklas und Quarz, daneben Orthoklas. Das Ganze ist weitgehend zerbrochen in größere kompakte Bereiche inmitten von feinem kaolinisiertem Zerreibsel mit Quarzsplittern und etwas Brauneisen.

Übereinstimmend findet man in allen zertrümmerten quarzreichen Gesteinen zwischen größeren ± intakten Bereichen Quarzsplitter in einer feinermahlenden Zwischensubstanz, die aus den anderen durchweg weicheren Mineralen gebildet wurde und die zudem noch im Gegensatz zum Quarz z. Zt. der tektonischen Beanspruchung noch mehr von ihrer Festigkeit durch Zersetzung eingebüßt hatten. In den Zerreibungszonen langsam zirkulierende eisenhaltige Wässer hinterließen Brauneisen, das beson-

ders deutlich die brecciöse Textur hervortreten läßt. Durch Zersetzung des feinen Zerreibsels freigesetzte Kieselsäure konnte wieder zur Verfestigung des Trümmergesteins beitragen.

b) Die Gänge

Aplit- und Pegmatitgänge, granitische Intrusionen

Aplit- und Pegmatitgänge finden sich im gesamten Kristallin (gr, di, ms). Ihre Mächtigkeit schwankt von über 50 m bis zu Trümmern von einigen dm, ja cm: Der Gang im gr des südlichen Essigkamms ist etwa 65 m breit, ein Gang im ms des östlichen Vorder-Bergs etwa 35 m, der Gang im gr des Maiberg-N-Hanges 15 m. Auch der di weist mächtige Aplitgänge auf: östlich des Steinkopfs und am E-Abhang der Hubenhecke. Am SE-Hang des Schloß-Berges bilden zwei fast parallele Pegmatitgänge mächtige Riffe. Zu den schmalsten Gängen wiederum gehört ein 20 cm breiter Aplitgang im di östlich der Starkenburg, sowie einige parallele Gängchen von 3—10 cm Breite im gr des Stadtbach-Tals. Vor allem der di ist neben mächtigeren von vielen schmalen Aplitgängchen durchtrümmert.

Betrachtet man das Streichen der Gänge, so lassen sich gewisse bevorzugte Richtungen feststellen.

Die seigeren Gänge

- Die breiten i. a. gut verfolgbaren Gänge im di am E-Abhang der Hubenhecke (5 m breit) N 135° E
südöstlich der Starkenburg (2 m breit) N 140° E
(Dieser Gang wurde nur im Aufschluß festgestellt)
im gr am SE-Hang des Schloß-Bergs
a) (etwa 30 m breit) N 165° E
b) (etwa 20 m breit) N 155° E
am N-Hang des Mai-Bergs (15 m breit) N 145° E
auf dem südlichen Essigkamm (etwa 65 m breit) N 165° E
Alle diese Gänge streichen zwischen N 135 und 165° E. Ihr mittleres Streichen N 150° E steht senkrecht auf dem hier bestehenden (G. KLEMM 1929 a) Generalstreichen des variszischen Gebirges von N 60° E. Die Gänge erfüllen breite seigere Dehnungsspalten des variszischen Gebirges. Die nachstehend beschriebenen i. a. schmälere Gänge streichen nicht so einheitlich.
- Ungefähr im variszischen Streichen verläuft nur ein mindestens 3 m breiter Gang im ms des östlichen Vorder-Berges; er ist vielleicht durch tektonischen Versatz an der benachbarten Verwerfung in diese Lage gekommen: N 50—60° E. Eine ausgezeichnete Klüftung steht senkrecht auf der Verwerfung.
- In rheinischer Richtung verlaufen ein Gang im di östlich des Steinkopfs: N 10° E, sowie ein Gang im ms des Vorder-Bergs: N 5—10° E.

Die schräg einfallenden Gänge im Stadtbach-Tal (gr), östlich der Starkenburg (di), im Hambach-Tal (di) und westlich der Hubenhecke (di) haben Breiten von einigen cm bis 120 cm. Alle streichen steilherzynisch bis auf einen N 165° E streichenden Gang westlich der Hubenhecke. Ihr mittleres Streichen von N 125° E bildet einen Winkel von 25° mit dem mittleren Streichen der breiten seigeren Gänge. Ihr Einfallen beträgt überall 60—70° nach SW oder NE. Diese Gänge füllen Spalten aus mit einem Einfallen ähnlich dem von Abschiebungen. Es sind zu schmalen Spalten erweiterte

Scherklüfte. Im Gegensatz zu den seigeren Spalten verhindert der vertikal wirkende Schweredruck das breite Aufreißen schräg einfallender Spalten. Obwohl sicher viele Scherklüfte mit dem antivariszischen Streichen der breiten Gänge vorhanden sind, wird wahrscheinlich ihr Aufreißen (als Vorbedingung für eine nachfolgende Gangfüllung) bevorzugt gewährleistet, wenn sie in einem bestimmten Winkel zur antivariszischen Richtung streichen. Bei den breiteren Gängen manchmal zu beobachtender salbandparalleler Aufbau aus gröber- und feinerkörnigen Partien weist auf Öffnung der Spalten in mehreren Rucken hin. Ein etwa NE streichender Aplitgang im ms des östlichen Vorder-Bergs wurde tektonisch brecciirt und darauf teilweise eingekieselt. ± vollständig wieder verkittete Aplitbreccien wurden auch gefunden im vorspringenden gr-Zwickel auf dem Schloßberg-S-Hang an der Verwerfung gegen sm, sowie im Aplit auf dem südlichen Essigkamm. Die an einigen Stellen im Hambach-Tal und auf der Hubenhecke aufgeschlossenen gr-Intrusionen im di weisen Breiten von 10 m und mehr auf; im Gegensatz zu den antivariszisch streichenden breiten Aplitgängen streichen sie variszisch bei seigerem Einfallen: Aufreißen durch Druck von unten? Schräg einfallende gr-Gängchen geringer Mächtigkeit lassen sich mit den schräg einfallenden Apliten vergleichen.

Lamprophyrische Gänge

sind im Kartiergebiet bei weitem nicht so verbreitet wie aplitische. Lesesteine am südlichen und westlichen Abhang des Vorder-Bergs deuten auf dort anstehende Lamprophyre.

Gänge von verkieseltem Baryt

durchziehen das gr-Gebiet südlich und östlich des Essigkamms. Sie fallen seiger ein und weisen i. a. Breiten von einigen m auf. Der mächtigste Gang, am Stein-Berg, aus dem auch Steine gewonnen wurden, ist etwa 20 m breit. An sechs Stellen konnte das Gangstreichen gemessen werden. Überall wurde eggisches Streichen festgestellt: an fünf Stellen N 170° E, an einer weiteren N 150° E. Man kann einige der eingezeichneten Gangabschnitte miteinander verbinden, wodurch ihre Gesamtzahl auf vier erniedrigt würde. Parallel zum großen N 170° E streichenden Gang auf dem Stein-Berg angeordnete Blöcke lassen einen weiteren Gang dieser Richtung vermuten (siehe Karte). Es würden sich dann ergeben

vier Gänge, N 170° E streichend,

ein Gang, N 150° E streichend. Letzterer nur 1,50 m breit.

Große Blöcke verkieselten Schwerspats an vielen Stellen im gr südlich der Erbach lassen weitere Gänge vermuten.

Zertrümmertes Nebengestein, das durch spätere Einkieselung wieder verheilte, weist in Übereinstimmung mit M. PFANNENSTIEL (1927) auf eine Spaltenbildung in zwei Phasen hin: Erst erfolgte vielfach eine Bewegung an geschlossener Kluft, wobei es zu mechanischen Zertrümmerungen kam, dann klappte die Spalte und wurde mit Schwespat ausgefüllt. Zum Teil zu beobachtende salbandparallele Bänderung ist auf mehrmaliges Aufreißen der Spalten zurückzuführen. Das Vorherrschen der Richtung N 170° E entsprechend dem Generalstreichen der Hauptverwerfung gegenüber der genau antivariszischen Richtung N 150° E eines nur 1,50 m breiten Ganges weist

jedenfalls im Gegensatz zu den aplitischen und lamprophyrischen Gängen des Gebiets, bei denen variszische Bezugsrichtungen am stärksten ins Gewicht fallen, auf eine Entstehungszeit hin, in der die variszische Tektonik von den Bauelementen des heutigen Rheingrabens überprägt wurde. Andererseits weist aber das nach anderen Kartierungen des Bergsträßer Odenwaldes doch nicht seltene antivarisische Gangstreichchen auf das Wirksambleiben variszischer Richtungen und Gegenrichtungen hin. J. BARTZ (1950) nimmt an, daß bei der großen Zahl und weiten Verbreitung der Schwespatvorkommen in den kristallinen Gesteinen des Odenwaldes die Verkieselung bis zu einem relativ gleichmäßigen Niveau wahrscheinlich ist. Wenn heute der Verkieselungshorizont im Odenwald nach der Bergstraße zu aufgebeult erscheint, muß die Verkieselung vor der aus anderen Erscheinungen (Terrassen) erschlossenen verstärkten Heraushebung des Bergsträßer Odenwaldes stattgefunden haben. Die Verkieselung muß also etwa im Pliozän abgeschlossen gewesen sein, bis zu welchem Zeitpunkt auch wohl die Verkieselung des mitteloligozänen Meeressandes am Essigkamm beendet war, da die spätestens jetzt einsetzenden verstärkten tektonischen Beanspruchungen offensichtlich schon ein verfestigtes, unter geringerem hydrostatischen Druck splitternd reagierendes Gestein zerrütteten.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Breite seigere aplitisch-pegmatitische Gänge, antivarisisch streichend, erfüllen Dehnungsspalten in der Druckrichtung der variszischen Orogenese. Wenige rheinisch verlaufende seigere Gänge weisen auf horizontale Scherbewegungen hin. Die durchweg schmalen, schräg einfallenden Gänge, steilherzynisch streichend, erfüllen zu schmalen Spalten erweiterte Scherklüfte. Die rheinische bis schwäbische Streichrichtung der wenigen festgestellten Lamprophyre läßt sich dem Streichen der aplitisch-pegmatitischen Gänge nicht zuordnen, was auf eine andere (wohl spätere) Bildungsphase hinweist. Die Barytgänge verlaufen bis auf eine Ausnahme (steilherzynisch) eggisch. Das — neben anderen Momenten — läßt eine Entstehung nach Abschluß der variszischen Orogenese vermuten.

c) Die einzelnen Störungen

Die Störungen im Gebiet von Steinkopf und Hubenhecke

Im Gebiet des di wurden nur vereinzelt Verwerfungen beobachtet. Im äußersten N des Gebiets ist im di eine schmale zerrüttete Zone, deren seiger stehende Gleitbretter N 45° E streichen, aufgeschlossen. Nach W zu sind hier zerrüttete Schiefer eingeschaltet. Desgleichen finden sich im di-Gebiet westlich der Hubenhecke söhlig lagernde ms-Pakete.

Nordöstlich der Hubenhecke weisen verkieselte gr-Breccien (Fig. 1), die nach außen in zerscherten gr (Fig. 3) übergehen, auf stärkere Beanspruchungen. Die an diesem und anderen Blöcken eingemessenen Richtungen deuten auf eine Bewegung etwa N 70—90° E, fallend nach E. Dies könnte eine Aufschiebung nach der Rheinebene zu oder eine Abschiebung nach dem Odenwald sein. Der mittlere brecciierte Teil der Gleitbahn ist ohne Scherfugen. Nach außen nimmt die Brecciiierung in dem Maße ab, wie die Scherfugen an deutlicher Ausbildung zunehmen. Verkieselte sind immer nur die brecciierten Teile; wo diese von Scherfugen durchsetzt werden, weisen diese keinerlei SiO₂-Füllungen oder -Überzüge auf. Das spricht dafür, daß das Gesteinsmehl zwischen

den größeren Breccienbestandteilen das Material der Verkieselung lieferte, was auch Licht auf die Entstehung der verkieselten Aplitbreccie auf dem östlichen Vorder-Berg wirft.

In einer kleinen Kiesgrube (di-Grus) im S der Hubenhecke (r 347456, h 550233) wurde ein Harnisch beobachtet (Fig. 4): Eine aplitisch-pegmatitische Rippe ist auf beiden Seiten von grusigem di umgeben. Die nach E konvexe Oberfläche mit der nach dem Kamm zu divergierenden Striemung weist auf eine Aufschiebung hin. Nach W zu ist ein zweiter Harnisch entwickelt mit sehr steiler, nach W schwach konkaver Fläche und parallelen Striemen, die senkrecht auf den durch sie gelegt gedachten Horizontallinien stehen: Abschiebung. Wenn auch der Verwerfungsbetrag nicht groß sein dürfte, weist doch diese Beobachtung auf die Möglichkeit von Aufschiebungen hin. So gewinnt die Aufschiebungsdeutung der wenig östlich anstehenden vorhin beschriebenen Breccie mit Schersprüngen an Wahrscheinlichkeit, scheint doch die Bewegung beidesmal in derselben Richtung erfolgt zu sein. In auffälliger Übereinstimmung mit den beobachteten Richtungen steht das Streichen des sehr deutlich ausgebildeten morphologischen Kamms der Hubenhecke mit etwa N 175° E: morphologischer Steilabfall nach E, viel flacherer ebener Hang nach W. Die gleiche morphologische Eigentümlichkeit kehrt in räumlich begrenzterem Umfang in unmittelbarer Nähe der gr-Breccie mit Scherfugen wieder.

Steigt man auf dem gr/di-Rücken von N zur Hubenhecke empor, kommt man von einer lediglich aus gr bestehenden Zone in ein Gebiet, wo di und gr nebeneinander vorkommen. Der bei Wingertrodungen nach oben geförderte tiefere Untergrund lieferte mit seinen di-Placken inmitten von gr-Partien einen deutlichen Querschnitt der hier vorliegenden gr-Durchdringung des di. Die di-Einschaltung zwischen den beiden su-Vorkommen zwischen Steinkopf und Ofen-Berg weist bei dem sicher hier nur geringen Verwerfungsbetrag darauf hin, daß der su dem di direkt aufliegt.

Das Gebiet des sm am Steinkopf ist durch mehrere N 170° E verlaufende Verwerfungen in schmale parallele Streifen geteilt. Bei der Annahme, daß diese Verwerfungen schräg nach der Rheinebene einfallen, würden sich wahre Streichrichtungen von etwa N 160° E ergeben: etwa antivariszisch. Grabenwärts folgen su, Ecksches Konglomerat und sm aufeinander: Staffelbruch nach dem Graben zu mit wahrscheinlich \pm starker antithetischer Schollenzerteilung analog den Verhältnissen bei Schloß-Berg und Essigkamm. Die durch Überrollung sehr schwer festzulegende Verwerfungsgrenze zum su im Hambach-Tal unterhalb des Steinkopfs steht auf den obengenannten Verwerfungen etwa senkrecht. Diese auf der Karte N 170° E verlaufenden (d. h. in Wirklichkeit etwa N 160° E streichenden) Verwerfungen des Steinkopfs leiten über zu den

Strukturen des Schloß-Bergs

Hier erlauben zwei Aufschlüsse — der große Steinbruch im sm unterhalb der Starkenburg und ein kleiner Steinbruch am SW-Fuß des Schloß-Berges — genauere Angaben über die Störungsverhältnisse innerhalb des sm. Im Steinbruch unterhalb der Starkenburg wechsellagern harte Bausandsteinbänke mit dünnschichtigen weicheren Lagen (Abb. 1). Größere antithetische Verwerfungen durchsetzen in der gleichen Richtung das Gestein.

So zerteilen eine Anzahl antithetischer Störungen 1. Grades und 2. Grades (c) die synthetisch abgeschobene Gesamtscholle. Die bei der antithetischen Zerteilung in einzelne sm-Streifen entstehenden Spannungen wurden durch vertikale um N 55° E pendelnde Sprünge ausgeglichen. Das Schichtstreichen im Steinbruch am SW-Fuß des Schloß-Berges (r 347435, h 550091) entspricht dem des großen Steinbruchs. Die weiter südlich herrschende NS-Richtung springt hier in die eggische Richtung um, wobei Verwerfung V_3 einer fiedrig zu V_1 angeordneten Verwerfungsbahn folgend zu weit nach NW springt (Abb. 2).

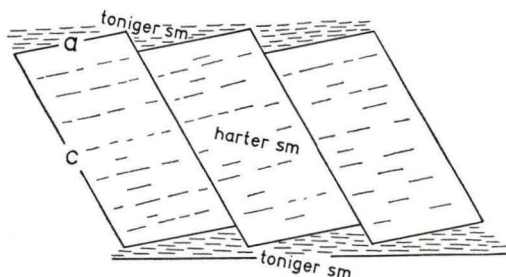


Abb. 1. Im Steinbruch unterhalb der Starkenburg beträgt das mittlere Streichen und Fallen der Schichten (a) N 155° E, 22° nach WSW. Etwa senkrecht dazu verlaufende Klüfte (c) N 155° E, 40—60° nach ENE, zerteilen von oben gesehen die Bausandsteinbänke in N 155° E verlaufende Streifen (schematisch auf der Karte dargestellt), die gegeneinander leicht verschoben sind: antithetische Störung.

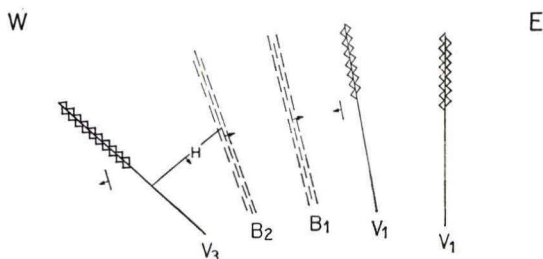


Abb. 2. Steinbruch am SW-Fuß des Schloß-Berges. Seigere NS streichende Verwerfung V_1 größerer Intensität (verbackene Breccie in schmalen seigeren Schollen; siehe Karte). N 170° E streichende kleinere Verwerfung V_2 . Zwei je etwa 10 m breite N 170—160° E streichende Bruchzonen B_1 und B_2 . Eine Harnischfläche H mit allerdings undeutlicher Strömung (Sandstein!) N 50° E, 80—85° nach SE streichend (mit Scherfugen genau parallel dazu im Abstand von 50 cm: Ausgleichsbewegung geringer Intensität ungefähr senkrecht zum Schollenabbruch). Eine seigere Verwerfungszone starker Zerrüttung, N 130° E.

Zuletzt ein kritisches Wort zu einigen Sätzen von D. GURLITT (1939). Dieser schreibt: „Die Bergkalotte bildet der Pseudomorphosensandstein (sm_2), dessen untere Grenze nach der Kartierung (CHELIUS & KLEMM 1896) wesentlich flacher verläuft, als einer Schichtneigung von 25° entspricht. Diesen Widerspruch löst die Strukturaufnahme. ... Daraus ergibt sich das von der Einzeltektonik unabhängige mittlere Gefälle der stratigraphischen Horizonte. Dieses Gefälle ist etwa 11° und ist wesentlich kleiner als der Fallwinkel einer der Einzelschollen.“ Es ist nun aber unmöglich, anhand von Geländebegehungen ein irgendwie geartetes Einfallen der stratigraphischen Horizonte im Mittleren Buntsandstein festzustellen, da die Gerölle des Eckaschen Konglomerats so vereinzelt in den unteren Schichten vorkommen und ein anderes sicheres Unter-

scheidungsmerkmal fehlt, daß das Vorhandensein von Geröllen zwar auf die unteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins hinweist, ohne daraus aber einen stratigraphischen Horizont konstruieren zu können.

Brotzersheck und Vorder-Berg

Während so im Gebiet des Schloß-Bergs antivariszische Richtungen für den Abbruch zum Rheingraben und die ihn begleitenden Störungen bestimmend sind, kommen, sobald man das Kristallin im E betritt, variszische Richtungen zur Geltung: Das Generalstreichen der zickzackförmigen Verwerfung di/gr östlich des Schloß-Bergs ist N 50° E. Etwa parallel dazu verlaufen die zickzackförmigen Verwerfungen gr/ms am N-Hang (N 60° E) und S-Hang (N 55° E) des Vorder-Bergs. Unterhalb des Drossel-Bergs begrenzen zwei Verwerfungen — die westliche N 60° E, seiger; die östliche N 40° E, 60° nach NW (siehe Karte) — eine gr-Partie, in die zerrüttete Schieferpakete eingelagert sind: kleiner Grabenbruch. Eine Abschiebung N 35° E, 65° nach SE (siehe Karte) weiter östlich im Stadtbach-Tal, sowie im gr südlich des Stadt-Bachs eingeschaltete ms-Pakete weisen auf geringere Zerrungen in NW-Richtung. Die Schieferung des ms des Vorder-Bergs streicht im Mittel N 65° E, 55° nach NW. Lediglich die Schiefer unterhalb des Brotzershecks streichen etwa WE und weisen Fallwerte von 50—90° nach N auf. Durch Konvergenz der beiden die Schiefer begrenzenden Verwerfungslinien ist hier die Breite des Schieferstreifens auf der Karte von 450 auf 250 m zusammengeschrumpft.

Mai-Berg

Auf dem N-Hang des Mai-Bergs folgen durch rheinisch streichende Verwerfungen voneinander getrennt von E nach W aufeinander pr, gr, su und sm (E): Staffelbruch. Die sm-Scholle des Mai-Bergs zeigt in den beiden Etagen des jetzt offengelassenen Steinbruchs ein von N 60° E bis N 110° E variierendes Streichen bei einem Einfallen von etwa 35° nach N. Die heutige Lage der sm-Scholle ist offensichtlich das Produkt einer Reihe von Bewegungsvorgängen. An der S-Wand des Steinbruchs (obere Etage) ist eine Verwerfung aufgeschlossen, N 40° E, 85° nach W, etwa die Resultante der Verwerfungen mit su und me bildend. Zwei eggisch streichende nach E \pm steil einfallende und nach unten konvergierende Störungen ohne merklichen Verschiebungsbetrag zeigen schwach antithetischen Charakter, diesmal quer zum Schichtstreichen. Die heutige Lage des E-Teils der sm-Scholle zeigt eine Kippung nach N und ihre Verwerfung gegen me. Eine weiter westlich aufgeschlossene rheinisch streichende Störung trennt davon den nach W gekippten W-Teil der Scholle; im E Zerrung in NS-Richtung (vgl. dazu das Streichzeichen am Schloß-Berg nördlich des Stadt-Bachs), westlich davon Zerrung in EW-Richtung (anti-eggisch).

Der gr am N-Hang des Mai-Bergs ist weitgehend zerrüttet und zersetzt. Am Mai-Berg-S-Hang (r 347490, h 550022) fand ich eine tief eingerissene Lößschlucht, deren S-Seite 3—4 m höher als die N-Seite ist. Ich halte eine Verwerfung nach Ablagerung des Löß nicht für ausgeschlossen. Die N 40°—60° E streichenden Verwerfungen auf dem S-Hang von Vorder-Berg und Mai-Berg, die von E nach W gr, ms, me und sm voneinander trennen, leiten über zu dem Bau des

Essigkamms,

dessen südliche Verwerfung me/gr die gleiche Richtung aufweist. Am Anfang der Fahrstraße zum Essigkammsteinbruch stehen im Erbach-Tal gr und ms an. Hier sind mehrere kleine Verwerfungen zu beobachten: Querverwerfungen (mit geringem Verschiebungsbetrag) des N 5° E und N 140° E begrenzten gr-Zwickels (siehe Karte). Sehr gut sind die Aufschlußverhältnisse in dem me-Steinbruch des Essigkamms, wo auf der untersten der drei Etagen bis vor kurzem Steine gebrochen wurden. In den oberen im Gegensatz zu den unteren deutlich gebankten Lagen des me findet man für die Lagerung der Bänke

N 145—150° E
35— 40° nach SW.

In jeweils etwa 10 m Abstand folgen sechs Verbiegungsstörungen aufeinander:

N 10—20° E
85 (die östlichen) — 70° (weiter westlich) nach E.

Durch verschieden starkes Einfallen nach E konvergieren diese Störungen nach unten zu (vgl. die konvergierenden Störungen im sm des Mai-Bergs). Etwas weiter westlich streichen die me-Schichten im Erbach-Tal, sowie im eingezeichneten kleinen Aufschluß im S etwa N 40° E, 30° nach NW: Abkipfung in NNE- bzw. NW-Richtung. Am weitesten westlich im Erbach-Tal zeigt der me N 0° E, 20° nach W: Ein-senkung nach W zu.

Im ganzen ist kennzeichnend, daß rheinisch-eggisch streichende antithetische Störungen mit und ohne Vertikalversatz den me i. a. schräg zu dem Streichen der Schichten durchsetzen. Nach dem Schichtstreichen bzw. -fallen lassen sich drei NS verlaufende Streifen unterscheiden:

1. Bei einem für alle Streifen geltenden Einfallen von 20—40° fallen die Schichten im östlichen Streifen nach SW ein: Richtung der synthetischen Abschiebung.
2. Im mittleren Streifen Einfallen nach N bzw. NW: Zerrung in dieser Richtung.
3. Im westlichsten Streifen Einfallen nach W: Zerrung dem Rheingraben zu (senkrecht auf der Hauptverwerfung). Die Verhältnisse in den Streifen 2 und 3 gleichen also denen im sm des Mai-Bergs.

Odenwaldquelle, Hauptrheintalverwerfung, Bergsträßer Diluvialterrasse

Anstehender me 400 m nördlich der Odenwaldquelle beweist das Vorhandensein einer weiteren Scholle südwestlich des Essigkamms. Auch bei der Odenwaldquelle wurde — durch insgesamt 5 Bohrungen (Bohrprofile zusammengestellt in R. HEIL 1957, Anhang) — me festgestellt. Nach oben geht der me in Rupelton über, das Liegende bildet hier Buntsandstein. Während die Mächtigkeit des Oligozäns etwas weiter von der Hauptstörung entfernt nur 26 m (WiAG I) bzw. 20 m (Strauch 1) beträgt — was etwa der wahren Mächtigkeit entsprechen dürfte — wurde nur wenige m von der Hauptstörung entfernt das Oligozän scheinbar > 43 m mächtig (Strauch 2) angetroffen. Das hängt zusammen mit der starken tektonischen Zerrüttung und Schräg-

stellung der Schichten, wodurch diese Mächtigkeit vorgetäuscht wird. Die Bohrungen ergaben Höhenunterschiede von über 40 m für die Grenzfläche Rupelton/me verschiedener Kleinschollen des Schollenmosaiks. Die in einigen Bohrungen festgestellten Bitumenimprägnationen stammen aus erdölführenden Schichten des Rheingrabens. Sehr steile Spalten (Abb. 3) ermöglichten das Emporsteigen des Erdöls (W. WAGNER 1950). Das Wasser der Odenwaldquelle zeigt mit seinem Cl^- -Gehalt von 460 mg/Ltr. und SO_4^{--} -Gehalt von 36 mg/Ltr. (Analyse in R. HEIL 1957, Anhang) ebenfalls einen merklichen Einfluß des benachbarten Rheingrabentertiärs.

Die Bohrung WiAG II liegt schon im Gebiet des Rheingrabens. Sie durchteufte rund 260 m Pleistozän, 270 m Tertiär jünger als Aquitan und 130 m Hydrobienschich-

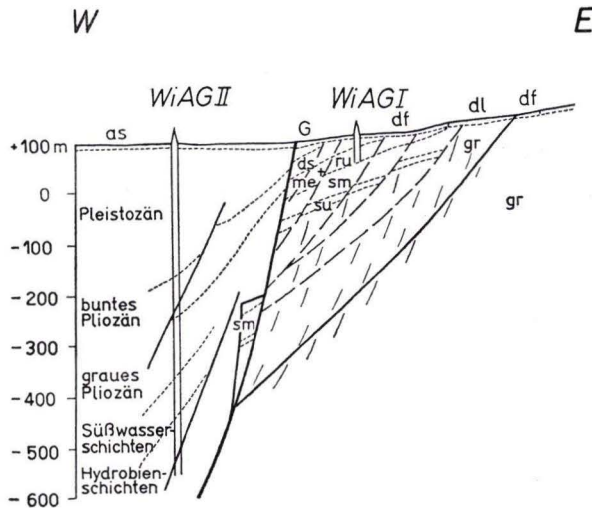


Abb. 3. Profil vom Stein-Berg über die Odenwaldquelle zur Bohrung WiAG II.

ten (Bohrprofil in R. HEIL 1957, Anhang). Durch die starken Dislokationen sind die Schichten an der hier sehr steil einfallenden Hauptstörungsfläche geschleppt (Abb. 3). Viele Rutschflächen durchziehen das schräg gestellte Schichtpaket. Die Rheingrabenhauptverwerfung verläuft am Westrand der Bergstraße Diluvialterrasse. Diese selbst wird von jüngst- bis postpleistozänen Verwerfungen durchzogen. So findet sich in der Sandgrube zwischen Sandweg und „Erbel“ eine NS streichende, etwa 75° nach W einfallende Störungsfläche, an der die Gelben Sande durch Absenkung um etwa 10 m neben die Grauen Sande zu liegen kommen (O. DIEHL 1933, R. HEIL 1957). Diese sehr junge Verwerfung nach Ablagerung der Gelben Sande macht bis heute andauernde Bewegungen wahrscheinlich. Gestützt wird diese Vermutung durch die wenig westlich der Bergstraße von Zwingenberg bis südlich Heppenheim ziehende Bergstraße Erdbebenlinie (W. WAGNER 1943).

Schließlich wurden durch Feinnivellements des Hessischen Landesvermessungsamtes Wiesbaden in den Jahren 1938—1953 am Bergstraßenrand Absenkungen gegenüber dem Gebirge von max. 17 mm festgestellt. Mit dieser Zahl (maximal 1 mm/Jahr) käme man bei einer groben Extrapolation für die letzte Jahrillion auf Sprunghöhen

bis zu 1000 m. In Wirklichkeit wird in verschiedenen Teilen des Rheingrabens bis zur Hälfte dieses Betrages erreicht (W. CARLÉ 1955). W. WAGNER (1950) nennt ja für die Bergstraße bei Heppenheim mindestens 340 m pleistozäne Sprunghöhe. Die im Pliopleistozän verstärkt einsetzende Absenkung des Bergsträßer Rheingrabenbereichs hält also wahrscheinlich unverändert an.

d) Ergebnis

Die tertiären und triadischen Restschollen eines einstmals ausgedehnten Schichtkomplexes am Bergstraßenrand bei Heppenheim wurden durch einige parallele Ver-

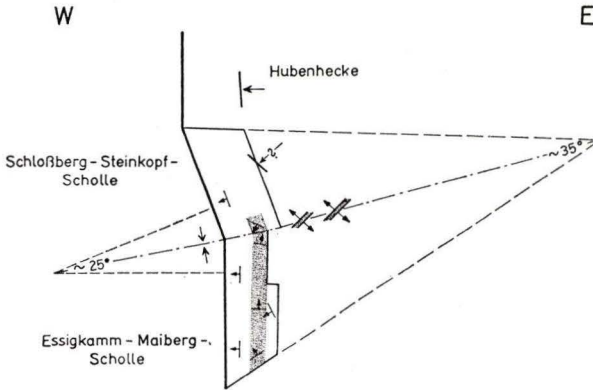


Abb. 4. Skizze der tektonischen Verhältnisse der Heppenheimer Vorbergzone.

worfungen nach dem Rheingraben zu abgeschoben: Staffelbruch. Die Schollen wurden dabei nach dem Graben zu gekippt. Dabei auftretende antithetische Brüche zerteilten die Schollen und gaben Gleitbahnen ab für Verwerfungen geringeren Ausmaßes.

Die Richtungen der Abschiebungen und der damit zusammenhängenden Verwerfungen im einzelnen (vgl. Abb. 4): Der sm des Schloß-Berges, sowie der me des östlichen Essigkamms streichen antivariszisch. Der mittlere Teil der Essigkamm-Maiberg-Scholle (dunkler Streifen in Abb. 4), bestehend aus: W-Abhang des Essigkamms (me), dem besonders zerstückelten sm des östlichen Mai-Bergs, sowie dem anschließenden Teil des südlichen Schloß-Bergs (sm), zeigt vorwiegend EW-Streichen infolge Dehnung in NS-Richtung, während im äußersten W der Essigkamm-Maiberg-Scholle: Fuß des Essigkamms (me), Fuß des Mai-Bergs (sm), sich Schrägstellungen der Schichten nach der hier NS verlaufenden Hauptverwerfung einstellen. Variszisch streichende Verwerfungen begrenzen die me-Gesamtscholle. Die seitlichen Verwerfungsgrenzen von Schollenteilen innerhalb der beiden Großschollen weichen i. a. nach dem Rheingraben zu auseinander. Auch die seitlichen Grenzverwerfungen der aus me + sm/su bestehenden gesamten Vorbergzone divergieren nach W (Konvergenzwinkel: 35°). Damit stehen die oben beschriebenen Dehnungserscheinungen innerhalb der Vorbergzone auf der Schloßberg-S-Seite (sm), dem Maiberg-E-Teil (sm) und dem W-Abhang des Essigkamms (me) im Zusammenhang. Am Mai-Berg springt die im S vornehmlich

NS verlaufende Hauptverwerfung in die eggische Richtung um. Etwa symmetrisch zu der so bei Heppenheim geknickten Hauptverwerfungslinie verläuft nach ENE nördlich an Mai- und Vorder-Berg vorbei eine Zone im Mittel NE streichender kleiner Grabenbrüche. Angelehnt an diese Dehnungserscheinungen sind weiter im N (Hubenhecke, fraglich im Hambach-Tal) eggisch streichende örtliche Einengungsformen ausgebildet.

Die Normalen auf den NS und eggisch streichenden Abschnitten der Hauptverwerfung auf der Karte, sowie die Einfallrichtungen benachbarter grabennaher Schichten auf Schloß- und Mai-Berg konvergieren nach dem Rheingraben zu: etwa 20—25°. Das triadisch-tertiäre Schollenpaket erfuhr also:

1. eine Zerrung und Kippung nach dem Rheingraben zu als Folge der Grabenbildung;
2. eine Dehnung in NS-Richtung, was den Einbruch der Gesamtscholle in das umgebende Kristallin bewirkte;
3. eine Pressung konvergent einfallender benachbarter grabennaher Partien, die ein weiteres Absinken verhinderte.

Dieser nur in den höheren Krustenteilen wirksame Sperreffekt hat auch die von D. GURLITT (1939) festgestellte Überkippung der Schloßberg-Scholle verursacht. Nach W. CARLÉ (1955) hat sich möglicherweise nur der oberste Teil der Verwerfung — ursprünglich als Abschiebung ausgebildet — grabenwärts ins Freie geneigt, wodurch eine Aufschiebung vorgetäuscht wird. Trifft das nun zu oder haben wirklich örtliche Aufschiebungen stattgefunden (Hubenhecke)¹⁾, so kompensieren solche Einengungen nur örtliche Überdehnungen; an dem pauschalen Abschiebungscharakter der Hauptverwerfung ändern sie nichts.

Beim Oberrheingraben handelt es sich im wesentlichen um eine tertiäre Neubildung (W. WAGNER 1953). Im Rahmen seiner großdimensional durch alte Strukturen setzenden Anlage (H. CLOOS 1939) folgen die Partialbewegungen am Odenwaldrand bei Heppenheim vielfach alten Trennungsfugen. Alte, im Vergleich zur Grabenanlage selbst mehr oberflächennahe Strukturen bestimmen so \pm stark den Verlauf der einzelnen Teilstücke der Hauptverwerfung. Die Generalrichtung der Neuanlage setzt sich so vielfach zusammen aus altvorgebildeten Richtungen und Gegenrichtungen (etwa aus einer variszischen und einer antivariszischen Komponente). Das gilt für die Hauptverwerfung selbst, aber in erhöhtem Maße wegen der geringeren Verstellungsbeträge für das nähere (Vorbergzone) und weitere Hinterland (das östlich anschließende Kristallin). So beschreibt TH. WALGER (1924) die volle Geltung variszischer Richtungen im Kristallin der Heppenheim-Kirschhäuser Senke. Sein Schluß, daß tertiäre Tektonik in den Richtungen des Kirschhäuser Tales nicht oder nicht nennenswert zum Ausdruck kommt, bedarf allerdings wegen der — von ihm selbst eingeräumten — Möglichkeit posthumer Reaktivierung der Nachprüfung.

Das gerade bei Heppenheim besonders ausgeprägte Zusammentreffen variszischer Strukturen des Odenwaldes mit der NS-Richtung des Rheingrabens war für die speziell beschriebenen Erscheinungen in der Vorbergzone bestimmend.

¹⁾ Man vergleiche in diesem Zusammenhang die von G. KLEMM (1905, 1929b) für den Hub-Berg bei Weinheim a. d. B. beschriebene Überschiebung des Granits über den Tertiärsandstein und Buntsandstein.

Es ist sehr schwer, genauere Altersbestimmungen der heutigen tektonischen Formen zu geben. Doch sprechen alle Beobachtungen des heutigen Zustandes von me und sm, der gesamten Tektonik, des Diluviums und Alluviums, sowie die heutige Morphologie für eine im Jungkänozoikum (Pliozän) beginnende und bis heute andauernde verstärkte Heraushebung der Odenwaldrandberge und Absenkung des anschließenden Streifens der Riedebene.

V. Zusammenfassung

Die Buntsandstein- und Tertiärschollen samt dem umgebenden Kristallin der Vorbergzone des Odenwaldes bei Heppenheim a. d. Bergstraße wurden geologisch neukartiert:

Kristallin

1. Granit (im alten Sinne) südlich der Erbach: Hornblende-Biotit-Leukogranodiorit nach TRÖGER (1935).
2. Granit (i. a. S.) im Stadtbach-Tal: Biotit-Aplogranodiorit nach TRÖGER.
3. Diorit (i. a. S.) auf dem Ofen-Berg: Hornblende-Leuko/Normaldiorit nach TRÖGER.
4. An Gängen kommen vor: Aplitische und pegmatitische Gänge an vielen Stellen des Kristallins. Breite, seigere Gänge, antivariszisch streichend, verlaufen in der Druckrichtung der variszischen Orogenese. Schmalere, schräg einfallende Gänge, steilherzynisch streichend, erfüllen Scherklüfte. Vereinzelte Lamprophyre. Die Gänge von verkieseltem Baryt im Granit (i. a. S.) südlich der Erbach streichen in der Hauptsache eggisch.
5. Ein vor allem am Mai-Berg aufgeschlossenes Gestein ist durch tektonische Bewegungen stark zerrüttet. Von W nach E folgen Mylonit, Kataklasit und Mikrobrecchie aufeinander. Es wird als ein quarzporphyrähnliches Gestein gedeutet.
6. Die metamorphen Schiefer enthalten Einlagerungen von Kieselschiefer und Amphibolit.

Triadische und tertiäre Sedimentgesteine

1. Rote Schieferletten des Unteren Buntsandsteins, daneben vielleicht noch Tiger-sandstein.
2. Mittlerer Buntsandstein: ECKs Konglomerat, darüber Pseudomorphosensandstein. Der Mittlere Buntsandstein ist weitgehend gebleicht. Neben der Möglichkeit der Bleichung durch hydrothermale Wässer wird auf die Beteiligung von Tagwässern beim Bleichungsvorgang hingewiesen.
3. Der Mitteloligozäne Meeressand des Essigkamms und Mai-Bergs ist stark eingekieselt. Er enthält Material, wie es auch heute noch am Odenwaldrand bei Heppenheim ansteht: Granit (i. a. S.), Lamprophyr, metamorphe Schiefer, Mittleren Buntsandstein. An Fossilien wurden nur schlecht erhaltene Pflanzenreste gefunden.
4. An der Odenwaldquelle südlich Heppenheim anstehender bunter, kalkfreier, verlehmtter Granitgrus wird als ein \pm pleistozän umgelagertes Pliozänsediment gedeutet. Größere Reste derartig bunt verwitterten Granits in situ finden sich als Rudiment einer alten Landoberfläche zwischen Essigkamm und Stein-Berg.

Quartär

1. In den Aufschlüssen der Bergsträßer Diluvialterrasse werden unterschieden: Graue Sande mit vorwiegend Neckarmaterial, darüber Gelbe Sande, aus Odenwaldmaterial und umgelagerten äolischen Sedimenten bestehend. Der Fossilinhalt der Gelben Sande erweist sie als jungpleistozäne Bildung. Über die Altersstellung der Grauen Sande kann, außer daß sie wohl erheblich älter sind, nichts ausgesagt werden.
2. Der Löß des Gebiets ist — besonders an den Hängen — stark verschwemmt. Das gleiche gilt für den Flugsand des Gebiets.
3. Die hauptsächlich im Pleistozän entstandenen Gehängebildungen weisen Einschaltungen von Bachsand in die wirr gelagerten Schuttpackungen auf.
4. Holozänen Alters sind die Füllungen der Talrinnen und die Schwemmkegel der Odenwaldbäche in der Rheinebene.

Einer Beschreibung kleintektonischer Erscheinungen folgt die Besprechung der einzelnen Störungen. Hart westlich vom Schollenmosaik bei der Odenwaldquelle verläuft die Hauptrheintalverwerfung. Eine Bohrung der WiAG (1936), die bei 660 m Endteufe in den Hydrobienschichten eingestellt wurde, beweist ein Einfallen der Hauptverwerfung von mindestens 75° n. W. Die Bergsträßer Diluvialterrasse wird von jüngst- bis postpleistozänen Verwerfungen durchzogen. Rezente Beobachtungen (Erdbeben, Feinnivellements) deuten auf ein unverändertes Fortdauern plioleistozäner tektonischer Bewegungstendenzen entlang der Hauptstörung.

Tektonische Faktoren verschiedener Größenordnung werden unterschieden: gesamttektonische Tendenz (Rheingrabenanlage) und Partialtektonik (einzelne Verwerfungen). Im Rahmen der gesamttektonischen Tendenz wurde eine durch posthumes Wiederaufleben determinierte Partialtektonik festgestellt: Der triadisch-tertiäre Schollenkomplex der Vorbergzone bei Heppenheim verdankt seine Erhaltung dem gerade bei Heppenheim besonders ausgeprägten Zusammentreffen variszischer Strukturen des Odenwaldes mit der NS-Richtung der Rheingrabenanlage. Der Komplex besteht aus Staffelbrüchen mit antithetisch gestellten Kleinschollen. Die Abschiebungen werden an vielen Stellen durch variszische bzw. antivarisische Fugen gelenkt. Das Zusammentreffen solcher mit NS gerichteten Verwerfungen führt zu Zerrungs- und Pressungserscheinungen. Diese bewirken die Erhaltung des triadisch-tertiären Schollenkomplexes.

Schriftenverzeichnis

- BARTZ, J.: Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 147—176, Wiesbaden 1950.
- CARLÉ, W.: Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle 1 : 1 000 000 mit Erläuterungen. Stuttgart 1950.
- Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., 16, 272 S., Hannover 1955.
- Neu erschlossene Mineralwässer im Rahmen des Mineralwasserschatzes von Süddeutschland (Vortragsreferat). — Z. deutsch. geol. Ges., 108, 2. Teil, S. 252—253, Hannover 1957.
- CHELIUS, C. & G. KLEMM: Geol. Spezialkarte von Hessen 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Bensheim. — Darmstadt 1896.

- CLOOS, H.: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — Geol. Rdsch., **30**, S. 405—527, Stuttgart 1939.
- DIEHL, O.: Einige Betrachtungen über die quartären Ablagerungen an der Bergstraße und im Ried. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) **14**, S. 20—24.
- GURLITT, D.: Geometrische Analyse einer Randscholle des Rheingrabens. — Geol. Rdsch., **30**, S. 765—776, Stuttgart 1939.
- HEIL, R.: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße und der Abbruch zum Rheingrabens. — Diss. T. H. Darmstadt, 103 + XVI S., 24 Abb., 5 Profile, 1 Karte, Darmstadt 1957 (Maschinenschr.).
- HOPPE, W.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. I. Stratigraphie und Fossilführung. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) **8**, S. 7—112, Darmstadt 1926.
- KLEMM, G.: Über zwei Bohrungen der geologischen Landesanstalt bei Heppenheim a. d. Bergstr. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großherzogl. geol. L.-A., (IV) **25**, S. 3—9, Darmstadt 1904.
- Geol. Spezialkarte von Hessen 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Birkenau (Weinheim). — Darmstadt 1905.
- Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes 1 : 100 000. — 2. Aufl., Darmstadt 1929 (1929a).
- Geol. Spezialkarte von Hessen 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Birkenau (Weinheim). — 2. Aufl., Darmstadt 1929 (1929b).
- PFANNENSTIEL, M.: Vergleichende Untersuchung der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. I. Teil: Das Gebiet zwischen Schriesheim, Wald-Michelbach, Fürth und Heppenheim. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **27** (2), S. 181 bis 278, 5 Taf., Naumburg 1927.
- TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin 1935.
- WAGNER, W.: Junge Bewegungen der Erdkruste im nördlichen Rheingrabens. — Die Umschau, **47**, S. 243—245, Frankfurt a. M. 1943.
- Das Erdöl im Rheingrabens mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 518—543, Hannover 1950.
- Das Gebiet des Rheingrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI) **4**, S. 164—194, Wiesbaden 1953.
- WALGER, TH.: Beitrag zur Morphologie der Heppenheim-Kirschhäuser Senke. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) **6**, S. 240—256, Darmstadt 1924.

Manuskript eingegangen am 14. 10. 1958

Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus

Von

HANS WIRTH, Frankfurt am Main

Mit 1 Abbildung und den Tafeln 16—18

Inhalt

Zusammenfassung	146
I. Zur Metamorphose und Faltung des Vordevons	147
II. Die Grauen Phyllite	150
III. Die Bunten Schiefer	152
1. Lithologie	152
2. Sedimentäre Strukturen	154
3. Fauna	158
4. Flora	159
IV. Borgehalte und Salinität der Ablagerungen vom Mittelludlow bis zum Siegen .	162
Schriftenverzeichnis	165

Zusammenfassung

Die bis heute fossilreicher gebliebenen Ablagerungen des Taunus-Vordevons können nach dem Grad der Metamorphose in 2 Gruppen eingeteilt werden. Die Gesteine geringerer Metamorphose (Epizone) sind durch das Auftreten von Chlorit und Serizit gekennzeichnet. Neben vordevonischen Schichten läßt sich auch das Taunus-Gedinnne in diese Gruppe einordnen. Die Gesteine höherer Metamorphose (beginnende Mesozone) führen neben Chlorit und Serizit auch Biotit und Hornblende. Der Kontakt des Vordevons zu den hangenden fossilführenden Grauen Phylliten ist unklar. Möglicherweise liegt zwischen beiden Formationen eine größere Schichtlücke.

Die Grauen Phyllite sind marine Ablagerungen. Sie bestehen aus einem obersilurischen (Mittelludlow) und einem unterdevonischen (Untergedinnne) Teil. Die zeitliche Einstufung dieser Schichten steht mit dem von DAHMER aufgeworfenen Gedinnne-Problem in engem Zusammenhang. Für die Brachiopodengemeinschaft: *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus*, *Atrypa gedinniana*, *Stropheodonta ornatella*, welche in DAHMERS Untersuchungen eine wesentliche Rolle spielt, ergibt sich wahrscheinlich eine Lebensdauer vom Mittelludlow bis zum Obergedinnne.

Die Bunten Schiefer am Südrand des rheinischen Schiefergebirges zeigen in der Lithologie, Fazies und Fossilführung auffällige Parallelen zu dem bunten Ober-

gedinne der Ardennen und des Hohen Venns. Eine marine Fauna fehlt. Die Fossilführung beschränkt sich auf Vertebraten (*Pteraspis* sp. und *Acanthodier*) und Psilophyten. Sedimentäre Strukturen und niedrige Borgehalte zeigen an, daß die Bunten Schiefer Ablagerungen eines sehr flachen Brackwassermeeeres darstellen.

Geochemische, fazielle und faunistische Untersuchungen geben einen Einblick in die Salinitätsverhältnisse der älteren Taunus-Gesteine. Die Grauen Phyllite (Mittel-ludlow-Untergedinne) sind ebenso wie die Hunsrücksschiefer und der Taunusquarzit (Siegen) marine Ablagerungen. Die dazwischen gelegenen Bunten Schiefer (Obergedinne) und Hermeskeilschichten (Grenze Gedinne/Siegen) werden als Brackwasserbildungen angesehen.

I. Zur Metamorphose und Faltung des Vordevons

Die vordevonischen Gesteine am Taunus-Südrand wurden bisher in ihrer Gesamtheit als der Epizone der Regionalmetamorphose zugehörig betrachtet. Ziel der vorliegenden Untersuchung war es,

1. festzustellen, ob Unterschiede in der Intensität der Metamorphose bestehen,
2. eine Gliederung nach dem Grad der Metamorphose anzustreben,
3. die Gesteine mit der maximalen Metamorphose aufzufinden.

Zu diesem Zweck wurden etwa 200 Dünnschliffe auf ihren Mineralbestand geprüft. Da besonders mergelige und tonige Sedimente sowie basische Eruptivgesteine auf Änderungen der Zustandsgrößen (Temperatur, Druck, Konzentration) mit Mineralneubildungen reagieren, erwiesen sich die Kalkphyllite, Phyllite und Grünschiefer des Taunus für die mikroskopische Untersuchung als sehr geeignet.

Es stellte sich heraus, daß innerhalb der vordevonischen Ablagerungen deutliche Unterschiede im Metamorphosegrad vorhanden sind. Die Gesteine lassen sich mikroskopisch und häufig auch schon nach ihrem äußeren Habitus in 2 Gruppen einteilen. Da die in den Grünschiefern (umgewandelte Keratophyre) auftretende grüne oder blaue Hornblende möglicherweise aus dem Primärbestand des ehemaligen Eruptivgesteins stammen könnte, wurde sie bei der Beurteilung des Metamorphosegrades nicht berücksichtigt.

A. Gesteine geringerer Metamorphose (Epizone)

Die Hauptmasse der vordevonischen Ablagerungen ist durch die Neubildung von Serizit und Chlorit charakterisiert. Da die Serizitlagen häufig verbogen erscheinen und der Fältelung folgen, wird für dieses Mineral eine prätektonische Bildung als wahrscheinlich angenommen. Ein Teil des Chlorits ist mit Serizit innig verwachsen und könnte ebenfalls vor der Durchbewegung entstanden sein. Auffällig sind Chlorit-Porphyroblasten von nicht selten über 100 μ Durchmesser, welche offensichtlich nach Abschluß der Deformation gesproßt sind. Gelegentlich als Kluftfüllung auftretender Chlorit bestätigt, daß dieses Mineral auch posttektonisch gebildet wurde. Der im Grundgewebe der Phyllite reichlich vorhandene Quarz ist fast stets gut rekristallisiert und zeigt oft ein Pflastergefüge. Häufig sind Kalzit und Hämatit zu beobachten, untergeordnet auch Epidot, Klinozoisit und Muskovit.

B. Gesteine höherer Metamorphose (beginnende Mesozone)

Hauptsächlich im Gebiet von Blatt Königstein finden sich Phyllite, Grünschiefer und Serizitgneise, die durch Biotitführung gekennzeichnet sind. Die meist radialstrahligen Sprossungen können über 1 mm Durchmesser erreichen. Der Biotit zeigt einen deutlichen Pleochroismus von dunkelbraun bis fast farblos. Die gelegentlich zu beobachtende grünliche Färbung dürfte auf Chloritisierung zurückzuführen sein. An Dünnschliffen mit ausgeprägter Fältelung ist zu erkennen, daß die Biotitkristalle durch das tektonische Gefüge nicht beeinflußt sind. Demnach ist für dieses Mineral eine posttektonische Bildung anzunehmen. Neben Biotit tritt oftmals Hornblende auf, die, soweit sie in Sedimenten vorkommt, als sichere Neubildung anzusehen ist. Es sind grüne nadelige Kristalle, deren Durchmesser meistens unter $1\ \mu$ bleiben. Eine Deformation konnte wegen der Kleinheit des Minerals nicht sicher erkannt werden. Weiterhin sind Titanit, Magnetit, Epidot und Muskovit vertreten, jedoch nicht streng an die Verbreitung des Biotits gebunden. Bemerkenswert sind posttektonische Chloritanhäufungen, die über 1 mm Durchmesser erreichen können. Das Grundgewebe der Phyllite ist reich an Serizit und Quarz, welcher ausgezeichnet rekristallisiert ist. Die Färbung rötlicher und violetter Phyllite beruht auf einer Bestäubung mit dunkelrot durchscheinenden Kristallen von meist unter $1\ \mu$ Durchmesser. Das gleiche Mineral findet sich auch in unterdevonischen Schiefen und wurde dort röntgenographisch als Hämatit bestimmt.

Diese mikroskopisch begründete Einteilung kann häufig auch schon nach dem äußeren Habitus der Gesteine vorgenommen werden. Vertreter der Gruppe B vertragen sich vor allem im nassen Zustand durch ihren silbrigen Glanz und weiterhin durch ihre hohe Konsistenz. Sie neigen weniger zur Verwitterung als die der Gruppe A.

Die Gesteine geringerer Metamorphose (Gruppe A) bilden den Hauptteil der vordevonischen Ablagerungen am Taunus-Südrand. Eine Gliederung des Vordevons nach dem Metamorphosegrad ließ sich nur im Bereich von Blatt Königstein andeutungsweise durchführen. Die höher metamorphen Gesteine (Gruppe B) sind hier im wesentlichen an eine dem Gebirgsstreichen folgende Zone gebunden. Diese beginnt etwa 1 km südöstlich Niederjosbach mit einem zersetzten, Biotit führendem Grünschiefer an der östlichen Straßenseite bei Hof Hubertus. In der streichenden Fortsetzung nach Osten finden sich Biotit führende Gesteine im Serizitschieferbruch am nördlichen Ortsausgang von Vockenhausen. Die hier noch sehr schmale Zone verbreitert sich am Hainkopf und Rossert auf ungefähr 1 km. In östlicher Richtung ist dieser stärker metamorphe Gesteinszug zunächst in der Kelkheim-Hornauer Bucht verdeckt, taucht dann 1,5 km nordwestlich Schnaidhain (Haderheck) wieder auf und nimmt bei Königstein und Falkenstein nochmals ein größeres Gebiet ein. Die weitere Fortsetzung nach Osten (Blatt Bad Homburg) wird angedeutet durch ein von SCHLOSSMACHER 1921, S. 500 erwähntes Biotitvorkommen bei Kirdorf. Außerhalb dieser Zone konnten Biotit sprossungen nur noch in den körnigen Serizitgneisen von Mammolshain beobachtet werden (vereinzelt Biotit auch in den Serizitgneisen am Fischbacher Kopf, SCHLOSSMACHER 1917, S. 430).

Eine Gliederung des Vordevons auf Blatt Königstein ergibt sich dadurch, daß die oben angegebene Biotitzone (Gruppe B), welche sich hauptsächlich mit der Verbreitung der Grünschiefer deckt, beidseitig von Gesteinen geringeren Metamorphosegrades (Gruppe A) begleitet wird. An der Nordwestflanke liegt ein schmaler Streifen von Phylliten, die in ihrem Mineralbestand von den unmittelbar angrenzenden unterdevonischen Ablagerungen nicht grundsätzlich abweichen. Im Südosten folgen die ausgedehnten Phyllitkomplexe von Wildsachsen, Eppstein, Fischbacher Kopf, Staufen, Altenhain, Schnaidhain und Bad Soden, welche zur Gruppe A gerechnet werden.

Als die Taunus-Gesteine mit der maximalen Metamorphose werden Biotit und Hornblende führende Phyllite von Rossert, Hainkopf und Falkenstein angesehen.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß für den Biotit und einen Teil des Chloritis eine posttektonische Bildung anzunehmen ist. Dies könnte als Anzeichen einer Kontaktmetamorphose gewertet werden. Die regionale Verbreitung der höher metamorphen Gesteine zeigt jedoch, daß diese keine Aureole um ein Zentrum bilden, sondern, soweit dies aus dem vorliegenden Schliftmaterial ersichtlich ist, sich in einer dem Gebirgsstreichen folgenden schmalen Zone erstrecken. Auch muß betont werden, daß die Biotitführung trotz unmittelbarer Nachbarschaft des Unterdevons nicht auf dieses übergreift, sondern im wesentlichen „horizontbeständig“ auf die Grünschieferkomplexe beschränkt bleibt. Es wird deshalb für wahrscheinlich angenommen, daß in der Biotitzone die am tiefsten versenkten und am stärksten umgewandelten Schichten des Vordevons durch Heraushebung entblößt worden sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß hier die ältesten Gesteine des Taunus vorliegen.

Das bis heute absolut fossilieer gebliebene Vordevon des südlichen Taunus (Vordevon im alten Sinne, also unter Abzug des silurischen Anteils der Grauen Phyllite) wird im Gebiet der Blätter Wehen und Königstein im Normalfalle von den fossilführenden Grauen Phylliten (Mittelludlow-Untergedinne) überlagert. Häufig grenzt jedoch das Vordevon unter Ausfall der Grauen Phyllite unmittelbar an die Bunten Schiefer des Obergedinnes. Dies gilt für die Blätter Eltville-Heidenfahrt und Bad Homburg, weiterhin für den Nordostteil von Blatt Königstein und die Südwestecke von Blatt Wehen. Es ist möglich, daß diese Lagerung auf streichenden Störungen (LEPPLA 1924, S. 22) oder auf primär sehr wechselhaften Mächtigkeitsverhältnissen der Grauen Phyllite beruht. Der sehr auffällige Fazieswechsel

Graue Phyllite: graue und graugüne Primärfarben, reiche marine Fauna, höhere Borgehalte

Bunte Schiefer: überwiegend rötliche, untergeordnet grünliche Primärfarben, vereinzelte Vertebratenreste, niedrigere Borgehalte

deutet jedoch auf Bewegungen hin, so daß an der Basis der Bunten Schiefer eine schwache Diskordanz vorliegen könnte. Weiterhin wären bei einer kaledonischen Faltung Diskordanz und Konglomerat an der Basis der Grauen Phyllite oder auch innerhalb dieser Schichten zu erwarten. Am ganzen Taunus-Südrand wurde jedoch bisher weder eine Diskordanz noch ein Basalkonglomerat mit Sicherheit nachgewiesen (MICHELS 1932, S. 10). Vordevon und Unterdevon zeigen in ihren Schieferungsflächen und Schichtgrenzen etwa das gleiche Streichen. Die fossilführenden Grauen Phyllite

von Eppenhain (Blatt Königstein) unterscheiden sich zwar durch ihren tonschieferartigen Habitus deutlich von den liegenden vordevonischen Phylliten; die Überprüfung des Mineralbestandes erlaubt es aber nicht, zwischen beiden Formationen einen Metamorphosesprung anzunehmen. Die Tatsache, daß im Vordevon kleingefaltete, im Unterdevon dagegen ebenflächige Gesteine vorherrschen, darf nicht ohne weiteres als Ausdruck verschiedener Beanspruchungspläne angesehen werden. Kleingefaltete, phyllitische Partien kommen häufig im Unterdevon vor, ebenso wie sich auch größere glatte Schieferungsflächen im Vordevon finden. Diese Unterschiede im tektonischen Habitus der Gesteine des Vordevons und des Unterdevons sind eher darauf zurückzuführen, daß die beiden Schichtkomplexe verschiedenen tektonischen Stockwerken angehören. Wenn eine prävariskische Faltung im Taunus existiert, dann hat sie sich nur schwach ausgewirkt. Die starke variskische Überprägung ließ ein möglicherweise vorhandenes älteres Gefüge bisher nicht erkennen. Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, daß an der Basis der Grauen Phyllite ein größerer Hiatus liegt, da unter den relativ fossilreichen Schichten des Mittelludlow das Vordevon auch an Stellen sehr geringer tektonischer Beanspruchung und schwacher Metamorphose noch nicht die geringsten Anzeichen einer Fossilführung gezeigt hat.

II. Die Grauen Phyllite

Unter der Bezeichnung „Graue Phyllite“ wurde von MICHELS 1932 auf Blatt Wehen ein Gesteinszug ausgeschieden, welcher nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse die ältesten fossilführenden Ablagerungen des Taunus beinhaltet. Das Liegende der Grauen Phyllite wird durch das metamorphe, bis heute fossilleer gebliebene Vordevon gebildet, während im Hangenden die fossilführenden Bunten Schiefer folgen. Im Anschluß an R. & E. RICHTER, die 1925 bei Eppenhain gefundene organische Reste beschrieben, konnten die Grauen Phyllite nunmehr auch auf Blatt Königstein nachgewiesen werden (WIRTH 1957).

Die Bearbeitung der Fauna, welche seit REINACH 1900 aus mehreren Fundpunkten nördlich Wiesbaden (Goldsteintal) aufgesammelt worden war, ergab nach FUCHS 1929 Hinweise auf ein Untergedinnne-Alter (Schichten von Mondrepuis). Demgemäß wurden die Grauen Phyllite in den Erläuterungen zu Blatt Wehen als Äquivalente der Schichten von Mondrepuis der Ardennen aufgefaßt. Die Revision der Goldsteintal-Fauna durch DAHMER 1942 führte zur Parallelisierung der Grauen Phyllite mit den Weismes-Schichten. Der wesentlichste Grund dieser stratigraphischen Neubewertung war die Feststellung, daß die im Goldsteintal häufigen Brachiopoden: *Spirifer (Quadriarius) dumontianus* und *Stropheodonta ornatella* Elemente der Gdumont-(Weismes-)Fauna darstellen, in den Schichten von Mondrepuis aber fehlen. Eine grundsätzliche Änderung in der Altersdeutung der Grauen Phyllite entstand jedoch dadurch nicht, da sowohl die Mondrepuis – als auch die Weismes-Schichten als Vertretungen des Gedinnnes angesehen wurden. Der Nachweis von *Dayia navicula* im Goldsteintal veranlaßte DAHMER 1946, die Grauen Phyllite in das Mittelludlow zu stellen und sie mit der Remscheider-Fazies der Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten zu vergleichen. Beiden Ablagerungen sind die Brachiopoden: *Dayia navicula*, *Spirifer (Quadriarius) dumontianus*, *Stropheodonta ornatella* und *Atrypa gedinniana* (letzterer wurde etwas später

im Goldsteintal gefunden, DAHMER 1952) gemeinsam. Durch Graptolithenfunde, welche Herrn ROSE im Goldsteintal glückten, sah sich DAHMER 1952 mit dieser Einstufung bestätigt. Die neueren Fossilfunde von Eppenhain hingegen sprechen nicht für ein silurisches Alter der Gesamtfolge der Grauen Phyllite. Neben nicht näher bestimmbareren Korallen, Brachiopoden, Echinodermen, Trilobiten und Bryozoen fanden sich *Spirifer (Quadriarius)* cf. *dumontianus* und *Atrypa* cf. *gedinniana*, die aber, wie unten gezeigt wird, keine sichere Entscheidung über ein Obersilur- oder Unterdevon-Alter erlauben. Die Zugehörigkeit der Eppenhainer Fauna zum Unterdevon ist nach Wo. SCHMIDT 1958 jedoch durch das Vorkommen der Alge *Parka* cf. *decepiens* angezeigt. Auch SEWARD 1933, S. 125 hält das unterdevonische Alter von *Parka* für erwiesen: „... of the plants so far mentioned *Parka*, *Arthrostigma*, and *Zosterophyllum* are the safest guides to the Low Devonian age of plantbearing beds.“ Das Auftreten von *Parka* in den Grauen Phylliten von Eppenhain macht zwar das unterdevonische Alter dieser Schichten wahrscheinlich, ist aber kein strenger Beweis, da eine genaue Artbestimmung nicht möglich war. Es darf nicht ausgeschlossen werden, daß *Parka* auch schon im obersten Silur vorkommen kann, worauf Herr Prof. Dr. F. MICHELS freundlicherweise aufmerksam machte.

In Übereinstimmung mit Wo. SCHMIDT 1958 wird angenommen, daß die Grauen Phyllite Ablagerungen verschiedenen Alters umfassen. Der Obersilurische Anteil, gekennzeichnet durch Graptolithen und *Dayia navicula*, ist bis heute nur aus dem Goldsteintal bekannt. Diese untere Abteilung der Grauen Phyllite kann mit der Remscheider-Fazies der Köbbinghäuser-*Dayia*-Schichten verglichen werden, wie es DAHMER 1946 (allerdings für die Gesamtfolge) vorschlägt. Der unterdevonische Anteil, charakterisiert durch die bei Eppenhain gefundene *Parka*, zeigt nach den Brachiopoden: *Spirifer (Quadriarius)* cf. *dumontianus* und *Atrypa* cf. *gedinniana* Beziehungen zu den Weismes-Schichten. Da die Weismes-Fauna nach R. & E. RICHTER 1954, S. 52, 53 und Wo. SCHMIDT 1954, S. 60 eine marine Vertretung des Obergedinnes darstellt, ist eine Beteiligung der höchsten Schichten der Grauen Phyllite am Obergedinne nicht ausgeschlossen.

In diesem Zusammenhang möge die von DAHMER vertretene Gleichsetzung Gedinne = Ludlow kurz gestreift werden. Bei SOLLE 1948, S. 116 stellt DAHMER in einer Mitteilung fest: „Alle Ablagerungen, die bisher unter der Bezeichnung Gedinne in der Literatur geführt und an die Basis des Devons gestellt wurden, haben Ludlow-Alter.“ Ähnlich äußert er sich 1951, S. 131. Diese Auffassung leitet sich im wesentlichen aus dem konservativen Verhalten der Brachiopoden und Muscheln im Grenzbereich Silur/Devon ab. So tritt nach DAHMER 1951, S. 15 in der Remscheider Fazies der Köbbinghäuser-*Dayia*-Schichten die Brachiopodengemeinschaft: *Spirifer (Quadriarius)* *dumontianus*, *Atrypa gedinniana*, *Stropheodonta ornatella* zusammen mit *Dayia navicula* auf einem Handstück auf. Der Leitwert von *Dayia navicula* für Mittelludlow ist nach R. & E. RICHTER 1954 gesichert. Dieselbe Brachiopodengemeinschaft kommt auch in den Schichten des Goldsteintales vor, aus denen *Dayia navicula* und Graptolithen bekannt sind. Es verwundert nicht, wenn DAHMER 1952 deshalb die Weismes-Schichten, die zwar weder *Dayia navicula* noch Graptolithen enthalten, aber durch die oben genannte Brachiopodengemeinschaft gekennzeichnet sind, in das Mittelludlow verweist. Wie schon angeführt wurde, ist jedoch nach den Untersuchungen von

R. & E. RICHTER und Wo. SCHMIDT die Weismes-Fauna als marine Vertretung des Obergedinnes aufzufassen. Dieses an Hand der Trilobiten- und Vertebraten-Chronologie gewonnene Ergebnis führt nun zu der Feststellung, daß die Brachiopodengemeinschaft gebildet aus *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus*, *Atrypa gedinniana* und *Stropheodonta ornatella* offenbar eine Lebensdauer vom Mittelludlow (Köbbinghäuser Schichten, Graue Phyllite des Goldsteintales) bis zum Obergedinne (Weismes-Schichten) hat. Die von DAHMER verfochtene These: Gedinne = Ludlow, mit anderen Worten, der Wegfall des Gedinnes, ist demnach bei alleiniger Berücksichtigung der Brachiopoden verständlich. Die Selbständigkeit der Gedinne-Stufe ist aber nach R. & E. RICHTER 1954, S. 52 und Wo. SCHMIDT 1954, S. 45 vom Standpunkt der Trilobiten-, Vertebraten- und Pflanzen-Stratigraphie aus gesichert. Bestehen bleibt DAHMERS Beobachtung, daß manche Brachiopoden und Muscheln sich im Grenzbereich Silur/Devon recht konservativ verhalten.

III. Die Bunten Schiefer

1. Lithologie

Die Bunten Schiefer bestehen hauptsächlich aus rötlichen und grünen Tonschiefern. Im frischen Zustand (Wasserstollen Bad Homburg) sind die Farben nach der 24teiligen OSTWALD-Skala: rot nl 3—4; grün li 21—22. Seltener treten dunkelgraue Partien auf (Spitzer Berg, Blatt Königstein). Sandige Schiefer sind sehr verbreitet. Untergeordnete Einlagerungen sind die grünlichen Quarzite und die konglomeratischen „körnigen Phyllite“.

Durch Tektonik und Metamorphose wurden die Gesteine der Bunten Schiefer wesentlich verändert. In den tonigen und sandigen Komponenten werden die Hauptablösungsflächen durch die 1. Schieferung (S 1) gebildet. Die Schichtung ist im allgemeinen nur bei Vorliegen eines Farb- oder Materialwechsels deutlich erkennbar. Häufig sind die Schieferungsflächen (S 1) von feinen parallelen Runzeln bedeckt, die als Schnittgeraden von S 1 und der 2. Schieferung (S 2 = Schubklüftung) aufzufassen sind (MICHELS 1932, S. 38, KUBELLA 1951, S. 22). Neben dieser Runzelung zeigen die S 1-Flächen oftmals noch eine Knickung oder Zerknitterung.

Im Verlauf der Gebirgsbildung wurden die Bunten Schiefer metamorph überprägt. Das Dünnschliffbild eines grünen Schiefers vom Atzelberg läßt ein Grundgewebe aus Quarz, Chlorit und Serizit erkennen. Häufig erscheint der Chlorit radial um die Quarzkörner herum angeordnet. Die Korngröße bleibt unterhalb 100 μ . In diesem Grundgewebe liegen stark pleochroitische Chloritkristalle von 100—300 μ Durchmesser. Die Grünfärbung des Gesteins beruht auf dem hohen Chloritgehalt. Ein rötlicher Schiefer von der gleichen Stelle zeigt ebenfalls ein feinkörniges Grundgewebe aus Quarz, Chlorit und Serizit, in das größere Chlorite eingesprengt sind. Die Färbung ist bedingt durch etwa 1—2 μ große, rötlich durchscheinende Kristalle, welche sehr reichlich im Grundgewebe vertreten sind. Eine röntgenographische Untersuchung ergab, daß es sich bei diesem Mineral um Hämatit handelt.

Die tektonische Beanspruchung der Bunten Schiefer ist oft örtlich verschieden. So stehen an dem Weg zwischen Ehlhalten und Eppenhain (Blatt Königstein) rote phyllitische Schiefer an, deren Schieferungsflächen sowohl Runzelung als auch Knitte-

rung zeigen. Im Gegensatz dazu sind die Rotschiefer im Fossilfundpunkt nördlich Eppenhain vom Habitus eines ebenflächigen Tonschiefers. In der Nachbarschaft dieser Stelle sind jedoch wieder stärker beanspruchte Gesteine zu beobachten.

Von gewisser stratigraphischer Bedeutung sind Kalkknotenschiefer, die gelegentlich in den Bunten Schiefen auftreten. MICHELS 1932, S. 23 erwähnt erstmalig Kalkknollen aus dem Gedinne des Taunus. Das Vorkommen befindet sich im Bereich von Blatt Wehen. NÖRING 1939, S. 18—19 beschreibt „Kalkaugenschiefer“ aus den Bunten Schiefen des Hunsrück. Gleichartige Kalkknollen fanden sich nunmehr auch im Gebiet von Blatt Königstein. Sie sind eingelagert in tonige und sandige Schiefer des Atzelberges und Spitzen Berges, und zwar sowohl in rötliche als auch in grüne Partien. Im allgemeinen ist das Karbonat ausgewittert, so daß etwa 1 cm große, leicht flachgedrückte Hohlräume zurückbleiben, welche mit Brauneisenmulm erfüllt sind. Die noch unverwitterten Knollen brausen bei Zugabe von kalter verdünnter Salzsäure. Demnach handelt es sich im wesentlichen um Kalzit und nicht um Ankerit oder Dolomit, wie nach der bräunlichen Farbe zu vermuten war. Im Dünnschliff sind neben Kalzitkristallen mit Druckwillingbildung noch reichlich Chlorit und Hämatit zu erkennen. Der nach Weglösung des Kalks zurückbleibende Brauneisenmulm ist auf Oxydation und Hydratation dieser eisenhaltigen Minerale zurückzuführen.

Ähnliche Kalkknotenschiefer beschreibt ASSELBERGHS 1946, S. 317—318 aus den Ardennen. GOSSELET 1880, S. 304 benutzt diese Kalkknollen zur Parallelisierung der Bunten Schiefer des Hunsrück mit dem bunten Obergedinne der Ardennen. Die lithologische Übereinstimmung der Bunten Schiefer am Südrand des rheinischen Schiefergebirges mit dem Obergedinne der Ardennen und des Hohen Venns ist sehr auffällig. So bestehen die Schichten von Oignies zum überwiegenden Teil aus bunten Schiefen (schistes bigarrés) mit Kalkknollen (ASSELBERGHS 1946, S. 63, Lexique stratigraphique 1956, S. 309). Die Schichten von Fooz werden im oberen Teil ebenfalls aus bunten Schiefen mit Kalkknollen gebildet (ASSELBERGHS 1946, S. 90, Wo. SCHMIDT 1956, S. 74). Bei der von ihm vorgenommenen Gliederung des Gedinnes im Hohen Venn weist Wo. SCHMIDT 1956 den dort vorkommenden Kalkknollen eine wesentliche stratigraphische Funktion zu. Die Abteilung $t_1 \gamma$ des Venn-Gedinnes ist durch an Kalkknollen reiche bunte Schiefer gekennzeichnet. Es kann somit gesagt werden, daß die Kalkknotenschiefer ein charakteristisches Element der unter sich sehr ähnlichen bunten Obergedinne-Schichten in den genannten Gebieten darstellen.

Die Bunten Schiefer des Taunus sind hauptsächlich feinkörnige Ablagerungen. Konglomeratische Einlagerungen treten untergeordnet als „körnige Phyllite“ auf. Typisch sind hier nur wenige Millimeter große Quarzkörner, die in einem feineren Grundgewebe liegen. Auf diese Weise kommt der körnige Habitus des Gesteins zustande (MICHELS 1932, S. 23). Die „körnigen Phyllite“ des Atzelberges zeigen durch ihren Gehalt an kaum aufgearbeiteten Schieferbruchstücken (bis zu 2 cm Länge beobachtet) einen grauackertartigen Charakter. Im westlichen Taunus (Blatt Bingen-Rüdesheim und Eltville-Heidenfahrt) werden die „körnigen Phyllite“ gröber konglomeratisch. Als petrographische Besonderheit unter den Geröllkomponenten sind wenig verrundete Bruchstücke eines dunklen Gesteins zu erwähnen, das äußerlich einem Kiesel-schiefer sehr ähnlich sieht. Diese Bruchstücke sind linksrheinisch (Mühlbach- und Postbachtal) noch selten und klein. Im Aßmannshäuser Sattel, bei Aulhausen, treten

sie schon häufiger auf und erreichen einen Durchmesser von etwa 3 cm. Das Maximum ihrer Größe und Häufigkeit stellt sich bei Kloster Eberbach und Kiedrich ein. Die eckigen Fragmente können hier über 10 cm Durchmesser erlangen (MICHELS 1931, S. 29). Nach Osten zu nimmt ihre Häufigkeit und Korngröße rasch ab (MICHELS 1932, S. 23). Die Vorkommen der gröber konglomeratischen „körnigen Phyllite“ liegen ungefähr auf derselben, etwa SW/NE streichenden Linie, so daß die Korngrößenverteilung senkrecht zu dieser linearen Verbreitung und damit die Schüttungsrichtung nicht ermittelt werden konnte. NÖRING 1939, S. 81 nimmt für diesen „Konglomeratfächer von Bingen“ eine Schüttung aus südlicher Richtung an. MICHELS 1931, S. 29 zieht als Möglichkeit in Betracht, daß Tuffruptionen zertrümmertes Material aus dem älteren Untergrund weithin zerstreuten. Die Herkunft der kieselschieferähnlichen Komponente ist jedoch ungeklärt, da aus dem Vordevon, welches die Bunten Schiefer unterlagert, ein derartiges Gestein noch nicht bekannt geworden ist.

Die mikroskopische Untersuchung der oben erwähnten Fragmente ergab als Mineralbestand Quarz und blaugrüne Hornblende zu etwa gleichen Teilen. Im allgemeinen bleibt die Korngröße unter 100 μ . Das Raumgewicht, ermittelt an 5 Stücken, schwankt zwischen 2,7 und 3 g/cm³. Durch seinen hohen Gehalt an Hornblende weicht dieses Gestein von der Zusammensetzung eines Lydites erheblich ab. Bemerkenswert sind gelegentlich darin zu beobachtende rundliche Querschnitte von etwa 1 mm bis über 1 cm Durchmesser, die fossilverdächtig erscheinen (MICHELS 1931, S. 29, 45). Fig. 1 auf Taf. 16 zeigt im Anschliff die fraglichen Gebilde. In Dünnschliffen ist zu erkennen, daß in den hellen Zonen der Quarz, in den dunklen dagegen die Hornblende überwiegt. Organische Strukturen ließen sich nicht nachweisen. Wenn solche überhaupt vorhanden waren, dann wurden sie durch die Hornblendesprossung zerstört. Möglicherweise sind die abgebildeten Formen auf Reaktions- oder Kristallisationsvorgänge zurückzuführen. Eine sichere Entscheidung, ob das Quarz-Hornblende-Gestein als metamorphes Sediment oder als magmatische Bildung anzusehen ist, konnte nicht getroffen werden.

2. Sedimentäre Strukturen

In der Nähe des Fossilfundpunktes nördlich Eppenhain (Blatt Königstein) fanden sich in einem Aufschluß und auf einer Schutthalde am Weghang grüne Schiefer, welche infolge einer geringeren tektonischen Beanspruchung noch Reste sedimentärer Strukturen erkennen lassen. Die Schieferung schneidet hier die Schichtung unter einem spitzen Winkel derart, daß die sedimentären Lagen profilartig auf der Schieferungsfläche abgebildet werden. Durch die Schieferung ist das Gestein so intensiv überprägt worden, daß die Schichtung nicht mehr als Ablösungsfläche in Erscheinung tritt.

Die einzelnen Strukturen seien an Hand der Fig. 2—8 auf den Taf. 16 und 17 beschrieben. Da Schichtung und Schieferung nicht senkrecht aufeinander stehen, ist eine Verzerrung der Höhen zu beachten.

Taf. 17 Fig. 2:

In einem „Profil“ von 20 cm scheinbarer Mächtigkeit (bei senkrechter Schnittlage ergäbe sich die etwa 12 cm betragende wahre Mächtigkeit) kann man 7 Schichten unterscheiden. Die Orientierung leitet sich aus der Schrägschichtung ab, deren Schau-

felflächen nach oben geöffnet sind. Die Folge beginnt mit dem Ton T 1, dessen strömungserodierte Oberfläche von der sandigen Lage S 1 bedeckt wird. Darauf liegt der Ton T 2, welcher mit Sand erfüllte Risse enthält. Die nächste Schicht, der Sand S 2, wird vom Ton T 3 ohne Risse überlagert. Der darüber folgende Sand S 3 zeigt eine deutliche Schrägschichtung. Daraus ergibt sich eine Strömungsrichtung von rechts nach links. Der Ton T 4 bildet den Abschluß.

Taf. 16 Fig. 3:

Es handelt sich hierbei um die gleiche Schichtfolge wie auf Fig. 2, jedoch ist der obere Teil, S 3 und T 4, weggebrochen. Die Oberfläche des Tones T 1 zeigt einen durch Strömung erodierten Kolk, der mit dem schräggeschichteten Sand S 1 ausgefüllt ist. Nach SHROCK 1948, S. 230, Fig. 188 ist diese Erscheinung als „scour-and-fill structure“ anzusprechen. Die Strömungsrichtung wird durch die Schrägschichtung in dem (überhöht erscheinenden) Kolk als von links nach rechts verlaufend angezeigt. In der Tonschicht T 2 sind mit Sand erfüllte Risse sichtbar, welche den Ton nur ein Stück weit durchschlagen. Aus der eindeutigen Orientierung des Stückes durch die Kolkmarke folgt, daß die Risse in der Tonlage T 2 an deren Oberfläche beginnen und nach unten zu auskeilen. Die Bildung der Risse und ihre Ausfüllung mit Sand ist also von oben her erfolgt.

Taf. 17 Fig. 4:

Die Orientierung dieses Stückes ergibt sich aus dem Vergleich mit den Fig. 2 und 3, welche dieselbe Schichtfolge darstellen. Die oberen Teile, S 3 und T 4, sind hier weggebrochen. In der Tonlage T 2 ist ein größerer Riß zu sehen, welcher nach oben zu breiter wird und von dem darüber liegenden Sand S 2 her gefüllt erscheint. Um den naheliegenden Zusammenhang zwischen der Rißfüllung und dem überlagernden Sand S 2 genauer nachzuprüfen, wurde ein Anschliff parallel der Schichtfläche von S 2 hergestellt. Es zeigte sich, daß der Sand S 2 durch kleine Schwermineralanhäufungen aus Zirkon und Leukoxen gekennzeichnet ist. Eine dieser „Seifen“ befindet sich gerade über dem größten der auf dem Bild erkennbaren Risse. Aus der Tatsache, daß die sandige Rißfüllung dieselben Schwerminerale enthält, ergibt sich mit hoher Wahrscheinlichkeit ihre Herkunft aus dem darüber liegenden Sand S 2. Die Möglichkeit, daß die Ausfüllung des Risses durch eine dem Sand S 2 vorhergegangene, bereits wieder weggespülte Sandlage erfolgt sein könnte, ist dementsprechend nur noch gering zu bewerten.

Taf. 17 Fig. 5:

Die Orientierung des Stückes ergibt sich aus dem Vergleich mit dem Anstehenden (Fig. 7). Da die Risse nach unten zu auskeilen, ist die Bildung und Ausfüllung von unten her ausgeschlossen. Die Rißbildung ging also von der Oberseite des Tones aus, woher auch die Füllung erfolgte.

Taf. 17 Fig. 6:

Die Orientierung ist die gleiche wie bei Fig. 5, da beide Stücke von derselben Stelle entnommen wurden. Die Rißbildung und Rißfüllung ist demnach auch hier von oben her erfolgt. Bemerkenswert ist die schräggeschichtete Sandlage, welche unmittelbar

an die Risse angrenzt. Die Schrägschichtung ist an der Einmündung der Risse nicht gestört. Damit ist die Rißbildung und Rißfüllung nach bereits vollendeter Ablagerung des schräggeschichteten Sandes ausgeschlossen, da sonst dessen feine sedimentäre Struktur in der Nähe der Risse verletzt sein müßte. Unter Heranziehung des an Hand von Fig. 4 abgeleiteten Ergebnisses kann geschlossen werden, daß die Risse zu Beginn der Sedimentation des schräggeschichteten Sandes durch diesen ausgefüllt wurden. Die am oberen Ende der Risse sichtbare Gabelung ist auf den flachen Schnitt der Schieferung mit der Schichtung in der Nähe von Dreistrahlern zurückzuführen.

Taf. 16 Fig. 7:

Diese Abbildung zeigt die Risse führenden Gesteine anstehend im Aufschluß. Da in diesem Gebiet keine Anzeichen von inverser Lagerung vorhanden sind und weiterhin in der Nachbarschaft der Risse auftretende schräggeschichtete Rippeln die normale Lagerung anzeigen, kann in Verbindung mit Fig. 3 und 4 als erwiesen gelten, daß die Bildung und Füllung der Risse von der Oberseite der Tonschicht aus erfolgte. Die Risse sind augenscheinlich von dem sandigen Band her gefüllt worden, das in der Bildmitte erkennbar ist.

Taf. 16 Fig. 8:

Dargestellt sind Strömungsrippeln in einem durch Ton bedeckten Sand. Die Rippeln enthalten die innere Struktur, welche von SHROCK 1948, S. 103 als kennzeichnend für current ripple ridges angegeben wird. Die kaum gewölbte Schrägschichtung hat eine ähnliche Neigung wie die steilere Flanke der Rippeln und wird von deren flacheren Seite scharf abgeschnitten. Die Strömungsrichtung verläuft auf der Abbildung ersichtlich von rechts nach links.

Die oben mehrfach erwähnten Risse in den Tonen erfordern eine genauere Untersuchung, da es sich möglicherweise um im Auftauchbereich entstandene Trockenrisse handeln könnte. In diesem Falle wäre eine äußerst wesentliche Aussage über die Ablagerungsverhältnisse der Bunten Schiefer gewonnen. Bei der Besprechung der Fig. 3, 4, 6 und 7 ergaben sich die Feststellungen, daß 1. die Rißbildung von der Oberseite des Tones aus erfolgte, 2. die Bildung vor der Ablagerung der auflagernden Sandschicht geschah, und 3. die Risse zu Beginn der Sedimentation des darüber liegenden Sandes durch diesen ausgefüllt wurden.

Nach JÜNGST 1934, R. RICHTER 1937 und 1941, SOLLE 1941 und SCHÄFER 1954 kommen für die Rißbildung in Sedimenten folgende 5 Entstehungsmöglichkeiten in Betracht:

1. Luftrisse (subaerischer Wasserentzug durch Trockenfallen, meistens mit Sand erfüllt, Dreistrahler, Polygonalfelder).
2. Innenschumpfungsrisse (diagenetischer Wasserentzug in bereits sediment-bedeckten Sediment, meistens offen oder mineralisiert).
3. Subaquatische Schumpfungsrisse (Synärese bei kolloidalen Tonen, bisher nur experimentell bekannt).
4. Beulenrisse (in beulenartigen Aufwölbungen durch Gaserzeugung im Untergrund).
5. Hangrisse (in abrutschenden Sedimenten, so an steilen Gleithängen von Prielen beobachtet).

Es stellt sich nun die Frage, welchem dieser 5 Typen die Risse in den Bunten Schiefern zuzuordnen sind.

Aus den obigen Betrachtungen geht klar hervor, daß eine Deutung als Innenschwumpfungsrisse den Erscheinungen nicht gerecht wird (Fig. 6).

Es ist ebenso unwahrscheinlich, daß es sich um Beulenrisse handelt. So ist auf Abb. 7 keinerlei Aufwölbung zu erkennen, obwohl eine solche, wenn man die Größenordnung der Risse mit dem Radius einer zugehörigen Beule vergleicht, durchaus sichtbar sein müßte. Weiterhin ließe sich bei einer derartigen Annahme die Herkunft des zur Aufwölbung erforderlichen Gases kaum klären. Die von SCHÄFER 1954 geforderten kohligten Schichten im Liegenden der Beulenrisse führenden Tone (als Anzeichen einstmals vorhandener, gaserzeugender organischer Substanz) fehlen im Taunus. Das Auftreten von Hämatit in den Rotschiefern beweist für den größten Teil der Bunten Schiefer eine Ablagerung in sauerstoffreichem Milieu. Die wenigen bis heute bekannten Pflanzenreste sind nicht kohlig, sondern silikatisch erhalten. Diese Beobachtungen sprechen gegen die Deutung als Beulenrisse.

Der Versuch, die Erscheinungen als Hangrisse zu erklären, stößt auf ähnliche Schwierigkeiten. Nach SCHÄFER 1954 sind Hangrisse selten erhaltungsfähig, weil der Vorgang des Reißens erst dann sein Ende findet, wenn die gleitende Schicht als Ganzes abgerutscht ist und nicht mehr als Schicht existiert. Die Erhaltung einer nur wenige Zentimeter dicken, gerade abgleitenden Schlickschicht (Fig. 2, 3, 4) in Art einer Momentaufnahme ist in einem durch kräftige Strömungen ausgezeichneten Meeresgebiet (Kolkmarke auf Fig. 3) sehr unwahrscheinlich. Jedoch ist das langsame Abgleiten eines größeren Sedimentpaketes und das damit verbundene Auftreten von Zerrungsrissen in Erwägung zu ziehen. Wie aber aus den Fig. 2, 3, 4 und 6 zu ersehen ist, sind die Risse auf nur eine Lage innerhalb der ganzen Schichtfolge beschränkt, eine Tatsache, welche von vorneherein gegen die Vorstellung einer Hangrutschung spricht. Weiterhin ist ersichtlich, daß die durch Schrägschichtung hervorstechenden Sande oberhalb der zerrissenen Tonlage keine Störung in ihrer Struktur aufweisen. Eine zur Ribbildung führende Gleitung konnte demnach nur nach Ablagerung des nun gerissenen Tones und vor der Sedimentation der darüber liegenden Schichten erfolgt sein. Die Fig. 2 läßt aber erkennen, daß die Risse nur die etwa 1,5 cm mächtige Tonlage T 2 durchstoßen, während der darunter liegende Sand S 1 und vor allem der Ton T 1 völlig unversehrt geblieben sind. Kommt jedoch ein ganzes Sedimentpaket in Bewegung, dann werden die dabei entstehenden Zerrungsrisse kaum auf eine nur wenige Zentimeter starke Außenschicht beschränkt bleiben. Andernfalls liegt eben nur das Abrutschen einer dünnen Oberflächenschicht vor, wie es bei den schon besprochenen Hangrissen der Fall ist.

Die Risse auf den Fig. 5, 6 und 7 erscheinen länger als die übrigen. Da aber alle Stücke dem gleichen Vorkommen entstammen, ist an der gleichartigen Entstehung nicht zu zweifeln. Unterschiede im Erscheinungsbild der Risse, etwa bezüglich der Länge und Breite, sind größtenteils auf den variierenden Winkel zwischen Schieferung und Schichtung zurückzuführen.

Als weitere Entstehungsmöglichkeit der Risse in den Tonlagen ist Synärese (JÜNGST 1934) in Betracht zu ziehen. Derartige subaquatische Schwumpfungsrisse sind nach R. RICHTER 1941 aus der Natur noch nicht bekannt geworden, das heißt, noch nicht als

solche erkannt worden. Es erscheint sehr zweifelhaft, ob solche Strukturen von kolloidalen Tonen in stärkeren Strömungen, wie sie im Ablagerungsraum der Bunten Schiefer geherrscht haben, erhaltungsfähig sind.

Die wahrscheinlichste Deutung der Risse in den Tonlagen der Bunten Schiefer besteht in dem Vergleich mit Luftrissen. Ein typisches Merkmal von Luftrissen, die Dreistrahler-Struktur, ist auf Fig. 6 andeutungsweise zu erkennen. Ein völlig sicherer Beweis für die subaerische Entstehungsweise konnte nicht erbracht werden, weil vor allem ein größerer Überblick auf Schichtflächen durch die tektonischen Verhältnisse verhindert wird.

Die oben beschriebenen sedimentären Strukturen gestatten einen Einblick in die Ablagerungsbedingungen der Bunten Schiefer:

1. Es fand ein häufiger Sedimentwechsel statt (Fig. 2).
2. Tonoberflächen wurden durch Strömungen erodiert. In den ausgespülten Kolken setzte sich schräggeschichteter Sand ab (scour-and-fill structure, Abb. 3).
3. Die Strömungen erzeugten in den Sanden Schrägschichtung und Strömungsrippeln (Fig. 2, 8).
4. Die in Tonlagen beobachteten Risse sind wahrscheinlich Luftrisse (Trockenrisse). Damit wäre ein Anzeichen für Emersion gegeben.

Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß die Bunten Schiefer im Raum von Eppenhain Ablagerungen eines sehr flachen Meeres darstellen. Die Sedimentation verlief rasch wechselnd, wurde durch Strömungen gestört und wahrscheinlich bei gelegentlichen Emersionen völlig unterbrochen. Auch MICHELS 1930, S. 21 weist an Hand eines Profils im Postbachtal (Blatt Bingen—Rüdesheim) ausdrücklich auf die unruhige, rasch wechselnde Sedimentation hin. Angesichts der lithologischen Gleichförmigkeit der Bunten Schiefer könnte die Flachwasser-Fazies durchaus im gesamten Verbreitungsgebiet dieser Schichten am Südrand des rheinischen Schiefergebirges vertreten sein.

Aus dem Gedinne der Ardennen werden folgende Flachwassermarken genannt: Rippelmarken in den Schichten von Oignies (ASSELBERGHS 1946, S. 60), Schrägschichtung und Rippelmarken in den Schichten von Saint Hubert (ASSELBERGHS 1946, S. 77, 78, 81, 86), Trockenrisse, Schrägschichtung und Rippelmarken in den Schichten von Fooz (ASSELBERGHS 1946, S. 92, 107).

Die bereits angeführten Parallelen in der Lithologie des Obergedinnes der Ardennen und der Bunten Schiefer am Südrand des rheinischen Schiefergebirges werden demzufolge noch ergänzt durch die gemeinsamen Flachwassermarken.

3. Fauna

Die Bunten Schiefer am Südrand des rheinischen Schiefergebirges lieferten kürzlich (Wirth 1957) bei Eppenhain (Blatt Königstein) die ersten Fossilien. Nach Wo. SCHMIDT 1958 handelt es sich dabei um Agnathen-Bruchstücke, welche der Gattung *Pteraspis* zugeordnet werden können.

Spätere Nachforschungen am gleichen Fundpunkt ergaben neben anderen die auf Taf. 18 Fig. 9, 10 und 11 wiedergegebenen Vertebratenreste. Es sind dunkelgrüne Gebilde, die in rotbraune, gelegentlich Kalkknollen führende, phyllitische Tonschiefer

eingebettet sind. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß die Fossilfragmente im wesentlichen aus Quarz und Chlorit aufgebaut werden. Die Anreicherung des Chlorits gegenüber der umgebenden Schiefersubstanz ist die Ursache der grünen Färbung.

Die Fotografien der präparierten Fossilreste wurden von Herrn Professor Dr. W. GROSS, Berlin, freundlicherweise begutachtet: Es handelt sich größtenteils um Plattenbruchstücke von *Pteraspis* sp. mit deutlich sichtbaren Dentinleisten. Eine Artbestimmung war nicht möglich, da diagnostisch verwertbare Elemente, etwa das Rostrum, fehlen. Fig. 11 zeigt einen Acanthodier-Flossenstachel.

Der Vertebraten-Fundpunkt im Obergedinne des Hohen Venns (Wo. SCHMIDT 1954) liegt in roten und grünen, Kalkknollen führenden Schiefen, ist also dem Vorkommen bei Eppenhain lithologisch sehr ähnlich. Beiden Faunen ist die Gattung *Pteraspis* und das Auftreten von Acanthodiern gemeinsam.

Die Fauna von Eppenhain erlaubt infolge der noch ausstehenden Artbestimmung von *Pteraspis* nicht, die Bunten Schiefer des Taunus und Hunsrück mit dem faziell sehr ähnlichen Obergedinne der Ardennen, des Hohen Venns und des Sauerlandes chronologisch streng zu parallelisieren. In diesen Gebieten ist *Pteraspis crouchi* leitend (Lexique stratigraphique 1956, S. 309, Wo. SCHMIDT 1954, S. 40). Solange diese Art im Taunus und Hunsrück nicht nachgewiesen ist, fehlt der letzte Beweis für die genaue Gleichaltrigkeit der bunten Gedinne-Schichten im Nordteil und am Südrand der rheinischen Geosynklinale. Nach Wo. SCHMIDT 1958 ist jedoch auf Grund der Lagerungsverhältnisse das Alter der Bunten Schiefer des Taunus auf das Obergedinne eingeeengt.

4. Flora

Das Fossilvorkommen bei Eppenhain lieferte neben Vertebraten in etwa gleicher Häufigkeit auch Pflanzenreste. Es handelt sich dabei um dunkelgrüne Gebilde, die in rotbraune phyllitische Tonschiefer eingebettet sind. Die Erhaltung ist nicht kohlig, sondern silikatisch. Das Dünnschliffbild eines Restes ließ eine Zusammensetzung aus Quarz und Chlorit erkennen. Die grüne Färbung beruht auf der Chlorit-Anreicherung gegenüber der umgebenden Schiefersubstanz. Die einzelnen Stücke seien an Hand der Katalognummern der Senckenberg-Sammlung besprochen. Herr Professor Dr. KRÄUSEL, Senckenberg-Museum, hält die Bestimmungen für vertretbar.

SM. B. 8514:

Bruchstück eines Sprosses, Länge etwa 35 mm, Breite 3—4 mm, Dicke im Querschnitt 1 mm. Die sichtbare Oberfläche trägt ungefähr 30 knötchenartige Erhebungen, deren Durchmesser zwischen 0,1 und 0,5 mm schwanken. Das Stück ist mit Abb. 45, S. 73 in KRÄUSEL & WEYLAND 1930 zu vergleichen. Hiernach könnte es sich um ein abgerolltes Bruchstück eines unteren Achsentiles von *Psilophyton* handeln.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8515 (Taf. 16 Fig. 12):

Bruchstück eines Sprosses, das sich nach einer Seite verjüngt. Länge etwa 30 mm, Breite 2—4 mm. Dicke des Querschnittes am breiteren Ende 1,5 mm. Auf der Oberfläche sind ungefähr 25 kleine Knötchen zu beobachten. Es liegt wohl der gleiche Typ wie bei SM. B. 8514 vor.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8516:

Zerdrückter Achsenteil, Länge etwa 40 mm, Breite unregelmäßig wechselnd von 1—5 mm. Die Oberfläche des Restes ist mit feinen Knötchen besetzt, deren Durchmesser sich um 0,1 mm bewegen. Ähnlicher Typ wie SM. B. 8514 und 8515.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8517:

Verzweigter Pflanzenrest, Länge rund 80 mm, Sproßbreite etwa 4 mm. Die Oberfläche ist nicht so reichlich mit Knötchen besetzt wie bei den bisher beschriebenen Stücken. Ein Vergleich mit Abb. 50, S. 73 in KRÄUSEL & WEYLAND 1930 liegt nahe. Es dürfte sich hiernach um einen etwas höheren Achsenteil handeln, der weniger Dornen trägt.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8518:

Pflanzenbruchstück, Länge rund 10 mm, Breite etwa 5 mm (z. T. noch von Gestein verdeckt). Die Oberfläche des Restes zeigt stellenweise verhältnismäßig grobe Erhebungen von fast rechteckigem Umriß, Breite 0,2 mm, Länge 0,5 mm.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8519:

Ein der Länge nach aufgebrochener, sich nach einer Seite verjüngender Sproß, Länge etwa 26 mm, Breite 1—4 mm, Dicke am breiteren Ende 2 mm. Bemerkenswert an diesem Stück sind deutlich erkennbare Zellstrukturen. Am schmälern Ende finden sich einige kleine dornartige Auswüchse.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8520:

Ein der Länge nach aufgebrochener Sproß mit deutlichen Zellstrukturen. Breite etwa 3 mm. Darunter ist ein stärker abgerollter Pflanzenrest zu sehen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen beiden Stücken um den gleichen Typ wie bisher.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8521:

Flachgedrücktes Pflanzenbruchstück, Länge rund 30 mm, Breite etwa 10 mm. Die Oberfläche scheint aus schuppenartigen Gebilden zusammengesetzt zu sein, deren Durchmesser bei nicht sehr regelmäßiger Form 1—2 mm betragen.

Bestimmung: *Asteroxylon* ? sp.

Unterhalb dieses Restes ist ein mit Knötchen besetztes Fragment erkennbar, das den Formen von SM. B. 8514—8520 zugeordnet werden kann.

Bestimmung: *Psilophyton* ? sp.

SM. B. 8522:

Ein sich nach einer Seite verjüngendes Pflanzenbruchstück, Länge etwa 15 mm, Breite 1—4 mm. Im Gegensatz zu den bisherigen Resten trägt die Oberfläche hier keine Knötchen, sondern ist in mehr oder weniger parallele Längsrippen und Längs-

narben aufgelöst. Die Breite dieser Skulpturelemente beträgt etwa 0,2 mm, ihre Länge 1—2 mm. Das Stück ist zu vergleichen mit Fig. 5, Taf. 9 in KRÄUSEL & WEYLAND 1930.

Bestimmung: *Taeniocrada* ? sp.

SM. B. 8523:

Teil eines Pflanzensprosses, Länge etwa 18 mm, elliptischer bis runder Querschnitt, Breite ungefähr 3 mm. Die Oberfläche ist ähnlich wie bei SM. B. 8522 in feine Narben und Rippen von 0,5—1 mm Länge und 0,2 mm Breite aufgelöst. Es liegt wohl der gleiche Typ vor.

Bestimmung: *Taeniocrada* ? sp.

SM. B. 8524:

Pflanzenrest mit Verzweigungen (?). Länge des Hauptsprosses etwa 35 mm, Breite 1,5—2 mm. Es besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit Abb. 24, S. 35 in KRÄUSEL & WEYLAND 1930.

Bestimmung: *Taeniocrada* ? sp.

SM. B. 8525 (Taf. 18 Fig. 13):

Fragment von 12 mm Länge und etwa 3 mm Breite. Die Oberfläche ist in mehr oder weniger parallele Längsrippen und Längsrillen von etwa 0,2 mm Breite und 1 mm Länge aufgelöst. Es dürfte sich um den gleichen Typ wie bei SM. B. 8522 und 8523 handeln, jedoch um ein weniger stark abgerolltes Exemplar. Der Rest ist gut an Fig. 5, Taf. 9 in KRÄUSEL & WEYLAND 1930 anzuschließen.

Bestimmung: *Taeniocrada* ? sp.

Die hier beschriebene Flora setzt sich aus einzelnen, mehr oder weniger stark abgerollten Pflanzenbruchstücken zusammen. Es sind keine Anzeichen für Autochthonie vorhanden. Die Vergesellschaftung mit ebenfalls zerbrochenen Panzer-Elementen von Vertebraten zeigt an, daß das Material zusammengeschwemmt wurde. Die in unmittelbarer Nachbarschaft des Fossilvorkommens nachgewiesenen Rippeln, Kolkmarken und schrägschichteten Sande deuten auf die Strömungen hin, welche in dem einstmals vorhandenen Meeresraum geherrscht haben. Die vorgefundene Fossil-Vergesellschaftung ist als Thanatocoenose aufzufassen.

Die Erhaltung der Fossilreste in Quarz und Chlorit ist vielleicht auf metasomatische Vorgänge bei der Metamorphose zurückzuführen.

Sichere Pflanzenfunde aus den Bunten Schiefen des Taunus und Hunsrück waren bisher nicht bekannt. MICHELS 1930, S. 24 erwähnt „undeutliche Anzeichen von Fossilien (Pflanzen)“ in grünen „körnigen Phylliten“.

Nach Wo. SCHMIDT 1955 hatte das europäisch-festländische Gedinne bis vor kurzem noch keine bestimmbareren Pflanzen geliefert, lediglich Pflanzenhäcksel wird in der Literatur genannt. Als erste bestimmbareren Funde meldet Wo. SCHMIDT 1954 *Taeniocrada* und *Psilophyton* aus dem Gedinne des Sauerlandes, dann 1955 *Prototaxites caledonianus* und *Taeniocrada decheniana* aus dem Gedinne des Hohen Venns. Die unvollkommen erhaltenen Reste aus dem Taunus-Gedinne erlauben es kaum, einen näheren Vergleich mit diesen Formen vorzunehmen.

IV. Borgehalte und Salinität der Ablagerungen vom Mittelludlow bis zum Siegen

Nach LANDERGREN 1945 besteht eine lineare Beziehung zwischen dem Salzgehalt des Wassers und dem Borgehalt des darin abgelagerten Sedimentes. Neuere Untersuchungen im Ruhrkarbon durch BRADACS & ERNST 1956 und ERNST & KREJCI-GRAF & WERNER 1958 haben diesen Zusammenhang bestätigt. Es wird angegeben, daß sich die Borwerte bei der Metamorphose verschieben können, wobei aber innerhalb einer Schichtserie die Verhältnisse von marin = hoher Borgehalt und nicht-marin = niedriger Borgehalt gewahrt bleiben. Demnach sind nicht die absoluten Borwerte, sondern die Verhältnisse „hoch : niedrig“ für Salinitätsschwankungen in der betrachteten Schichtserie charakteristisch.

Aus den unterdevonischen Gesteinen des Vordertaunus liegen 21 Boranalysen vor. Davon wurden 19 im geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen und 2 im geologischen Institut der Universität in Frankfurt/Main ausgeführt. Im einzelnen ergaben sich die folgenden Analysenwerte:

Hunsrückschiefer (Siegen)

Bundenbacher Schiefer mit Echinodermen	0,029 Gew.-% B ₂ O ₃
S 1 blaugrüner Tonschiefer mit Echinodermenresten (Wehen, Blatt Wehen)	{ 0,031
	{ 0,030
S 2 graugrüner Tonschiefer (Neuhof, Blatt Wehen).	0,028

Hermeskeilschichten (Grenze Gedinne/Siegen)

H 1 mittelgrauer Tonschiefer	{ 0,022
(Feldberg, Blatt Feldberg)	{ 0,019
H 2 ziegelroter Tonschiefer	
(Schloßborn, Blatt Königstein)	0,019
H 3 ziegelroter Tonschiefer (Eiserne Hand, Blatt Wehen)	0,016

Bunte Schiefer (Obergedinne)

B 1 a rotbrauner Tonschiefer (Silverbachtal, Blatt Königstein)	0,012
B 1 b grüngrauer Tonschiefer (Silverbachtal, Blatt Königstein)	0,018
B 2 a rotbrauner Tonschiefer (Spitzer-Berg, Blatt Königstein)	{ 0,023
	{ 0,021
	{ 0,021
B 2 b grüngrauer Tonschiefer (Spitzer-Berg, Blatt Königstein)	{ 0,016
	{ 0,015
B 2 c mittelgrauer Tonschiefer (Spitzer-Berg, Blatt Königstein)	0,016
B 3 rotbrauner Tonschiefer (Ehlhalten, Blatt Königstein)	0,018
B 4 a rotbrauner Tonschiefer (Rotes Kreuz, Blatt Feldberg)	0,021
B 4 b hellgrüner Tonschiefer (Rotes Kreuz, Blatt Feldberg)	{ 0,019
	{ 0,017
	{ 0,015
B 5 braunroter Tonschiefer (Graf Hülsen Weg, Blatt Wehen)	0,023
B 6 a rötlicher Tonschiefer (Wasserstollen am Elisabethenstein, Blatt Bad Homburg)	{ 0,022
	{ 0,024
B 6 b grüner Tonschiefer (Wasserstollen am Elisabethenstein, Blatt Bad Homburg)	{ 0,021
	{ 0,017

Graue Phyllite (Mittelludlow-Untergedinne)

G 1 hellgrauer, bräunlich angewitterter Phyllit (Goldsteintal, Blatt Wehen)	$\left\{ \begin{array}{l} 0,033 \text{ Gew.-% } B_2O_3 \\ 0,032 \\ 0,032 \end{array} \right.$	
G 2 brauner, stark angewitterter Tonschiefer (Eppenhain, Blatt Königstein)		0,018
G 3 brauner, stark angewitterter Tonschiefer (Eppenhain, Blatt Königstein)		$\left\{ \begin{array}{l} 0,015 \\ 0,018 \end{array} \right.$
G 4 brauner, stark angewitterter Tonschiefer (Eppenhain, Blatt Königstein)	$\left\{ \begin{array}{l} 0,017 \\ 0,016 \\ 0,016 \end{array} \right.$	

Da zur Durchführung der Analysen möglichst sandfreie Tonschiefer erforderlich waren, wurden an Stelle des Taunusquarzites Proben aus dem Hunsrückschiefer untersucht.

Eine wesentliche Fehlerquelle bei der Beurteilung der Gesteine nach ihrem Borgehalt besteht darin, daß infolge eines unterschiedlichen Verwitterungsgrades Tonschiefer mit ursprünglich gleichen Borwerten nun abweichende Gehalte ergeben. Handelt es sich um Proben, die unter Tag entnommen wurden (Ruhrkarbon), dann fallen diese Unterschiede kaum ins Gewicht. Bei den vorliegenden Analysen beziehen sich nur 2 Werte, B 6a und B 6b, auf Stücke, deren Herkunft unter Tag liegt. Die Überdeckung betrug hierbei etwa 160 m gefaltetes Unterdevon (Homburger Wasserstollen am Elisabethenstein, bei 1650 m). Deutliche Differenzen im Borgehalt zeigen die Grauen Phyllite. Die Proben G 2, G 3 und G 4 stammen von Eppenhain, wo diese Schichten infolge starker Verwitterung nur noch in Baugruben anstehend vorgefunden wurden. Ein Vergleich mit den wesentlich festeren, an der Oberfläche anstehenden Grauen Phylliten vom Goldsteintal (G 1) läßt erkennen, daß die Gesteine von Eppenhain nur etwa halb so viel Bor (0,016%) enthalten wie das Material aus dem Goldsteintal (0,032%). Beide Vorkommen führen jedoch Echinodermen und Korallen, gehören also gleichermaßen der marinen Fazies an und müßten theoretisch vergleichbare Bormengen enthalten. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die ebenfalls Echinodermen führenden Hunsrückschiefer mit ihren Borgehalten den Schiefern des Goldsteintales sehr nahe kommen, darf angenommen werden, daß die Grauen Phyllite von Eppenhain einen beträchtlichen Teil des Bors durch Verwitterungsvorgänge verloren haben. Zur Beurteilung der Salinität sind die Borgehalte der Gesteine von Eppenhain unbrauchbar. Innerhalb der Bunten Schiefer bewegen sich die Gehalte von 0,012 bis 0,024%. Den höchsten Wert enthält bezeichnenderweise eine Probe aus dem Homburger Wasserstollen. Diese Schwankungen sind sicherlich nur zum geringeren Teil primärer Natur (Salinität), sondern beruhen im wesentlichen auf dem unterschiedlichen Verwitterungsgrad in den einzelnen Partien der Bunten Schiefer.

Der in der Abbildung I dargestellte Streckenzug wurde aus den jeweils höchsten Analysenwerten der betreffenden Schichten konstruiert, um die sekundären Borverluste möglichst auszuschneiden.

Der Borgehalt beträgt hiernach in den Grauen Phylliten 0,033%, fällt in den Bunten Schiefern auf 0,024% und in den Hermeskeilschichten auf 0,022% ab. In den Hunsrückschiefern werden wieder 0,031% erreicht. Die Bunten Schiefer und die

Hermeskeilschichten weisen also niedrigere Borgehalte als die Hunsrückschiefer und die Grauen Phyllite auf. Betrachtet man die Bormengen im Zusammenhang mit Fossilführung und Fazies, dann ergibt sich folgendes Bild der Salinitätsverhältnisse der Ablagerungen im Vordertaunus:

Hunsrückschiefer (Siegen)

Es handelt sich um dunkle Tonschiefer mit Echinodermen und hohen Borgehalten, die der rein marinen Fazies angehören. Der etwa gleichaltrige Taunusquarzit ist infolge der häufig auftretenden Echinodermen ebenfalls der marinen Fazies zuzuordnen.

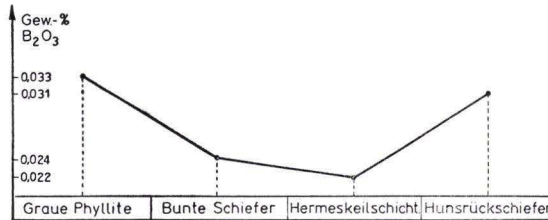


Abb. 1. Borgehalte der älteren Sedimentsgesteine des Taunus.

Hermeskeilschichten (Grenze Gedinne/Siegen)

Auffällig ist, daß diese Gesteine bis auf einen Pteraspiden-Fund (NÖRING 1939, S. 22) keine weiteren Fossilien geliefert haben, während der hangende Taunusquarzit eine reiche marine Fauna führt. Da in der tektonischen Beanspruchung und im Metamorphosegrad zwischen beiden Schichten keine wesentlichen Unterschiede bestehen, müssen primäre fazielle Ursachen für das Fehlen einer marinen Fauna in den Hermeskeilschichten in Betracht gezogen werden. In Übereinstimmung mit den niedrigen Borgehalten ist es naheliegend, eine Brackwasserfazies anzunehmen.

Bunte Schiefer (Obergedinne)

Im Gegensatz zu der reichen marinen Fauna der Grauen Phyllite haben die Bunten Schiefer bis heute nur sehr spärlich Vertebraten und Pflanzen geliefert. Da diese Gesteine eine geringere tektonische Beanspruchung als die liegenden Grauen Phyllite zeigen, dürfen hier ebenso wie bei den Hermeskeilschichten primäre fazielle Ursachen für die Abwesenheit einer marinen Fauna verantwortlich gemacht werden. In Verbindung mit den niedrigen Borgehalten wird deshalb für die Bunten Schiefer eine Brackwasserfazies angenommen.

Graue Phyllite (Mittelludlow-Untergedinne)

Diese Schichten enthalten eine marine Fauna. Der Borgehalt weniger stark verwitterter Proben entspricht dem der Hunsrückschiefer. Die Grauen Phyllite gehören der rein marinen Fazies an.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Die ältesten durch Fossilien belegten Gesteine des Taunus, die Grauen Phyllite des Mittelludlow und Untergedinne, stel-

len marine Ablagerungen dar. Im Obergedinne ändert sich die Fazies. Das Meer verbracket und es folgen die Vertebraten und Pflanzen führenden Rotsedimente der Bunten Schiefer. Die Hermeskeilschichten im Grenzbereich Gedinne/Siegen stehen den Bunten Schiefen faziell nahe. Durch einen erneuten Fazieswechsel im Siegen kommen wiederum marine Sedimente zur Ablagerung, die durch Taunusquarzit und Hunsrück-schiefer gebildet werden.

Aus dem Gedinne des Hohen Venns liegen nur 2 Boranalysen vor:

Rotschiefer mit Vertebraten (Jagen 105, Blatt Lendersdorf, Wo. SCHMIDT 1956, S. 50)	0,013 Gew.-% B ₂ O ₃
Grauer Schiefer mit mariner Fauna (Neue Mühle, Blatt Rötgen, Wo. SCHMIDT 1956, S. 59)	0,019 Gew.-% B ₂ O ₃

Die Abhängigkeit der Borgehalte von der Fazies ist die gleiche wie im Taunus. Die auffälligen Parallelen zwischen den Bunten Schiefen des Taunus und dem Obergedinne der Ardennen und des Hohen Venns (Lithologie, sedimentäre Strukturen, Fossilführung) bestehen wahrscheinlich auch bezüglich der Borgehalte.

Schriftenverzeichnis

- ASSELBERGHS, E. T.: L'Eodevonien de l'Ardenne et des régions voisines. — Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **14**, 598 S., 10 Taf., 121 Abb., Louvain 1946.
- BRADACS, L. K. & W. ERNST: Geochemische Korrelation im Steinkohlenbergbau. — Naturwiss., **43**, Heft 2, S. 33, 1956.
- DAHMER, G.: Die Fauna der „Gedinne“-Schichten von Weimes in der Nordwest-Eifel (mit Ausschluß der Anthozoen und Trilobiten). — Senckenbergiana, **25**, S. 111—156, 40 Abb., Frankfurt a. M. 1942.
- Gotlandium (Mittel-Ludlow) mit *Dayia navicula* im Taunus. — Senckenbergiana, **27**, S. 76—84, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1946.
- zitiert bei SOLLE, G.: Devon. — Naturforschung und Medizin in Deutschland, **48**, Wiesbaden 1948.
- Die Fauna der nach-ordovizischen Glieder der Verse-Schichten. Mit Ausschluß der Trilobiten, Crinoiden und Anthozoen. — Palaeontographica, **101** A, Lfg. 1—4, S. 1 bis 152, Taf. 1—12, 1 Abb., Stuttgart 1951.
- Graptolithen aus den „Grauen Phylliten“ des Taunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 82—86, Wiesbaden 1952.
- ERNST, W. & K. KREJCI-GRAF & H. WERNER: Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe des Bor-Gehaltes. — Geochimica et Cosmochimica Acta, London 1958.
- FUCHS, A.: Die unteren Gedinneschichten in der Gegend von Wiesbaden. — Jb. nass. Ver. Naturk., **80**, II, S. 74—86, Wiesbaden 1929.
- GOSSELET, J.: Deux Excursions dans le Hunsrück et le Taunus. — Ann. Soc. géol. Nord, **17**, S. 300—342, Lille 1890.
- JÜNGST, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., **25**, S. 312—325, 1 Taf., 6 Text-Abb., Berlin 1934.
- KRÄUSEL, R. & H. WEYLAND: Die Flora des deutschen Unterdevons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **131**, S. 1—92, 14 Taf., 52 Text-Abb., Berlin 1930.
- KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, S. 1—81, 2 Taf., 14 Abb., Wiesbaden 1951.
- LANDERGREN, S.: Contribution to the geochemistry of Boron. — Ark. Kemi, **19** A, 25—26, Stockholm 1945.
- LEPPLA, A.: Geol. Kte. Preußen u. benachb. B. — St., Erl. Bl. Königstein, Berlin 1924.

- LEXIQUE stratigraphique international, Vol. I, Europe, Fascicule 4a I, Paris 1956.
- MICHELS, F. in WAGNER, W. & MICHELS: Geol. Kte. Hessen, Erl. Bl. Bingen—Rüdesheim, Darmstadt 1930.
- MICHELS, F.: Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Eltville—Heidenfahrt, Berlin 1931.
- Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Wehen, Berlin 1932.
- NÖRING, F.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., **192**, 96 S., 9 Taf., 11 Abb., Berlin 1939.
- REINACH, A. VON: Über einige Versteinerungsfundpunkte im Bereich des Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, S. 165, Berlin 1900.
- RICHTER, R. & E.: Versteinerungen in der Taunusphyllit-Reihe des östlichen Taunus. — Senckenbergiana, **7**, S. 244—247, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1925.
- Die Trilobiten des Ebbesattels. — Abb. senckenb. naturf. Ges., **488**, S. 1—64, 20 Taf., 6 Abb., Frankfurt a. M. 1954.
- RICHTER, R.: Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. — Senckenbergiana, **17**, S. 244—264, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1935.
- Risse durch Innenschumpfung und Risse durch Lufttrocknung. — Senckenbergiana, **23**, S. 165—167, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1941.
- SCHÄFER, W.: Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. — Senckenbergiana, **35**, S. 87—99, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1954.
- SCHLOSSMACHER, K.: Die Serizitgneise des rechtsrheinischen Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A., **38**, 1, 1917, Berlin 1919.
- Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, 1, 1919, Berlin 1921.
- SCHMIDT, Wo.: Die ersten Vertebraten-Faunen im deutschen Gedinne. — Palaeontographica, **105** A, Lfg. 1—2, 47 S., 6 Taf., 8 Abb., Stuttgart 1954 (1954a).
- Neue Gesichtspunkte zur Grenzziehung Gotlandium/Devon. — Roemeriana, **1**, DAHLGRÜN-Festschrift, S. 39—48, Clausthal-Zellerfeld 1954 (1954b).
- Neue Ergebnisse der Revisions-Kartierung des Hohen Venns. — Bhft. geol. Jb., **21**, 146 S., 5 Taf., 8 Abb., Hannover 1956.
- Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, 1 Abb., Taf. 4—6, Wiesbaden 1958.
- & M. TEICHMÜLLER: Pflanzen-Reste aus dem Gedinne des Hohen Venns. — Geol. Jb., **69**, S. 79—102, Taf. 2—3, Hannover 1955.
- SEWARD, A. C.: Plant Life Through The Ages. — 603 S., Cambridge 1933.
- SHROCK, R.: Sequence in Layered Rocks. — New York 1948.
- SOLLE, G.: Trockenrisse in den rheinischen Wissenbacher Schiefern. — Senckenbergiana, **23**, S. 168—177, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1941.
- WIRTH, H.: Zur Geologie des Vordertaunus im Gebiet von Eppenhain. — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Frankfurt am Main 1957.

Manuskript eingegangen am 12. 3. 1959

Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus

Von

HANS-GEORG MITTMEYER, Hamburg

Mit 2 Abbildungen

Nachfolgend sollen einige zusammengefaßte Untersuchungsergebnisse mitgeteilt werden, die im Verlauf einer genaueren Untersuchung des südlichen Aartales zwischen Hohenstein und Seitzenhahn — Taunuskamm sowie der benachbarten Gebiete gewonnen wurden.

Das untersuchte Gebiet wird hauptsächlich vom Hunsrückschiefer (Ulmengruppe = oberstes Siegen nach SOLLE) eingenommen, ferner im südlichen Teil von Singhofener Schichten (Unterems) und Taunusquarzit (Herdorfer = Obersiegen). Definitionsgemäß bezeichnet die tiefste Porphyroidtuffitbank der Singhofener Schichten die Grenze Siegen-Ems, nachdem eine eindeutige biostratigraphische Aufgliederung des betrachteten Schichtkomplexes bisher nicht möglich war (Hunsrückschieferproblem). Auf Grund der vorliegenden petrostratigraphischen Aufnahme mußten einige Änderungen in der bisherigen Hunsrückschieferuntergliederung für das untersuchte Gebiet vorgenommen werden. Es ergab sich folgendes Gliederungsschema (von oben):

Unterems	Singhofener Schichten (ca. 1500 m)
Ulmen-Hunsrückschiefer	Dürrebergsschichten (970 m)
	Lauberstegsquarzit (545 m)
	Kauber Schichten (2110 m)
	Scheuersandstein (435 m)
	Sauertaler Schichten (über 660 m)
Herdorfer	Taunusquarzit (über 700 m)

Die Untergliederung der Hunsrückschiefer gründet sich dabei auf die Einschaltung quarzitischer entwickelter Komplexe, während die übrigen Schichtglieder hauptsächlich aus Tonschiefern und feinkörnigen Grauwackenschiefern aufgebaut werden. In den Kauber Schichten sind weiterhin zwei mächtige Komplexe dunkler, sehr feinspaltender Tonschiefer enthalten, die übrigens wie die genannten Quarzitfolgen im nördlichen Aartal zwischen Hohenstein und Michelbach wieder auftreten. Die Fossilführung der untersuchten Abfolge beschränkt sich auf die quarzitischer entwickelten Partien des Lauberstegsquarzits und Scheuersandsteins, soweit es sich um bestimmbarere Schalenreste handelt. Beide Schichten haben jeweils aus verschiedenen Lagen eine recht eintönige, weitgehend gleichartig zusammengesetzte Fauna von Hystero-

liten, Choneten und Pleurotomarien geliefert, wobei *Hysterolites arduennensis latestriatus* und *H. arduennensis antecessens* Unterschiede zwischen den beiden Schichten erkennen lassen. So zeigen die *arduennensis*-Formen des Scheuersandsteins

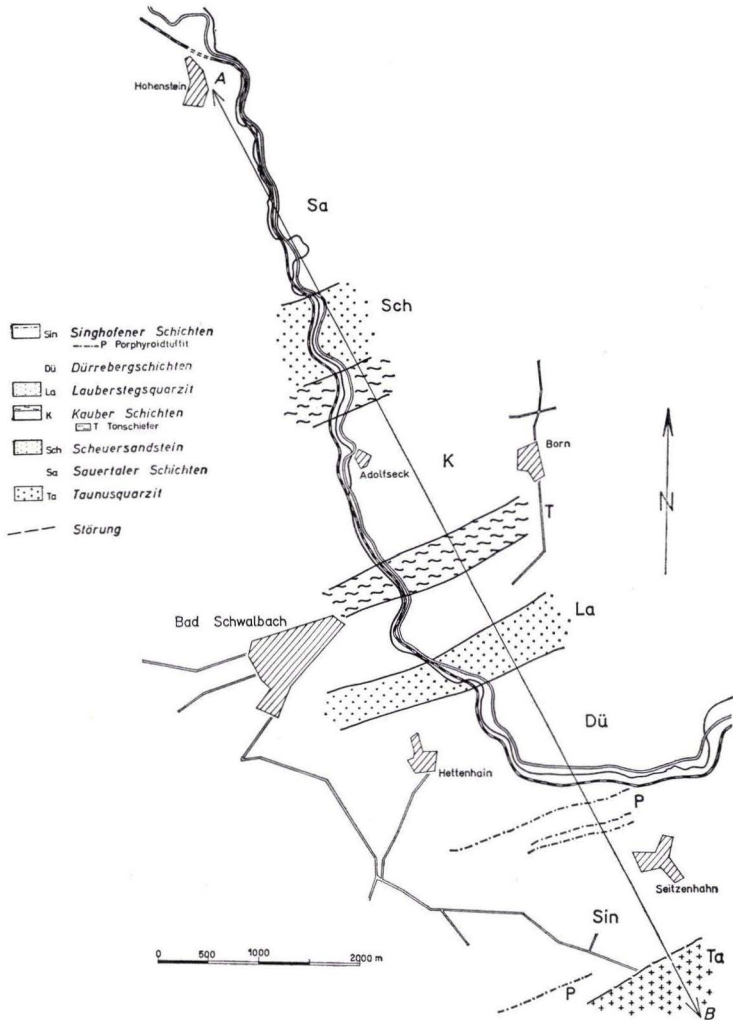


Abb. 1. Geologische Skizze des südlichen Aartaales (Taunus).

(bei Stielklappen) eine geringere Schalenbreite, einen längeren und schmälern Muskelzapfen sowie durchschnittlich eine geringere Rippenzahl auf den Flanken als die Formen des Lauberstegs Quarzits, und zwar bei *latestriatus* und *antecessens*. Statistische Untersuchungen haben diesen Befund verdeutlicht. Um eine reine Zufälligkeit dürfte es sich hierbei kaum handeln, doch muß bis auf Vorlage weiterer regionaler Untersuchungen von stratigraphischen Schlußfolgerungen abgesehen werden.

Die tektonischen Untersuchungen im Arbeitsgebiet ergaben eine Sattel-Großstruktur, deren Kernzone das Aartal etwa bei Hohenstein quert (Hohensteiner Großsattel, siehe Abb. 1 und 2). Entsprechend den Verhältnissen im Rheintal (ENGELS 1955) bzw. der Idsteiner Senke (KUBELLA 1951) konnte auch im Aartal eine Faltenachsenaufwölbungszone festgestellt werden. Im Süden des Arbeitsgebietes (südlich von Seitzenhahn, Abb. 1) werden diese Strukturen durch eine Störung abgeschnitten (Taunuskammstörung) und es folgt unmittelbar der Nordflügel eines weiteren Großsattels. Vermutlich handelt es sich hier um die östliche Fortsetzung des Soonwaldsattels (BIERTHER 1953).

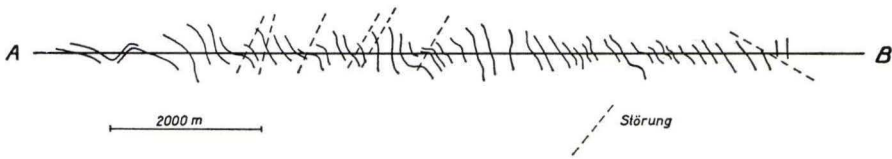


Abb. 2. Profil A—B: Falten Spiegel (siehe Abb. 1).

Die Taunuskammstörung trennt Unteremsschichten (im Norden) von Taunusquarzit, wobei aber mit einer primären Mächtigkeitsabnahme der Hunsrückschiefer nach Süden und eventuell einer teilweisen faziellen Vertretung durch oberen Taunusquarzit gerechnet werden muß. Immerhin ergibt sich durch den Ausfall einer Mulden-Großstruktur ein erheblicher Störungsbetrag. Bei den übrigen, besonders im mittleren und nördlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes beobachteten Störungen handelt es sich um schieferungsparallele Störungen (meist Aufschiebungen) und Diagonalverschiebungen (etwa NW—SE verlaufend) von meist unbedeutenden Verschiebungsbeträgen.

Kleintektonische Untersuchungen ließen einige geometrische und zeitlich-genetische Beziehungen der tektonischen Gefüge (Schieferungen usw.) zu den Faltenstrukturen erkennen.

Die Transversalschieferung (s_1) ist im Arbeitsgebiet allgemein symmetrisch zu den Achsenebenen der Strukturen angeordnet und zwar fächerförmig in den Sätteln, meilerförmig in den Mulden. Im Verlauf der Untersuchungen hat sich gezeigt, daß das Ausmaß der Fächer bzw. Meilerstellung der Schieferung im wesentlichen materialbedingt ist. Von nahezu achsenebenenparalleler Schieferung in Tonschiefern bis zur senkrecht zur Schichtung ausgebildeten Schieferung oder besser Längsklüftung in Quarziten konnten alle Übergänge beobachtet werden, gleichzeitig wird die Schieferung mit zunehmender Kompetenz des Materials weitständiger. Außerdem bleibt die Bankmächtigkeit — in Richtung der Schieferung gemessen — nahezu konstant, so daß eine zunächst etwa senkrecht zur Schichtung erfolgte Anlage der Schieferung vermutet wird.

Mikroskopische Untersuchungen haben ferner gezeigt, daß Bewegungen auf den Schieferungsflächen stattgefunden haben (besonders an feingebänderten Proben zu beobachten). Auf Grund der genannten Befunde erscheint es gerechtfertigt, s_1 dem Hauptfaltungsvorgang zeitlich und genetisch zuzuordnen. Eine schwache Präschieferungsfaltung ist auf Grund der verbreiteten Schichtmylonite (schieferungsparallele Bewegungsbahnen, durch die Schieferung überprägt) anzunehmen.

Im Arbeitsgebiet fällt die Schieferung hauptsächlich nach Nordwesten ein (Südflügel des Hohensteiner Sattels), bei Hohenstein stellenweise auch nach Südosten. Das Streichen stimmt mit dem der Schichtung nahezu überein (etwa 65°).

Die Schubklüftung (s_2) ist im Untersuchungsgebiet allgemein stark entwickelt, wobei in südlicher Richtung eine Intensitätszunahme bis zur nahezu völligen Überprägung von s_1 zu beobachten ist. Auf den Schubklüftungsflächen konnten wie im Falle der Schieferung Bewegungen nachgewiesen werden, wobei in jedem beobachteten Falle s_1 betroffen, d. h. deformiert worden ist. Im südlichen Arbeitsgebiet hat die Schubklüftung schließlich zu einer schwachen Spezialfaltung geführt. Das Streichen beträgt im bearbeiteten Gebiet generell 40° , während das Einfallen von etwa 15° NW im südlichen Aartal bis auf 40° NW bei Hohenstein zunimmt.

Schließlich tritt noch als jüngstes, dem Formenkreis der Schieferungen nahestehendes Flächensystem die Knitterung (s_3) auf, deren Intensität im Arbeitsgebiet nach Norden zunimmt. Im Gegensatz zu s_1 und s_2 konnten nur einsinnige (abschiebende) Bewegungen auf den Knitterungsflächen beobachtet werden. Das Streichen beträgt im südlichen Aartal durchschnittlich 70° , während im Einfallen ein Verflachen von etwa 80° SE im Süden auf 50° SE bei Hohenstein stattfindet.

Eine systematische Vermessung der Schnittlinien von Schichtung und s_1 (Striehung) sowie von s_1 und s_2 (Runzelachsen) hat gezeigt, daß die Faltenachsenaufwölbung im Bereich des Aartales zeitlich zum überwiegenden Teil zwischen Schieferung und Schubklüftung erfolgt ist. Zusammenfassend ergibt sich nachstehende relative zeitlich-genetische Abfolge der Strukturelemente und Flächensysteme des Arbeitsgebietes (vom älteren zum jüngeren):

1. Schichtparallele Bewegungen (Schichtmylonite).
2. Faltung, Schieferung (s_1), schieferungsparallele Störungen, Diabasaufstieg auf schieferungsparallelen Störungen, schieferungsparallele Verquarzungen, Querklüftung.
3. Faltenachsenaufwölbung (zum überwiegenden Teil).
4. Schubklüftung (s_2), schwache Faltung infolge der Schubklüftung, Diagonalverschiebungen, zickzackförmige Verquarzungen (abwechselnd s_1 und s_2 folgende Quarzspalten).
5. Knitterung (s_3).
6. Querspalten (Erscheinungsform der Querklüftung, jedoch auf Grund der Überschneidungen genetisch einer jüngeren Längsdehnung des Gebirges zuzuschreiben).

Schließlich bleibt noch die Frage zu erörtern, welche Verformungstendenz im Arbeitsgebiet bei der Tektogenese geherrscht hat, d. h. in welcher Weise ein Körper definitiver Gestalt (etwa Fossilien) generell verformt worden ist. Im allgemeinen kann hierbei von den jüngeren Überprägungen (s_2 und s_3) abgesehen werden, da diese quantitativ nicht allzu erheblich in Erscheinung treten, abgesehen vom südlichsten Teil des untersuchten Gebietes. Eine dehnende Verformung in der Schieferungsebene ist vielfach z. B. an Hand von Fossilien zu beobachten, wobei die maximale Streckung etwa in b fällt. Größere Schwierigkeiten bereitet der Nachweis einer Verformung normal zur Schieferungsebene, da hier Scherbewegungen auf den Schieferungsflächen und dadurch hervorgerufene Rotationen leicht zu Täuschungen führen können. Eindeutig entscheiden läßt sich die Frage m. E. in den Kernzonen der Strukturen, d. h. an Stellen mit senkrecht zur Schichtung stehender Schieferung. Hier zeigte sich jedesmal an Hand von Fossildeformationen eine Verkürzung normal zur Schieferungsebene. In gleicher Weise sind übrigens die Sedimentpartikel (besonders Quarzkörner)

verformt bzw. eingeregelt worden (maximale Streckung in b, stärkste Abplattung normal zur Schieferung). Es soll hier vermieden werden, von den Kernzonen der Strukturen auf das gesamte Gestein zu extrapolieren, doch sprechen die bisherigen Befunde für eine generelle Einengung des Gebirges senkrecht zum Streichen.

Schriftenverzeichnis

- BIERTHER, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., 41, S. 173—181, Stuttgart 1953.
- BORN, A.: Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. — Fortschr. Geol. Palaeont., 7, S. 329—428, Berlin 1929.
- BREDDIN, H.: Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 106, S. 227—305, Hannover 1956.
- ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 14, Wiesbaden 1955.
- FAIRBAIRN, H. W.: Structural Petrology of deformed rocks. 2d ed. Cambridge, Mass. (Addison-Wesley) 1949.
- FUCHS, A.: Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems. — Sber. preuß. geol. L.-A., 5, S. 231—245, Berlin 1930.
- Geologische Karte von Preußen 1 : 25000, Erläuterungen zu Blatt Bad Schwalbach, Berlin 1930.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rdsch., 45, S. 247—283, Stuttgart 1957.
- JUNG, H.: Zur Tektonik des Devons im Rheingaugebirge im Rheindurchbruch bei Bingen-Rüdesheim. — Geol. Rdsch., 44, S. 223—265, Stuttgart 1955.
- KIENOW, S.: Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A., 54, S. 58—95, Berlin 1934.
- Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. — Fortschr. Geol. Palaeont., 14, H. 46, S. 1—129, Berlin-Zehlendorf 1942.
- KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. Diss. Bonn 1951.
- KUTSCHER, F.: Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-A., 57, S. 187—234, Berlin 1936.
- MICHEL, F.: Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. preuß. geol. L.-A., 1, S. 73—77, Berlin 1926.
- MOSEBACH, R.: Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 234—246, Wiesbaden 1954.
- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 192, Berlin 1939.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde I. — Springer, Wien und Innsbruck 1948.
- SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. Palaeont., 8, H. 25, S. 235—316, Berlin 1930.
- Über das Alter der Schieferung und ihr Verhältnis zur Faltung. — Jb. preuß. geol. L.-A., 52, S. 303—316, Berlin 1932.
- SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb. f. 1949, 65, S. 299—380, Hannover 1951.
- Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis* — *intermedius* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 5, Wiesbaden 1953.

Die Geologie am Westrande der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

GERHARD MARTIN, Bad Nauheim

Mit 2 Tabellen

I. Einleitung

Am Südwest-Ende der Mosel-Mulde, auf den Blättern Manderscheid, Landscheid, Schweich und Pfalzel, ist die Ems-Stufe in einem Gebiet aufgeschlossen, in dem sich die stratigraphische und fazielle Gliederung, die Fauna und die dynamischen Vorgänge vom Geosynklinallstadium bis zum Ausklingen des varistischen Bewegungsplans im jüngeren Mesozoikum gut verfolgen lassen.

Die vorhandene Literatur behandelt viele Teilprobleme des Gebietes. An älteren Autoren seien vor allem FOLLMANN, GREBE und LEPPLA genannt, aus neuerer Zeit KOPP, LOUIS und besonders SOLLE erwähnt.

Die aufgesammelten Fossilien sind im Geologischen Institut der Johann-Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main, Senckenberg-Anlage 32, unter „MT“ niedergelegt.

II. Die Schichtfolge der Ems-Stufe und ihre Gliederung

1. Einführung und Methodik

Die ausschließlich marin-klastische Schichtfolge schließt sich faziell im Unter-Emsium an die Eifel, im Ober-Emsium an den Mittelrhein an. SOLLES Stratigraphie des Ober-Ems der Olkenbacher Mulde (1937) läßt sich nach Westen und Südwesten verfolgen. Besondere Schwierigkeiten bietet dagegen die Aufgliederung der lithologisch eintönigen, sehr mächtigen Unterems-Folge, deren Ausstrich quer zum Streichen 9 km breit ist.

Eine nördlich der Manderscheider Schwelle bestehende Zweiteilung der unteren Ems-Stufe in Stadtfelder und Klerfer Schichten, die SOLLE (1937) auf die gleichaltrigen Gesteine der Mosel-Mulde übertrug, bezieht sich auf eine Faziesgrenze, deren Horizontbeständigkeit jedoch nicht nachweisbar ist. Dagegen wies SOLLE (1953) einen Weg der biostratigraphischen Unterteilung des Unter-Emsiums, indem er am Mittelrhein niveaubeständig einen Übergang der Form Alpha in die Form Beta des *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREV.) feststellen konnte. Dies

ist die einzige bisher bekannte Zeitmarke innerhalb der unteren Ems-Stufe, sie liegt in der westlichen Mosel-Mulde innerhalb der „Stadtfelder Schichten“. Diese biostratigraphische Grenze wurde zur Aufteilung in Biederburg- und Gladbach-Schichten herangezogen. Alle weitergehenden Gliederungsversuche, auch die Abtrennung der Klerfer Schichten, ziehen bio- und petrofazielle Besonderheiten heran, die daher nur mit Einschränkungen brauchbar sind.

Der Aufbau der unteren Ems-Stufe aus mächtigen, klastischen, untereinander ähnlichen Gesteinsfolgen verhindert meist eine Feingliederung. Eine Ausnahme bildet die Fazies der Landscheider Schwelle. Dort ist ein rascher, vertikaler Fazieswechsel festzustellen, der ein Ausscheiden geringmächtiger, stratigraphischer Einheiten im Sinne von PILGER (1952) gestattet. Die Größenordnung dieser Einheiten schwankt zwischen 15 und 150 Metern. Sie sind durch ihre Gesteine und Faunengemeinschaften in der (klastischen) Schwellenfazies faßbar, aber nicht in die Beckenfazies hinein zu verfolgen. In dieser können einzelne Schichtpakete auf Grund des Sandgehalts unterschieden werden, der auch bei den Einheiten des Siegerlandes eine bevorzugte Rolle spielt (PILGER 1952). Da aber das Auskeilen von Bänken und dekameter-mächtigen Folgen verhältnismäßig rasch vor sich geht, kommt man zu verfolgbaren Einheiten, die viel größer sind als die der Schwellenfazies oder die PILGERS aus dem Siegerland. Diese Großeinheiten (z. B. „untere Gladbach-Schichten“) lassen sich an ähnlich ausgebildete Abschnitte der Schwellenfazies anschließen, mit denen sie außerdem oft Feinheiten in Gestein und Fauna (z. B. Roteisenflözchen und Fossilhorizonte) gemeinsam haben. Die Unterteilung der Klerfer und Hohenrheiner Schichten führt zu ähnlichen Einheiten wie die der Schwellenfazies der Gladbach-Schichten. Auch hier ist die regionale Bedeutung beschränkt. Im höheren Ober-Emsium wurde die gültige Biostratigraphie nur durch lokale Faziesunterscheidungen ergänzt. Die Feingliederung der Klerfer Schichten und des Ober-Emsiums werden hier aus Platzmangel nicht gebracht (MARTIN, Dissertation Frankfurt a. M. 1955).

2. Stratigraphische Gliederung der Ems-Stufe

Übersicht:

Hangendes (Eifel-Stufe): Wissenbacher Schiefer

Obere Ems-Stufe:

Kondel-Gruppe:	Kieselgallen-Schiefer Kalkknollen-Schiefer (lokal) Sphärosiderit-Schiefer
Laubach-Gruppe:	Rötelgallen-Schichten Laubacher-Schichten
Lahnstein-Gruppe:	Hohenrheiner Schichten Emsquarzit

Untere Ems-Stufe:

Klerfer Schichten
Gladbach-Schichten
Biederburg-Schichten

Liegendes (Siegen-Stufe): Ulmen-Gruppe und Hunsrücksschiefer.

1. Untere Ems-Stufe

1a. Biederburg-Schichten (RÖDER 1957)

Abgrenzung: Die sandige, am Dach schiefrige Gesteinsfolge zwischen den Zeitmarken der Grenze Siegen-Ems und des Übergangs der Form Alpha des *Hysterolites* (*A. arduennensis latestriatus* (DREV.) in die Form Beta. Kartierbare Hangendgrenze

im Salm-Lieser-Gebiet ist der scharfe Übergang von roteisenfreien Schiefen in rot-eisenführende Grauwacken und Schiefer.

Gesteinsbestand: Die Petrofazies schließt sich an der Salm gut an das Lieserprofil (RÖDER 1957) an, dessen oberste 500—600 m aufgeschlossen sind. Als Tiefstes treten dunkelgraue bis blaugraue, flasrige Grauwacken-Schiefer auf, in die feinkörnige, oft quarzitishe, hell-graublaue, sehr harte Grauwacken in 3—30 cm starken Bänken eingelagert sind. Nach oben werden die Grauwacken-Schiefer durch harte, blaue, glatte Schiefer ersetzt. Am Dach unterbrechen nur noch einzelne, dünne Grauwacken-Bänke die reinen Tonschiefer. Muskovit findet sich vereinzelt auf den Schichtflächen der Grauwacken, primäre Rotfärbung fehlt fast völlig.

Fauna: Es fanden sich nur schlecht erhaltene Fossilreste, meist *Chonetes*, in den quarzitischen Grauwacken der tieferen Schichten. Ein jetzt unzugänglicher Fundpunkt an der Hinkelswiese bei Landscheid lieferte nach einer Liste aus FOLLMANN'S Nachlaß neben rheinischen Arten unteremsischen Alters *Hysterolites (A.) fallax* (GIEB.), „*Spirifer*“ *scutiformis* ASSM., „*Leptaena*“ *bouéi* BARR. als Einschlag herzynischer Arten (SOLLE 1937).

Verbreitung: Die Biederburg-Schichten bilden den nördlichen Rahmen des Unter-Emsiums der Mosel-Mulde. Ein vollständiges Profil ist im Liesertal aufgeschlossen (RÖDER 1957). Westlich der Lieser sind sie meist durch die Trias verhüllt, so daß nur in den tief eingeschnittenen Tälern der Salm und einiger Nebenbäche um Gut Heeg, westlich Landscheid und bei Burg Biederburg-Schichten austreichen.

1 b. Gladbach-Schichten, novum stratum

Definition: Die klastisch-marine Schichtfolge des mittleren Unter-Emsiums der Südwesteifel, aufgebaut aus Grauwacken und Schiefen, zonenweise roten Gesteinen, Quarziten und dünnen Eisenerzflözchen, wird zusammengefaßt. Die Fauna entspricht meist der von Ober-Stadtfeld, enthält jedoch nur die Form Beta des *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREV.). Abweichende Faziesfaunen kommen lokal vor. Bezeichnende Petrofazies und Fauna ist im Gladbach-Tal (Bl. Landscheid) aufgeschlossen (Fossilhorizont MT 36, 37, 38), die Ähnlichkeit von dortigen und Stadtfelder Stücken ist bemerkenswert.

Abgrenzung: Die Liegendgrenze gegen die Biederburg-Schichten wird durch den Übergang der Form Alpha des *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* in die Form Beta biostratigraphisch festgelegt. Die Hangendgrenze kennzeichnet das Einsetzen der Klerfer Fazies (rote, wechselvolle Gesteine mit verarmter Brachiopoden- oder Muschel-Fauna).

„Stadtfelder Schichten“: Obwohl Einzelvorkommen von *Rhenorensellaeria* nicht unbedingt auf Siegen-Alter hinweisen, so ist doch die Liegendgrenze der Stadtfelder Schichten noch unklar. Auch die Hangendgrenze konnte noch nicht biostratigraphisch gezogen werden. Die biostratigraphisch festgelegte Grenze Biederburg-/Gladbach-Schichten dürfte dagegen verfolgbar sein und teilt die „Stadtfelder Schichten“, die einer Neudefinition bedürfen.

Stratigraphische Beziehungen: Die Gladbach-Schichten entsprechen dem oberen Teil der „Stadtfelder Schichten“ der Westeifel. Am Mittelrhein sind die Vallendarer und vielleicht hohe Singhofener Schichten gleichaltrig.

Wenn man die tektonischen Vorgänge am Ende der Singhofener Zeit (SOLLE 1950) und die Diskontinuität der Absenkung des Meeresbodens während der Ablagerung der unteren Gladbach-Schichten gleichsetzen könnte, so ergäbe sich etwa für die unteren Gladbach-Schichten oberes Singhofener, für die mächtigeren oberen Gladbach-Schichten Vallendarer Alter. In der Mosel-Mulde lassen sich die Gladbach-Schichten ostwärts bis ins Alfthal verfolgen, wo eine Nordsüd-Schwelle unter-emsischen Alters eine Faziesseiche bildet.

Gesteinsbestand: Infolge der Fazies-Differenzierung treten sehr wechselvolle, sandig-schiefrige Gesteine auf. Die untere Abteilung wird von dickbankigen Grauwacken gebildet, in die gelegentlich glimmerreiche, feingeschichtete, graue oder rote, z. T. quarzitisches Grauwacken, sandige, geringmächtige Schiefer und dünne, sandige oder tonige Roteisenflözchen eingeschaltet sind. Die obere Abteilung ist überwiegend als Schiefer ohne Rotfärbung ausgebildet.

Kartierbare Basis der Gladbach-Schichten ist das Einsetzen der Grauwacken über der Biederburg-Schieferserie und das Auftreten von Roteisenflözchen. In den tiefsten 30 bis 50 m nehmen die Biederburg-Schiefer noch etwa die Hälfte der Gesteinsfolge ein. Am Dach vollzieht sich ein scharfer Wechsel der Petrofazies zu den Klerfer Schichten.

Unterteilung: Die Gladbach-Schichten sind in zwei Fazies ausgebildet: der mächtigeren, klastischen, hochmarinen Beckenfazies (Stadtfelder Fazies) und der ebenfalls klastischen Schwellenfazies der scharf begrenzten Landscheider Nord—Süd-Schwelle mit gelegentlichen Flachwasser-Einschaltungen, reduzierter Mächtigkeit und Faziesfaunen, die sich erheblich von der Stadtfelder Fauna unterscheiden.

Beckenfazies: Nach Sandgehalt und Roteisenführung läßt sich die Beckenfazies der Gladbach-Schichten gliedern (Tab. 1).

Tabelle 1. Beckenfazies der Gladbach-Schichten

Hangendes:	Klerfer Schichten (rote, wechselvolle, gering sortierte Gesteine)	
	Gesteinsbestand	Fossilinhalt
Obere Gladbach-Schichten 2500 m	Schiefer: sndg., flasrig, grau, blau, brngr., selten rötl., glimmerf. Schiefer: rein tonig, blau, blaugr., glatt, in gr. Platten brechend bis 300 m mächtige Folgen und Wechsellagerung mit Grw., feink., grau, gutgebant, dünn- bis dickbankig, schwach glimmerf.	Grw. und Sandschf.: Stadtfelder Fauna geschlossene Schiefererien: <i>Homalonotus</i> , <i>Crinoidea</i>
Untere Gladbach-Schichten ca. 1000 m	Grw., dickbankig, dkl.-grau oder -brn., seltener hellgr., blaugr. eingeschaltet Grw.-Schf., dklgr., gelegentl. rötl., flasrig, glimmerf. Schiefer, schwach sandig; Grw., hellgr., plattig, hart; Grw.-Sandsteine, grau, grobkg., dünnbnkg.; quzt. Grw., rot, rotgr., hart, dünnbnkg. Roteisenflözchen, bis 20 cm stark, sehr feinkg., feinsandig, tonig, oft zu Brauneisen verwittert. Eisengehalt bis 29% (meist Fe III).	Grw.: brachiopodenreiche Stadtfelder Fauna, häufig: <i>Tropidoleptus rhenanus</i> <i>Hyst. (Acrosp.)</i> div. spec. <i>Anoplothea venusta</i> <i>Camarotoechia daleidensis</i> Roteisen: <i>Stropheodonta</i> div. sp. <i>Uncinulus antiquus</i> <i>Eatonia eisliense</i> sehr wenige Spiriferen
Liegendes:	Biederburg-Schichten (blaue, harte Schiefer).	

Schwellenfazies: In der Schwellenfazies der Gladbach-Schichten ließen sich nach Gesteinsbestand und Faziesfossilien mehrere Horizonte unterscheiden, die nach Orten mit typischen Aufschlüssen auf Blatt Landscheid benannt wurden. Tab. 2 gibt eine Übersicht über diese Aufgliederung.

Tabelle 2. Die Schwellenfazies der Gladbach-Schichten

	Gesteinsbestand:	Fossilinhalt:
Übergreifende Beckenfazies 2000 m	Schiefer, grau, glatt od. sandig, flasrig. Grw.: dünn- und dickbkg., grau, meist hell, als Einzelbänke eingeschaltet. Die Folge ist etwas sandiger als östl. der Landscheider Schwelle ausgebildet.	Grw.: Stadtfelder Fauna Schf.: <i>Homalonotus</i> <i>Crinoidea</i>
Horizont vom Napoleons Wäldchen	<i>Hangendgrenze: unscharfer Übergang.</i> Grw.: dünnplattig, dünnbankig, dklgr., hart, Schichtfl. glimmerreich. ob. Schf.: blaugrau, grau, blau, 250 m sandig, flasrig, glimmerf. Geschlossene Grw.- und Schf.-Folgen und Wechsellagerung. Rippelmarken kommen vor.	<i>Hyst. (Acrosp.) pellico</i> <i>Camarotoechia daleidensis</i>
	Quzt. Grw.: dklgr., grau-grün, plattig, dünnbankig („Hasselsteine“) vorherrschend. Grw.-Schf.: dkl.-grau, flasrig, glimmerf. z. T. s. ähnlich Scherbenschiefern. unt. Grw.: dickbankig, schräg-100 m geschichtet, hellgr., dklgr.; Glimmersandstn., grobk.; dünne Einzelbänke von Rotwacken und unregelm. rotgef. Grw., grobk., glimmerr. Sehr häufig sind: Rippelmarken, Lebensspuren, sub-aqu. Rutschungen. Gelegentlich treten Feinschichtung, rote Tonfetzen, Schrägschichtung auf.	Gastropoden <i>Lamellibranchiata</i> <i>Homalonotus</i> <i>Trigieria</i> <i>Rhenorensellaeria</i>
Obere Gladbach-Schichten		
Untere Gladbach-Schichten	Quarzite, weiße, hellgr., feink., Bänke 30—50 cm stark. tet. Anm. (1).	<i>Chonetes semiradiatus</i>
Burgeltquarzit 15 m	Seltener Schf., blau, glatt, gelegentlich flasrig, Bänke bis 50 cm stark.	

Burgelt-quarzit 15 m	Quzt. Grw. dklgr., brngr., hellgr., dick- bkg. Roteisen, sehr dünnbankig, grob- sandig, z. T. glimmerreich. Einzelne Bänke sind intensiv rotgefärbt, andere schräggeschichtet.				
Horizont vom Priestergraben 120 m	Grw. und Grw.-Sandstne., feink., hell- gr., grüngr., brngr., hart, z. T. fein- gesch. wechsellagernd mit Grw., blau- gr., dünnplattig, feink. und grobk., hellgr.-rötl. sind vorherrschend. Rotwacken: grobk., glimmerr., dünn- bkg. und quzt. Grw., plattig, araugrün, sind häufig als Einzelbänke eingeschalt- tet. Selten bleiben Schf., sandig, blaugr., brngr. Rotfärbung bankweise sehr stark bis zu sandigen Roteisenflözchen, Glimmer auf Schichtfl. sehr verbreitet, weniger im Gestein. Rippelmarken und Feinschichtung s. häufig.	<i>Lamellibranchiata</i> besonders <i>Cypricardella</i> <i>Spinocyrtia</i> div. sp. <i>Trigeria</i> <i>Rhenorensselearia</i> <i>Camarotoechia daleidensis</i> Anm. (2)			
Eingeschaltete Grauwacken der Beckenfazies 350 m	Eine Grw.-Einschaltung, der Becken- fazies in besonders sandiger Ausbildung entsprechend. Die Folge besteht aus gut gebankten Grw. (ein eingelag. ge- ringmächtiges Schieferpaket südl. der Mündung des Kailbachs) und sehr ver- einzelten Roteisenflözchen.	Brachiopoden-Fauna Spiriferen häufig besonders <i>Hyst. (Acrosp.) ard. lat. Beta</i>			
Horizont von Nieder-Kail 150 m	Grw., feingesch., plattig, dünnbkg., feinkörnig, hart, hellgr., Schichtfl. z. T. glimmerr. Grw., meist grobk., plattig, dünnbkg., hellgr., glimmerr. Grw., dickbkg., feinkg., dklgr., Schichtfl. glimmerf. Schiefer, sandig, dklgr.-rötl., glimmerf., zurücktretend. Zonenweise schwache primäre Rotfärbung. Rippelmarken, Feinschichtung, Schrägschichtung s. häufig, Lebens- spuren selten.	<i>Grammysia</i> <i>Hyst. (Acrosp.) pellico</i>			
Horizont vom Mühlen-Berg (bei Landscheid)	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: center; vertical-align: middle;">ob. 100 m</td> <td style="padding: 0 10px;"> </td> <td style="padding: 0 10px;"><i>Hangendgrenze: Ende d. Rot- eisenflözchen.</i> Grw. wie im Horizont von Nie- der-Kail, jedoch geringer Anteil der glimmerreichen Grw.</td> </tr> </table>	ob. 100 m		<i>Hangendgrenze: Ende d. Rot- eisenflözchen.</i> Grw. wie im Horizont von Nie- der-Kail, jedoch geringer Anteil der glimmerreichen Grw.	in den Grw.: <i>Spinocyrtia</i> <i>Chonetes</i> im Eisenerz: <i>Orthoceras</i>
ob. 100 m		<i>Hangendgrenze: Ende d. Rot- eisenflözchen.</i> Grw. wie im Horizont von Nie- der-Kail, jedoch geringer Anteil der glimmerreichen Grw.			

Horizont vom Mühlen-Berg (bei Landscheid)	unt. 50 m	Schiefer wie oben, stark zurück-tretend. Roteisenflözchen, bis 30 cm stark, tonig, sandig, sporad. eingesch. Rippelmarken, Lebensspuren kommen vor. Grw. und Schf. vom Typ der oberen Biederburg-Schichten. Die Grw. nehmen jedoch die Hälfte der Folge ein. Schwache Rotfärbung, einige Rippelmarken und Lebensspuren. Roteisenflözchen wie oben Anm. (3) bis 29% Eisen-gehalt.	Gastropoden <i>Pleurodictyum</i> <i>Hyst. (Acrosp.) ard. latestr.</i> Form Beta
Liegendes: Biederburg-Schichten. Mehr als 500 m		<i>Hangendgrenze: scharf zunehmender Sandgehalt und erste Roteisenflözchen.</i>	<i>Hyst (Acrosp.) ard. latestr.</i> Form Alpha

Anmerkungen zur Tabelle 2:

(1) Der Gesteinsbestand des Burgeltquarzits wechselt im Streichen in der Zusammensetzung. Im westlichen Gebiet bis zum Distrikt Burgelt machen die Quarzite bis 90% der Folgen aus, der Rest setzt sich meistens aus Schiefem zusammen. Weiter östlich erscheinen in zunehmendem Maße quarzitisches Grauwacken, während die Quarzite auskeilen. Die Grenzen gegen das Liegende und Hangende sind daher nahe der Ostgrenze der Schwellenfazies unscharf, obwohl die Einlagerungen von Quarzit im gleichen Niveau noch zu erkennen sind. Im östlichen Gebiet ist etwas Glimmer im Gestein verteilt, im westlichen Gebiet zusammen mit Roteisen in einzelnen Bänken angereichert. Der Burgeltquarzit bildet mit dem darunterliegenden Horizont vom Priestergraben deutliche Erhebungen im Gelände. Oft wittern die Quarzitzüge mauerartig aus dem umgebenden Gestein heraus, z. B. im nördlichen Seitental des Arenrather Baches. Der Burgeltquarzit bildet die Anhöhe 500 m nordöstlich Hof Mellich, den Kamm des Burgelt (1,5 km nordwestlich Bruch), den Priester-Berg durch mehrere Züge und den Weitel-Berg (1,5 km nordwestlich Ober-Bergweiler).

(2) Die Fauna des Horizontes vom Priestergraben ist bezeichnend und artenreich, kennzeichnend ist ein Vorwalten der *Lamellibranchiata*. Der von FOLLMANN 1915 genannte Fundpunkt „Priestergraben“ lieferte eine umfangreiche Fossilliste. Die in der Literatur genannte Muschelfauna von Arenrath (Bl. Landscheid), von der FOLLMANN 1915 eine Liste (nach GREBE) aus einem ihm bereits nicht mehr zugänglichen Fundpunkt bekanntmachte, dürfte gleichfalls diesem Horizont entstammen. Der Abbau in den fraglichen Steinbrüchen zum Straßenbau erfolgte um 1890, wobei eine oder mehrere Fossilbänke mit abgebaut wurden. Möglicherweise aus dem gleichen Aufschluß fand sich ein Stück Fossilbank in einem etwa zur selben Zeit errichteten Brennofen vermauert. Es handelt sich um folgende Arten:

- Leiopteria cf. pseudolaewis* (OEHLERT)
- Leiopteria cf. crenato-lamellosa* (SANDBERGER)
- Cypricardella elongata* BEUSHAUSEN
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEMER)
- Trigleria confluentina* (FUCHS)
- Crinoidea*.

(3) Die Roteisenbänken folgen dichter aufeinander als in der östlich anschließenden Beckenfazies, fehlen jedoch im darüber folgenden Horizont von Nieder-Kail. Die Fauna weicht von der Beckenfazies ab, die dort häufigen *Acrospiriferen* fehlen fast ganz. Ein Fund von *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREV.) Beta nahe der Basis belegt jedoch die Zugehörigkeit des Horizonts zu den Gladbach-Schichten.

Korrelation von Becken- und Schwellenfazies der Gladbach-Schichten:

Einen stratigraphischen Vergleich ermöglichen folgende Punkte:

(1) die Basis, gekennzeichnet durch das Auftreten des *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREV.) Form Beta, läßt sich bio- und petrostratigraphisch über die Faziesgrenze hinweg verfolgen,

(2) der Sandgehalt verringert sich an der Grenze untere/obere Gladbach-Schichten erheblich,

(3) das Roteisen verschwindet in beiden Fazies an der Grenze untere/obere Gladbach-Schichten (die unregelmäßige Rotfärbung einzelner Bänke und das Auftreten roter Tonsetzen an der Basis der oberen Gladbach-Schichten scheint auf lokales Wiederaufarbeiten tieferer Bänke zu deuten).

(4) Parallelisierung des Burgeltquarzits mit dem Dach der unteren Gladbach-Schichten der Beckenfazies ergab sich durch die tektonische Kartierung über die gestörte Verzahnungszone hinweg,

(5) die Kartierung ergab ferner die Gleichordnung eines Horizontes in dem von Nieder-Kail zum Alftal einzelne, große *Grammysia* an vielen Stellen auftreten (Fdpt. MT 8; Stbr. am Heiligen-Berg südl. Musweiler, Bl. Mandersch. r: 57520/h: 41350 in Sammlung GROSS, Wittlich; RÖDER 1957, S. 140/41). Dieser *Grammysia*-Horizont liegt in der Schwellenfazies im Horizont von Nieder-Kail, in der Beckenfazies ungefähr 300 m über der Basis.

Fauna: Die Brachiopoden herrschen im allgemeinen an Arten und besonders an Individuen vor. Verbreitet sind *Tropidoleptus rhenanus* FRECH, *Chonetes* div. spec., *Hysterolites (Acrospirifer)* div. spec. (besonders *arduennensis latestriatus* Beta) und *Camarotoechia daleidensis* (F. ROEMER). Innerhalb der Schwellenfazies von Landscheid treten dagegen Muschelfaunen und Gesteine auf, die GREBE (1892) und FOLLMANN (1915) mit den Nellenköpfechen-Schichten am Mittelrhein verglichen. Sie liegen jedoch tiefer im Profil und gehen auf die besondere Faziesentwicklung des Gebietes zurück. Ebenso ist in der Schwellenfazies die *Rhenorensellaeria demerathia* SIMPSON häufig anzutreffen, die daher als Leitfossil für die Grenze Siegen/Ems (wie von SIMPSON 1940 vorgeschlagen) unbrauchbar ist.

Die folgende Fossilliste enthält die Aufsammlungen aus den Gladbach-Schichten beider Fazies.

Fischreste

Homalonotus rhenanus KOCH

Homalonotus armatus BURMEISTER

Homalonotus spec.

Ostracoda ind.

Orthoceras spec.

Bellerophon (Bucanella) bipartitus (SANDB.)

Bellerophon (Bucanella) acutus (SANDB.)

B. (Bucanella) Übergang *bipartitus-acutus*

Bellerophon (Bucanella) tumidus (SANDB.)

Bellerophon (Bucanella) spec.

Bellerophon spec.

Bembexia (Bembexia) alta (KOKEN)

Bembexia (Bembexia) daleidensis (F. ROEMER)

- Bembexia (Pleurotobembex) tristriata* (A. FUCHS)
Bembexia spec.
Pleurotomaria kleini BEUSHAUSEN
Pleurotomaria spec.
Murchisonia infralineata FUCHS
Murchisonia div. spec.
Loxonema spec.
Platyceras eegense FUCHS
Platyceras spec.
Tentaculites schlotheimi KOKEN
Tentaculites straeleni MAILLIEUX
Tentaculites alternans A. ROEMER
Aviculopecten follmanni FRECH
Leiopteria pseudolaevis (OEHLERT)
Leiopteria crenato-lamellosa (SANDB.)
Leiopteria morph. Übergang *crenato-lamellosa* nach *pseudolaevis*
Leiopteria pseudolamellosa MAUZ
Limoptera longialata DREVERMANN
Limoptera cf. *gigantea* FRECH
Limoptera spec.
Pterinea (Cornellites) costata (GOLDF.)
Gosseletia lodanensis (FRECH)
Gosseletia trigona (GOLDF.)
Gosseletia truncata (F. ROEMER)
Kochia spec.
Modiola antiqua (GOLDFUSS)
Palaeonucula confluentina (BEUSH.)
Nuculana securiformis (GOLDF.)
Palaeoneilo maureri dunensis (BEUSH.)
Palaeoneilo maureri brevis (BEUSH.)
Palaeoneilo maureri obsoleta (BEUSH.)
Palaeoneilo maureri BEUSH. subspec.
Palaeoneilo planiformis BEUSH.
Palaeoneilo kayseri BEUSH.
Palaeoneilo cf. *unioniformis* BEUSH.
Nuculites persulcatus SOLLE
Nuculites ellipticus ellipticus (MAURER)
Nuculites ellipticus expansus (MAUZ)
Nuculites truncatus (STEININGER)
Myophoria roemeri BEUSH.
Myophoria cf. *proetus* BEUSH.
Myophoria cf. *circularis* BEUSH.
Myophoria spec.
Cypricardella subovata BEUSH.
Cypricardella elongata BEUSH.
Cypricardella cf. *elongata* BEUSH.
Cypricardella spec.
Carydium sociale BEUSH.
Carydium gregarium BEUSH.
Carydium spec.
Paracyclas spec.
Goniophora rhenana BEUSH.
Goniophora spec.
Grammysia spec.
Myalina vel *Plethomytilus* spec.

- Platyorthis circularis* (SOWERBY)
Stropheodonta explanata (SOWERBY)
Stropheodonta murchisoni ARCH. u. VERN.
Stropheodonta gigas M'COY
Stropheodonta virgata DREVERMANN
Stropheodonta cf. *fascigera* DREVERMANN
Stropheodonta n. spec. (= sp. aff. *virgata* SOLLE 1942b)
Schellwienella major (FUCHS)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)
Chonetes plebejus SCHNUR
Leptaena rhomboidalis WAHLBG.
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Eodevonaria cf. *extensa* (KAYSER)
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus (DREV.) Form Beta
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis antecedens (FRANK)
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus vel antecedens
Hysterolites (Acrospirifer) pellico (ARCH. u. VERN.)
Hysterolites (Paraspirifer) carinatus (SCHNUR)
Hysterolites (Paraspirifer) crassicosta (SCUPIN)
Spinocyrtia mediorhenana (FUCHS)
Spinocyrtia tenuicosta (SCUPIN)
Spinocyrtia humilis (SCUPIN)
 (Unterems-Form SIMON 1953)
Spinocyrtia cf. *incerta* (FUCHS)
Spinocyrtia n. spec. (= *Spirifer* n. spec. DREV. 1902)
Spinocyrtia spec.
Cyrtina heteroclita (DEFR.) subspec.
Athyris undata (DEFR.)
Meganteris ovata MAURER
Anoplothea venusta SCHNUR
Camarotechia daleidensis (F. ROEMER)
Uncinulus antiquus (SCHNUR)
Eatonia esliense (DREVERMANN)
Trigieria confluentina (FUCHS)
Rhenorenselaeria demerathia SIMPSON
Cryptonella rhenana (DREVERMANN)
Fenestella spec
Bryozoa ind.
 Wurmspuren
Crinoidea div. gen. et spec. (Stielgl. und Pinnae)
Pleurodictyum problematicum GOLDF.
Pleurodictyum sp. (*probl.-stigmatosum* Gruppe)
Pleurodictyum selcanum GIEBEL
Pleurodictyum spec. (*selcanum* Gruppe)
Pleurodictyum spec.
Zaphrentis vel *Syringaxon* spec.

Verbreitung: Die Gladbach-Schichten streichen in einem gefalteten Zug zwischen Musweiler und Dreis aus. Die unteren Gladbach-Schichten lassen sich im Salmtal zwischen Großlittger Mühle und Meesen-Mühle und auf den Hochflächen um Musweiler bis in das Liesertal verfolgen. Die Schwellenfazies, die in ihrer Verbreitung einem tektonischen Nordsüd-Horst folgt, ist im Tal der Salm zwischen der Mündung

des Stein-Bachs und dem Distrikt Burgelt, ferner in den Tälern des Kail-Bachs und einiger Nebenbäche aufgeschlossen. Die oberen Gladbach-Schichten stehen an im Salm-Tal zwischen Burgelt und Dreis, im Arenrather Tal (Schwellenfazies), im Gladbach-Tal, in den Tälern und auf den Hochflächen um Bergweiler, daran nördlich anschließend im Steinbach-, Bienenauer- und Dombach-Tal und unter dem Tertiär von Hupperath.

Fazies: Das Meer der Beckenfazies entsprach weitgehend dem der Stadtfelder Fazies der Westeifel. Das Fehlen von Rippelmarken, Feinschichtung und scharf aufbereiteten Gesteinen, sowie die gute Bankung des Gesteins deuten auf geringe Wasserbewegung und somit einen offenen Meeresraum mit relativ tiefem Wasser. Die Steinkerne der hochmarinen Fauna sind gut erhalten, Trilobitenpanzer finden sich gelegentlich noch im Zusammenhang.

Die Landscheider Schwelle machte sich jedoch, besonders zur frühen Gladbach-Zeit, mit einer abweichenden Fazies bemerkbar. Auf dieser Nordsüd-Struktur (ähnliche Strukturen bei HOEPPENER 1955) lagerten sich Gesteine scharfer Aufbereitung mit Feinschichtung und häufigen Rippelmarken verschiedener Abstände ab. Fossilarmut oder brachiopodenarme Fauna, Lebensspuren, reduzierte Mächtigkeit und Diagonal-Schichtung sind weitere Besonderheiten dieser Fazies.

Die Kennzeichen der Schwellenfazies deuten auf flacheres Wasser, Umlagerung, (? Gezeiten-)Strömungen und Frachtsonderung. Einen weiteren Hinweis für ein submarines Relief liefern die subaquatischen Rutschungen, die die Landscheider Schwelle am Ostrand begleiten. Außerdem treten sie, südwärts gerichtet, am Burgelt auf und deuten ein Gefälle nach Süden an, welches sich auch im tektonischen Bau abzeichnet. Die Schwelle selbst bildet auch später eine hochgelegene Einheit und paust sich immer wieder im Verlauf der tektonischen Geschichte durch.

Das Roteisen kam wohl als Abtragungsprodukt von Südosten, wie seine Verteilung andeutet. Seine Verbreitung auf der Landscheider Schwelle ist lückenhaft, so fehlt es im Horizont von Nieder-Kail.

Der Burgeltquarzit lagerte sich auf dem Höhepunkt der Regressionstendenz ab. Starke Wasserbewegung lieferte durch Aufbereitung hellen Quarzit, in den feine Stromschattenschiefer eingelagert sind.

1c. Klerfer Schichten

Die Klerfer Schichten von Heckenmünster, Dodenburg (Bl. Landscheid) und Dierscheid-Erlenbach (Bl. Schweich) schließen sich im Großen an die der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1956) an.

Quarzite, Grauwacken, Schiefer, Glimmersandsteine, Scherbenschiefer und alle Übergänge, häufig intensiv rotgefärbt, bilden dekametermächtige Folgen einheitlichen Gesteins oder sehr raschen Wechsel. Rippelmarken verschiedener Abstände, lebhaft Diagonalschichtung, Strudellerscheinungen, kleine subaquatische Rutschungen und Lebensspuren sind sehr verbreitet. Die oberen Klerfer Schichten (350—400 m mächtig) sind sandiger als die unteren (knapp 450 m mächtig) ausgebildet.

Die Fossilfunde ergaben die häufigen, bankbildenden Brachiopoden der Gladbach-Schichten, während die selteneren Arten meist verschwunden sind. Die Brachiopodenfaunen stellen eine durch Ungunst der Fazies verarmte Auslese widerstandsfähiger

Arten der Gladbach- bzw. Stadtfelder Fauna dar, eine Vorstellung, die MAUZ (1935) in ähnlicher Form zur faziell und zeitlich ähnlichen Nellenköpfchen-Brachiopodenfauna entwickelte. Einzelne Brachiopodenarten, breiteten sich jedoch besonders aus und erfüllen ganze Fossilbänke, obwohl sie im Liegenden nur untergeordnet vorkommen. Es sind dies besonders *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis antecessens* (FRANK), *Trigieria confluentina* (FUCHS) und *Rhenorensiselaeria demerathia* SIMPSON. Auch die Muschelpflaster der Nellenköpfchen-Schiefer, die sich mit den brachiopodenführenden Sandsteinen verzahnen (MAUZ 1935), haben ihre Äquivalente in den unteren Klerfer Schichten.

Die Klerfer Schichten lassen sich petro- und biofaziell feingliedern. Die Teilung in untere und obere schließt sich an SOLLES (1956) Gliederung der Olkenbacher Mulde an. Kleinere Einheiten lassen sich nach dem Gesteinsbestand und kennzeichnenden Gesteinen lokal gut verfolgen.

2. Obere Ems-Stufe

2a. Lahnstein-Gruppe

Die Lahnstein-Gruppe setzt sich aus Emsquarzit und Hohenrheiner Schichten zusammen. Die nur 15—20 m mächtige Folge des Emsquarzits von Naurath-Dierscheid (Bl. Schweich) besteht aus meist sehr dickbankigen, weißen, stark eingekieselten Quarziten. Die Ausstriche bilden die Umrahmung des Sattels von Dierscheid und der Naurather Mulde, den Kern des Steinenberg-Sattels und einige kleine Mulden nordwestlich Erlenbach.

Die Hohenrheiner Schichten schließen sich in Gestein und Fauna eng an die Olkenbacher Mulde (SOLLE 1937) an, deren Fauna wiederum der des Mittelrheingebiets entspricht. In der Olkenbacher Mulde treten lithologische Äquivalente des tiefsten Horizonts der Hohenrheiner Schichten von Naurath zurück, die Gesamtmächtigkeit ist geringer, dagegen die des Emsquarzits höher. Daher dürfte die tiefste quarzitische Abteilung von Naurath bei Olkenbach durch Emsquarzit vertreten sein. Das Naurather Gebiet gehörte der Eifeler Nordsüd-Zone an, die sich hier erstmalig durch Faziesabweichungen bemerkbar macht. Die Mächtigkeit von 170 m ist größer als die der Hohenrheiner Schichten bei Olkenbach.

Eine Unterteilung kann am Westrand der Mosel-Mulde durchgeführt werden. Die unteren Hohenrheiner Schichten zeichnen sich durch hellgraue, weiße oder rötliche, dickbankige oder plattige Quarzite aus, die mit grobkörnigen Grauwacken-Sandsteinen wechsellagern. Die Fauna setzt sich zusammen aus *Tentaculites*, *Lamellibranchiata*, *Chonetes* und *Spinocyrtia*. Rippelmarken und Diagonalschichtung sind verbreitet. In den mittleren Hohenrheiner Schichten herrschen quarzitische Grauwacken verschiedener Ausbildung neben rötlichen Grauwacken vor. Die oberen Hohenrheiner Schichten setzen sich aus meist grobkörnigen Grauwacken-Sandsteinen zusammen, in die zahlreiche Bänke von Crinoiden-Stielgliedern eingeschaltet sind. Die restliche Fauna besteht vorwiegend aus Brachiopoden. Hohenrheiner Schichten sind in der Naurather Mulde und im Steinenberg-Sattel verbreitet.

2b. Laubach-Gruppe

Die Laubach-Gruppe baut sich aus Laubacher Schichten und Rötelgallen-Schichten auf, die beide eine reiche, mittelrheinische Fauna führen.

Die etwa 200 m mächtigen Laubacher Schichten von Naurath bestehen aus meist rotgefärbten Grauwacken-Sandsteinen, die nach oben in blaue und rote Ton-schiefer übergehen. In der Umgebung von Schweich sind die entsprechenden Schichten mächtiger ausgebildet und die Rotfärbung tritt zurück. Sandige Bänke kommen dort nur sehr untergeordnet vor. An der Schweicher Mosel-Brücke sind in einem Steinbruch zwei 1 m mächtige Tuffbänke aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Keratophyrtuff, der detritische Quarze enthält. Die Rötelgallen-Schichten schließen sich an SOLLES (1937) „Rötelgallen-Fazies“ der Olkenbacher Mulde an. Die Aufstellung eines selbständigen Schichtgliedes erscheint angebracht, da am Westrand der Mosel-Mulde diese Schichten ihrerseits stark faziesdifferenziert sind und eine geschlossene Verbreitung haben. (Dreis, Dörbacher Wald, Naurath, Schweich auf Bl. Schweich und Bl. Landscheid.) Die meist aus roten Schiefen aufgebauten Schichten enthalten Roteisen als Rötelgallen, oolithischen, grobkörnigen oder feinkörnigen Roteisenstein und roteisenschüssigen Kalksandstein. *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis* ard. (SCHNUR) kommt häufig und zusammen mit Übergangsformen nach *Hysterolites (Acrospirifer) mosellanus* SOLLE vor, dessen Auftreten die Hangendgrenze der Laubach-Gruppe und damit der Rötelgallen-Schichten festlegt. Im Gelände läßt sich leicht der Einsatz der brauneisenreichen Schichten der Kondel-Gruppe über der roteisenreichen Folge kartieren. Nur nördlich Naurath greift die rote Färbung über diese Zeitmarke hinweg.

Als besondere Faziesentwicklung am Dach ist der z. T. oolithische Roteisenstein der Grube „Schweicher Morgenstern“ anzusehen (MARTIN im „Handbuch der deutschen Eisen-erze“, in Druckvorbereitung). Dieser enthält, ebenso wie die außerordentlich fossilreichen Kalksandsteine einer lokalen Fazies (der „*arduennensis*-Fazies“ von Naurath), eine artenreiche Fauna der obersten Laubach-Gruppe. Besonders häufig fand sich *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis arduennensis* (SCHNUR), z. T. mit Übergangsformen nach *-mosellanus* SOLLE.

2c. Kondel-Gruppe

Die Ausbildung der Kondel-Gruppe in der westlichen Mosel-Mulde ist überwiegend schiefrig, nur in tieferen Horizonten treten sandige Gesteine auf. Konkretionen wie Sphärosiderite, Kalkknollen und Kieselgallen finden sich lagenweise in einzelnen Zonen. Die Schiefer sind, mit einer Ausnahme bei Naurath, nicht primär rotgefärbt. Das Gebiet von Schweich weicht wieder faziell vom nördlichen Muldenrand ab, und zwar besonders in der höchsten Kondel-Gruppe (Bekonder Schiefer).

Während die Roteisenführung des Liegenden neben der Fauna die Abgrenzung leicht macht, läßt sich die Hangendgrenze gegen die Wissenbacher Schiefer nur durch petro-fazielle Korrelation mit der biostratigraphisch belegten Grenze Unter-/Mittel-Devon in der Olkenbacher Mulde festlegen.

Die untere Kondel-Gruppe wird bei Dreis und im Dörbacher Wald vollständig, bei Naurath, Bekond und Schweich teilweise, durch die 100—150 m mächtigen Sphärosiderit-Schiefer vertreten. Das Gestein entspricht den brauneisenreichen Schiefen der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1937 und 1942a) und enthält zahlreiche, konzentrisch-schalige Toneisenstein-Konkretionen. Die sehr artenreiche Fauna ist durch *Hysterolites (Acrospirifer) mosellanus* SOLLE gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Liegenden

enthalten die Schichten der Kondel-Gruppe kein Roteisen, mit Ausnahme eines Vorkommens roter, feinsandiger Schiefer an der Basis unmittelbar nördlich Naurath. Bei Naurath, Bekond und Schweich werden die Sphärosiderit-Schiefer von 50—100 m Kalkknollen-Schiefern überlagert. Diese sind sehr kalkreich, grau, blau und führen reichlich harte, bunte Kalkknollen von 5—40 cm Größe. Die Fauna ist spärlich. Am Kelters-Berg östlich Schweich ist eine 5—8 m dicke Linse von quarzitischen Grauwacken zwischen Sphärosiderit- und Kalkknollen-Schiefer eingelagert, die ebenfalls *Hysterolites (Acrospirifer) mosellanus* SOLLE enthält.

Die obere Kondel-Gruppe beginnt mit Kieselgallen-Schiefern. Die glatten, kalkfreien, feinspaltenden Schiefer, in die häufig 1—10 cm große, harte Kieselgallen eingelagert sind, werden bei Dreis unmittelbar von Wissenbacher Schiefern (Eifel-Stufe) überlagert. Bei Naurath stehen nur wenige Dekameter Kieselgallen-Schiefer an, das Hangende ist abgetragen. Im Bereich von Bekond-Schweich überlagern die Bekonder Schiefer die dort nur 40 m mächtigen Kieselgallen-Schiefer, deren höhere Folgen sie vertreten. Die Bekonder Schiefer sind sehr feinspaltend, hellgrau, blau, glatt, sehr fein geschichtet, mit vereinzelt eingestreuten großen, kieseligen Konkretionen.

Im Gebiet östlich und nordöstlich des Hummels-Bergs, entlang dem östlichem Parallelweg des Fahrwegs Mehring-Bekond, ist der Übergang der geringmächtigen Kieselgallen-Schiefer in die Bekonder Schiefer zu beobachten. Fazielle Annäherung an diese beobachtet man in höheren Partien aller Kieselgallenschiefer-Vorkommen des Schweicher Gebietes.

Da in der nördlichen Mosel-Mulde die Mächtigkeit der Kieselgallen-Schiefer, die die gesamte obere Kondel-Gruppe einnehmen, 400 m beträgt (SOLLE 1942a), bei Schweich die Kieselgallen-Schiefer aber nur wenige Dekameter mächtig sind, ist anzunehmen, daß der restliche Teil der oberen Kondel-Gruppe durch andere Schichten vertreten wird. Ein rasches Absinken der Mächtigkeiten vom Alfprofil bis Schweich von 400 auf 40 m wäre ungewöhnlich, da in der unteren Kondel-Gruppe die Mächtigkeit in der südlichen Mosel-Mulde größer ist als im Norden. Da die Bekonder Schiefer in großer Mächtigkeit die Kieselgallen-Schiefer unmittelbar überlagern, daneben auch noch fazielle Anklänge enthalten, können sie als Vertreter der höheren oberen Kondelgruppe angesehen werden.

Die Bekonder Schiefer bieten durch ihre extrem feine Schichtung, langes Aushalten dünner Lagen und die durch keinerlei sprunghafte Änderungen unterbrochene Entwicklung zu papierdünn spaltenden Schiefern das Bild eines langsam abgelagerten Stillwassersediments. Da trotzdem die Mächtigkeit mindestens 200 m beträgt, ist es möglich, daß die höchsten Teile erst in der Eifel-Stufe zur Ablagerung kamen. Diese Möglichkeit ist jedoch nicht zu beweisen, da sich keinerlei Fossilien fanden. Da außerdem die Petrofazies von der nördlichen abweicht, kann auch eine petrofazielle Parallelisierung mit biostratigraphisch belegten Schichten der nördlichen Mosel-Mulde nicht durchgeführt werden.

Zu Beginn der Kondel-Zeit trennte vielleicht eine Nordsüd-Schwelle kurzzeitig die Olkenbacher Mulde vom Gebiet von Naurath. Die bei Dreis sehr kalkreichen tiefen Sphärosiderit-Schiefer werden bei Naurath durch kalkarme, z. T. rotgefärbte Schiefer vertreten, die nördlich Naurath nur durch die Fauna in die Kondel-Gruppe eingestuft werden können. In höheren Horizonten verlieren sich diese Gegensätze. Aus Vergleichen der Mächtigkeit und aus der Diagenese der Eisenminerale läßt sich die Trogachse bei Schweich, varistisch streichend, festlegen. Der Eisenreichtum der Schichten entstammt Eisensäuerlingen (SOLLE 1942a), deren Quellbezirke gut abgrenzbar sind.

Die Naurather Quellgruppe lag östlich des Orts, ihr Nordsüd-Streichen begleitet den möglichen Schwellenrand. Bei Schweich überlagern die eisenreichen Sphärosiderit-Schiefer das Roteisenlager vom „Schweicher Morgenstern“ (Quellbezirk), jedoch südwestwärts versetzt (? Strömung).

Die Eifel-Stufe ist bei Dreis durch Wissenbacher Schiefer vertreten, die sich an die Olkenbacher Mulde anschließen.

III. Tektonische Übersicht

1. Großstrukturen in Beziehung zu den B-Achsen

Die symmetriekonstante Faltung und Scherung der westlichen Mosel-Mulde kann wahrscheinlich einem einzigen Verformungsakt zugeordnet werden, obwohl die Kleinformen oft relativ zueinander früher oder später entstanden sind. Die tektonischen Einzelercheinungen, wie Faltung, Schieferung und Schubklüftung, ordnen sich entlang ungefähr Südwest-Nordost streichenden B-Achsen an, und lassen eine Großmulde mit der Achse Schweich-Bullay und nördlich dazu parallel eine Sattelgruppe bei Manderscheid erkennen. Diese Mosel-Mulde und die Manderscheider Sattelgruppe waren bereits während der geosynkinalen Spätzeit nach der Wende untere/obere Ems-Stufe als Moseltrog und Manderscheider Schwelle erkennbar (SOLLE 1937). Das Nord-Süd-Gefälle des Falten spiegels am Südrand des Manderscheider Antiklinoriums wird jedoch durch einen sattelartigen Vergenzfächer unterbrochen, der sich von Südwesten nach Nordosten verbreiternd von Nieder-Kail zum Höllental (Alf) verfolgen läßt. Die Flächen des tektonischen Transports in der westlichen Mosel-Mulde zeigen eine Externrotation des Gebietes um eine Achse parallel B, mit der eine nach Nordosten zunehmende Einengung verbunden ist. Am Westende zerschlägt sich die Mosel-Mulde in einzelne Teilmulden und -sättel, deren wichtigste der Sattel von Dierscheid, die Naurather Mulde und der Steinenberg-Sattel bei Naurath sind. Der östlich anschließende Muldenabschnitt wird als „Olkenbacher Mulde“ bezeichnet (SOLLE 1937).

2. Großstrukturen ohne Zuordnung zur B-Achse

Die im rheinischen Schiefergebirge verbreiteten, ungefähr N 20 W streichenden Strukturen (HOEPPENER 1955) treten ebenfalls stark hervor. Westlich der Linie Dodenburg—Gladbach—Niederkail liegt die Achsendepression der Eifeler Nordsüd-Zone. Die dortige Achsenrampe und der östlich anschließende, ungefähr parallel streichende Horst von Landscheid sind durch Blattverschiebungen zerstückelt, und zeigen in dem Umbiegen der lokalen B-Achsen in die Nordsüd- bis N 20 W-Richtung starke, ungefähr Nord—Süd verlaufende Lateralbewegungen. Die südwärtige Fortsetzung des Landscheider Horstes ist der Achsensattel von Schweich. Der Ostrand des Landscheider Horstes verläuft als scharfer, oft wiederaufgelebter Bruch im Salmtal westlich Musweiler, weiter südlich ist er als breitere Störungszone westlich Bergweiler und Dreis erkennbar. Die östlich anschließende Lieser-Scholle zeigt gleichfalls eine gewisse tektonische Selbständigkeit, sie grenzt, N 20 W verschoben, im Alftal an eine weitere Hochscholle, wie das Kartenbild bei SOLLE 1937 zeigt.

Alle diese Strukturen hatten ihre Vorläufer im Geosynkinalstadium. Die Eifeler Nord-süd-Zone lag mindestens seit der Lahnstein-Zeit tiefer, der Horst von Landscheid folgte der Landscheider Schwelle des Unter-Emsiums.

IV. Die Spät- und Nachvaristische Geschichte des Gebietes

Das Alter der varistischen Hauptfaltung der Mosel-Mulde läßt sich nicht festlegen. Der varistische Bewegungsplan war jedoch noch später bestimmend (KOPP 1955). Die permotriassische, terrestrische Sedimentation steht in engstem Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen. Im Ober-Rotliegenden begann auf frühvaristischen Vorzeichnungen ein Bereich einzusinken, der außer dem heutigen Wittlicher Graben westlich anschließend das Gebiet südlich der Linie Hupperath-Arenrath (Bl. Landscheid) umfaßte. Die Waderner Schichten und der Neuerburger Sandstein (KOPP 1955) an der Basis der Kreuznacher Schichten finden sich daher in Erosionsresten bei Gladbach und Bruch weit westlich des heutigen Grabenrandes. Mit dem Beginn der Zechstein-Zeit wurden vielerorts im varistischen Gebirge die vorhandenen, um 50° NE streichenden Strukturen durch 10° NE streichende Linien in der sogenannten „rheinischen Richtung“ überlagert. Der westlich Dreis gelegene Teil des Senkungsfeldes wurde durch solche „rheinische“ Brüche isoliert und sank erst in der Trias weiter ab. Der Wittlicher Graben, fast in seiner heutigen Gestalt, füllte sich mit den feinkörnigen Rötelsandsteinen der oberen Kreuznacher Schichten, die somit nach dem Einsetzen der „rheinischen Richtung“ entstanden sind und daher Zechstein-Äquivalente darstellen können. Das Aussetzen der Absenkung zu Beginn der Trias schuf eine Diskordanz, da keine Reliefunterschiede mehr auszugleichen waren. Evaporite sind bezeichnend für diese Landoberfläche der unteren Buntsandsteinzeit.

Kopps Auffassung (1955) von einer konkordanten Ablagerung der Permotrias konnte nicht bestätigt werden. Seine „Tigersandsteine“ des unteren Buntsandstein lassen sich teils den Kreuznacher Schichten, teils dem mittleren Buntsandstein zuordnen. Ein eindrucksvolles Profil, das KOPPs Auffassung widerlegt, findet sich am nordwestlichen Ortsausgang des Ortes Föhren (Bl. Schweich). Dort sind Rötelsandsteine des jüngsten Perm in 180—200 m Höhe über NN aufgeschlossen, darüber dolomitische Evaporite, die in 205 m Höhe unmittelbar von Konglomeraten des mittleren Buntsandstein überlagert werden. Grobsandige Folgen, die dem unteren Buntsandstein entsprechen könnten, fehlen. An vielen anderen Stellen ist die Transgression des mittleren Buntsandstein über Devon, Waderner Schichten und Neuerburger Sandstein aufgeschlossen, so 250 m nördlich Gladbach mit einer Winkeldiskordanz Kreuznacher Schichten/Buntsandstein von 10—15°.

Der mittlere Buntsandstein transgrediert mit einer konglomeratreichen Basiszone, deren Geröll-Führung und -Beschaffenheit eine erneute Schollenzerlegung andeutet. Die Randbrüche der Landscheider Schwelle lebten auf, die Eifeler Nordsüd-Zone sank weiter ab. Da sich besonders mächtige, grobe Konglomerate mit z. T. kaum kantengerundeten Geröllen um die Naurather Emsquarzit-Höhen anordnen, ergibt sich dort das Bild einer im Schutt ertrinkenden Aufragung. Das höhere Mesozoikum fehlt über dem mittleren Buntsandstein.

Noch immer varistischen Vorzeichnungen folgend, setzten nach Ablagerung des Buntsandsteins laterale Verschiebungen entlang NW—SE streichenden Störungen ein, wobei die westlichen Schollen nordwärts bewegt wurden. Gleichzeitige Querdehnung schuf ein System von Drehschollen, Horsten und Gräben. Merklich später,

im Alttertiär, wirkte sich Ost—West und in geringerem Maße Nord—Süd gerichtete Zerrung aus, der einige Drehschollen, Horste und Gräben mit begleitenden Flexuren zugeordnet werden können. Das Senkungsfeld von Arenrath fällt noch in dieses System. Es veränderte die Höhenlage der Basis der oligozänen Vallendarer Schotter und enthält Abschiebungen von 35 m Sprunghöhe, die die oligozänen Schotter mit erfaßten.

Die Vallendarer Schotter lagerten sich im Oligozän mit maximal 50 m Mächtigkeit auf einem Relief ab, dessen flache Täler verschüttet wurden (LOUIS 1953), und dessen Höhen Schutt und Sande lieferten, die sich mit den runden, weit transportierten Quarzschottern verzahnten.

Die geringmächtigen Quartärablagerungen stehen in Zusammenhang mit der Talbildung und der Entstehung des heutigen Reliefs.

Zusammenfassung

Das vollständige Profil der Ems-Stufe am Westrand der Mosel-Mulde beginnt mit Biederburg-Schichten (RÖDER 1957). Darüber folgen die Gladbach-Schichten (novum stratum), die sich aus Grauwacken und Schiefen mit Stadtfelder Fauna aufbauen. An ihrer Basis erscheint die Form Beta des *Hysteroilites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (DREV.). Die Gladbach-Schichten werden in untere mit stärkerem Sandgehalt und eingeschalteten Roteisenflözchen, und obere, überwiegend schiefbrig ausgebildete, unterteilt. Eine Quergliederung des Moseltrogs zeichnete sich ab. Auf der Landscheider Schwelle lagerte sich eine abweichende Fazies ab. Klerfer Schichten und Ober-Emsium schließen sich an die Olkenbacher Mulde an. In die Laubacher Schichten sind an der Schweicher Brücke zwei Tuffbänke eingelagert. Die Kieselgallen-Schiefer sind bei Bekond teilweise durch die etwas abweichenden Bekonder Schiefer vertreten, die vielleicht bis ins Mitteldevon hinaufreichen. Die unteremsische Landscheider Schwelle tritt als N 20 W streichender Horst hervor, ohne in erkennbarem Zusammenhang mit der Richtung der B-Achsen der Mosel-Mulde zu stehen. Enge Zusammenhänge bestanden zwischen den permotriassischen Sedimenten und der Bruchtektonik, die den varistischen Vorzeichnungen folgte. Die Diskordanz zwischen Kreuznacher Schichten und dem mittleren Buntsandstein wird bestätigt. Tertiäre Flexuren und Brüche werden in Zusammenhang mit der Verbreitung der oligozänen Vallendarer Schotter gebracht.

Schriftenverzeichnis

- DREVERMANN, F.: Die Fauna der Untercoblentz-Schichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. — *Palaeontographica*, 49, S. 73—119, Taf. 9—14, Stuttgart 1902.
- FOLLMANN, O.: Abriß der Geologie der Eifel. Braunschweig und Berlin 1915.
- GREBE, H.: Erl. geol. Specialkarte Preußen. — Blatt Schweich Berlin 1892; Blatt Landscheid Berlin 1892.
- HOEPPENER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. — *Geol. Rdsch.*, 44, S. 26—58, Stuttgart 1955.
- KOPP, K.-O.: Die Wittlicher Rotliegend-Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. — *Geol. Rdsch.*, 44, S. 100—147, Stuttgart 1955.
- LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südl. Rheinprovinz. — *Jb. preuß. geol. L.-A. für 1924*, 45, S. 1—88, Taf. 1, Berlin 1925.

- LOUIS, H.: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. — Münchner geogr. Hefte, **2**, Regensburg 1953.
- MAUZ, J.: Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senckenbg. naturf. Ges., **429**, Frankfurt/M. 1935.
- PILGER, A.: Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten. — Geol. Jb., **66**, S. 703—721, Hannover 1952.
- RÖDER, D.: Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 129—145, Taf. 7, Wiesbaden 1957.
- SIMON, W.: Über die Entfaltung von Spiriferen aus der *subcuspidatus*-Gruppe. — Geol. Jb., **68**, S. 189—224, Taf. 6, Hannover 1953.
- SIMPSON, S.: Das Devon der SO-Eifel zwischen Nette und Alf. — Abh. senckenbg. naturf. Ges., **447**, Frankfurt/M. 1940.
- SOLLE, G.: Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. — Abh. senckenbg. naturf. Ges., **436**, Frankfurt/M. 1937.
- Die Kondel-Gruppe im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Abh. senckenbg. naturf. Ges., **461**, **464**, **467**, Frankfurt/M. 1942 (1942a).
- Neue Einstufung des Oberkoblenz von Oberkleen und ihre paläogeographische Folgerung. — Senckenbergiana, **25**, S. 225—263, Frankfurt/M. 1942 (1942b).
- Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz im Taunus und Hunsrück. — Senckenbergiana, **31**, S. 185—196, Taf. 1, Frankfurt/M. 1950.
- Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **5**, Wiesbaden 1953.
- Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon, Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 85—92, Wiesbaden 1956.

Manuskript eingegangen am 25. 2. 1960

Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald

Von

STEFAN JENTSCH, Göttingen

Mit 1 Abbildung und den Tafeln 19—20

Inhalt

I. Vorwort	191
II. Schichtenfolge	191
A. Ober-Siegen	191
1. Überblick	191
2. Nassauer Schichten nov. strat.	193
3. Fauna und ihre Erhaltung	194
4. Parallelisierung	194
B. Unter-Ems	194
1. Lücke an der Grenze Siegen/Ems	194
2. Fragliche Singhofener Schichten	195
3. Ungegliedertes Unterems des Lahnprofils	195
4. Nellenköpfchen-Schichten	196
C. Ober-Ems	196
1. Übersicht	196
2. Emsquarzit	198
a. Allgemein	198
b. Gesteinsausbildung	198
c. Fauna und wichtige Fundpunkte	198
3. Hohenrheiner Schichten	199
a. Untere Hohenrheiner Schichten	199
b. Obere Hohenrheiner Schichten	199
c. Horizont mit <i>Homalonotus gigas</i>	200
d. Eisensandstein-Fazies	200
e. Fauna und wichtige Fundpunkte	201
4. Laubacher Schichten	202
a. Normalfazies des Emser Gebiets	202
b. Eisenreiche Fazies der Bladernheimer Mulde	203
c. Fauna und wichtige Fundpunkte	204
5. Kondel-Gruppe	205
a. Untere Kondelgruppe in Normalfazies	205
b. Untere Kondelgruppe in NE-Fazies	206
c. Kieselgallenschiefer	206
d. Fauna und wichtige Fundpunkte	207

D. Tertiär	208
1. Alttertiär	208
2. Oligozän-miozäne Grenzschichten	208
III. Die Tektonik der Doppelmulde und der benachbarten Strukturen	209
A. Faltenbau	209
B. Beschreibung der Teilstrukturen	210
1. Arzbacher Mulde	210
2. Emser Quellensattel	210
3. Emser „Mulde“	211
4. Dausenauer Überschiebungszone	211
5. Bladernheimer Mulde	211
6. Nassauer Sattel	212
C. Jüngere Tektonik	213
IV. Zusammenfassung	213
V. Schriftenverzeichnis	214

I. Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus der Dissertation „Südost-Teil und Rahmen der Moselmulde zwischen Lahn und Montabaur im Rheinischen Schiefergebirge“, Frankfurt 1958. Meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. G. SOLLE, sei an dieser Stelle für seine Anregung und Förderung herzlich gedankt. Für die Gelegenheit zu fruchtbarem Meinungsaustausch über geologische oder paläontologische Fragen bin ich folgenden Herren Dank schuldig: Dr. A. J. BOUCOT, Cambridge (Mass.); Dr. H. EHRENDREICH, Bad Ems; Dr. J. HAFFER, Göttingen; Dr. W. HANNAK, Clausthal, Dr. W. KRÄUSEL, Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF, Dr. K. KRÖMMELBEIN und Prof. Dr. RUD. RICHTER, Frankfurt. Den Herren von der Forstverwaltung danke ich für ihr Entgegenkommen bei meiner Geländearbeit.

II. Schichtenfolge

A. Ober-Siegen

1. Überblick

Gesteine von Siegen-Alter sind schon von den Anfängen der Erforschung an im Gebiet der unteren Lahn vermutet worden. KOCH (1880) und KAYSER (ab 1885) schlossen aus der petrofaziellen Ähnlichkeit der Gesteine zwischen Dausenau und Laurenburg, also zwischen den damals bekannten großen Mulden (Bopparder Doppelmulde und Lahnmulde), mit den am Mittelrhein zwischen Wellmich und Kamp anstehenden Schiefen, daß auch hier der Hunsrückschiefer in breiten Zügen bis unter das Tertiär des Westerwaldes zu verfolgen sei. Dabei hebt schon KAYSER in den Erläuterungen zu den Blättern Ems (S. 7) und Schaumburg (S. 5) hervor, daß die Hunsrückschiefer an der Lahn sich durch „größere Dickschiefrigkeit und zahlreichere Einschaltung von rauhen, grauwacken- oder quarzitartigen Bänken“ ebenso wie durch das Fehlen von griffeliger Absonderung von den typischen Hunsrückschiefern des Wispertals usw. unterscheiden. Einen faunistischen Beweis für das Siegen-Alter der fraglichen Gesteine konnte er nicht erbringen. Einige schwer bestimmbare Reste von *Phacops* und *Pleurodictyum*, die KOCH im Diesbachtahl (?) gefunden hatte, lagen KAYSER als einzige Fossilien aus seinen „Hunsrückschiefern“ vor.

Er mußte deshalb Hunsrück-schiefer und Unterems nach petrofaziellen Gesichtspunkten trennen. Die Unvollkommenheit dieser Grenze erkannte er selbst: „Hierin liegt die größte, nur zum Teil überwundene Schwierigkeit, die sich bei der Bearbeitung der Blätter Ems und Schaumburg fühlbar machte . . .“ (Erl. zu Bl. Ems, S. 10). Da KAYSER jeden Grauwacken-zug als Unterems, alle reineren Schiefer als Hunsrück-schiefer ansah, entstand für ihn ein kompliziertes tektonisches Bild.

Schon früh setzte die Kritik an KAYSERS stratigraphischer Auffassung ein. HOLZAPFEL (1893, S. 50) lehnt aus tektonischen Gründen das Vorhandensein von Huns-

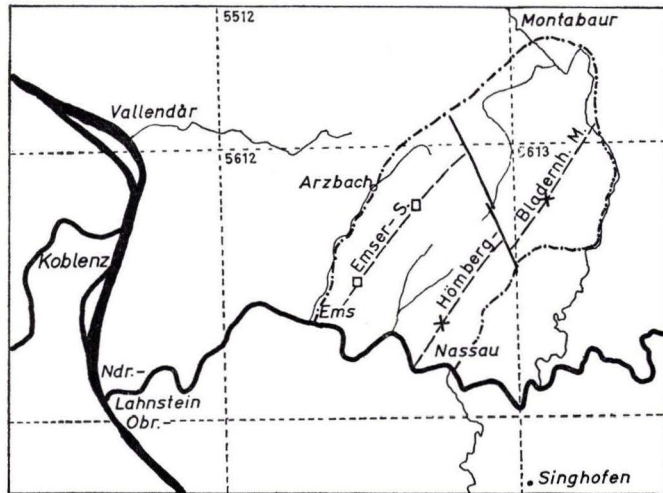


Abb. 1. Die geographische Lage des Arbeitsgebiets mit Angabe der Meßtischblatt-Nummern.

rückschiefer an der unteren Lahn ab. Seine Beweisführung ist nicht zwingend, rechnet er doch die damals noch unbekanntenen beträchtlichen streichenden Störungen nicht ein, die die Bopparder Doppelmulde im SE begrenzen.

EINECKE (1906) schließt sich dieser Auffassung an und stellt auf seiner Karte schon KAYSERS nordwestlichsten „Hunsrück-schiefer“-Zug (Sulzbach-Kaltenbachtal-Ruppenrod) als Unterems dar, begründet im Text aber nicht diese seine Auffassung. SCHÖPPE (1911, S. 6 ff.) traf in mehreren Hunsrück-schiefer-Zügen auf Bl. Schaumburg eine Unterems-Fauna, in Übereinstimmung mit HOLZAPFEL lehnt er für die meisten der ebenschiefrigen Gesteine schon aus tektonischen Gründen ein höheres als Unterems-Alter ab. Er möchte sie in „höhere Lagen der Unterkoblenzstufe“ stellen (S. 13).

KEGEL (1922, S. 9) erkennt in der Umrundung der Lahnmulde nur noch die an den Katzenelnbogener Sattel angrenzenden Schichten als Äquivalente des Hunsrück-schiefers an und vereinigt alle auf dem Bl. Schaumburg als Siegen-Stufe auskartierten Gesteine mit dem Unterems. Er vermutet unmittelbar im Norden der Lahnmulde den Übergang zur Siegener Normalfazies. Durch die Arbeiten von PAULY (1958), SPERLING (1958) und HANNAK (1959) sind für alle der fraglichen Gesteine Beweise für ein Unterems-Alter erbracht worden.

Die „Hunsrückschiefer“-Züge auf Bl. Ems sind von HANNAK (1959) untersucht worden. Er fand dabei in „schiefrigen und feinschichtigen Serien“ in der Nähe von Nassau eine Fauna, die sicheres Siegen-Alter beweist.

Durch die Freundlichkeit von Herrn W. HANNAK erhielt ich die von ihm gesammelten Stücke zur genaueren Bearbeitung. Vermehrt um die von mir an mehreren Stellen des umfangreichen Vorkommens gesammelten Fossilien ergab sich folgendes Faunenbild:

- Homalonotus* sp. (Pygidium und Rumpfringe)
Tropidodiscus sp.
 Bellerophonacea nov. gen. ?
 ? *Platyceras* sp.
Tentaculites cf. *grandis* F. ROEMER
Leiopteria lamellosa (GOLDFUSS)
Pterinea (*Cornellites*) *costata* (GOLDFUSS)
Pterinea (*Tolmaia*) *erecta* DAHMER
Palaeoneilo maureri contrastans (BEUSHAUSEN)
Palaeoneilo cf. *carinata* SOLLE
Nuculana sp.
Modiomorpha cf. *folmanni* BEUSHAUSEN
Carydium sociale BEUSHAUSEN
Carydium sp.
Hysterolites (*Acrospirifer*) *primaevus* (STEININGER)
Hysterolites (*Acrospirifer*) *hercyniae* (GIEBEL)
Hysterolites (*Acrospirifer*) *arduenn. latestriatus* cf. Form α (MAURER)
Spirifer incertus FUCHS
Cyrtina sp.
Spinocyrtia sp.
Athyris undata (DEFRANCE)
Platyorthis circularis (SOWERBY)
Schizophoria cf. *provulvaria* (MAURER)
Rhenorenselaeria vel *Trigeria* sp. juv.
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes unkelensis DAHMER
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)

2. Nassauer Schichten nov. strat.

Die im Kern des Nassauer Sattels auftauchenden Gesteine können mit Sicherheit weder petro- noch biofaziell mit einem der bisher bekannten Siegen-Glieder des Rheinischen Schiefergebirges parallelisiert werden. HANNAKS Zuordnung zum Hunsrückschiefer (1959, S. 295) trägt der ungleichen Zusammensetzung der Fauna nicht Rechnung. Da das Vorkommen durchaus selbständig in seiner regionalen Stellung und Gesteinsausbildung ist, schlage ich, um voreiligen Schlüssen aus dem Wege zu gehen, den neutralen Namen „Nassauer Schichten“ vor. Unter dieser Bezeichnung soll eine ziemlich mächtige Folge von dunkelgrauen und blauschwarzen reinen Ton-schiefern mit Einlagerungen von grünen, quarzitischen, in der Verwitterung grauen oder braunen, z. T. feingebänderten Sandsteinen zusammengefaßt werden, die an den Hängen oberhalb Nassau anstehen und die das bisher einzige Schichtglied Siegener Alters an der Lahn bilden. Ihre Mächtigkeit ist nicht abzuschätzen, da das Liegende im Profil nicht angeschnitten ist.

3. Die Fauna und ihre Erhaltung

Es liegen mehrere Fossilhorizonte vor, von denen nur einer im Anstehenden wiedergefunden werden konnte. Einige der aus der Halde gesammelten Stücke entstammen einem harten, braunen, glimmerreichen Sandstein in dem kieselsäurehaltige Lösungen auf Klüften und in den Lösungshohlräumen der Kalkschalen Quarz abgesetzt haben.

Es scheint sich hier um eine schon frühe hydrothermale Verdrängung des CaCO_3 der Schalensubstanz durch SiO_2 zu handeln, zumal hydrothermale Gänge in der nächsten Umgebung nicht selten sind. Eine nachträgliche (tertiäre) Ausfüllung der Hohlräume durch deszendente Lösungen ist wohl auszuschließen, da der Fundpunkt mindestens 200 m unter der alten Landoberfläche liegt.

Die unterschiedliche Erhaltung der Fossilien weist die Nassauer Fauna als Thanatocoenose aus. Die Fossilbänke keilen in der Horizontalen rasch aus.

Der Fossilinhalt läßt eine ziemlich genaue Altersbestimmung zu: durch *Hyst. (Acrosp.) primaevus* ist die Obergrenze festgelegt, denn dieser Brachiopode ist in der oberen Ulmengruppe bereits erloschen (SOLLE 1950, S. 338). In der Südost-Eifel findet sich *H. (A.) primaevus* noch in den Saxler Schichten, nicht aber mehr in den Eckfelder Schichten (RÖDER 1955).

Die tiefste mögliche Einstufung wird durch *Chonetes unkelensis* (ab Herdorfer Schichten) markiert. Somit kommt für die Ablagerung der Nassauer Schichten, wenn wir gleiche biofazielle Verhältnisse annehmen, die Zeit zwischen unterer Herdorf- und unterer Ulmengruppe in Betracht. Biofazielle Ähnlichkeiten (massenhaft *H. (A.) primaevus*, große Aviculaceen, Zurücktreten der Rhenorenselaerien) lassen einen Vergleich mit dem Saxler-Horizont (SIMPSON 1940, S. 10) der untersten Ulmengruppe zu.

4. Parallelisierung

Die Zuordnung dieses isolierten Siegen-Vorkommens zu einem der Faziesbereiche des Rheinischen Schiefergebirges ist unsicher. Das nächste vergleichbare Vorkommen, der Katzenelnbogener Sattel, ist querschlägig 12 km entfernt und an seinem SW-Ende durch die Untersuchungen von RÖSLER (ab 1953) besser bekannt. Ein Blick auf die Schichtenfolge zeigt jedoch, daß faziell ähnliche Schichten dort nicht entwickelt sind. Ein Vergleich mit dem Taunusquarzit entfällt schon wegen des einwandfrei mit Fossilien belegten Herdorf-, z. T. auch höheren Alters des Quarzits (RÖSLER 1954a, S. 135). Die darauf folgenden Tonschiefer und die Quarzite von Bettendorf-Obertiefenbach werden an die Wende Herdorf-Ulmengruppe gestellt, wegen der stärkeren Ems-Anklänge ihrer Faunen (RÖSLER 1954a, S. 121 ff.) möchten wir eher an eine etwas höhere Einstufung denken. So bleibt auch für die „Hunsrückschiefer unsicherer Stellung“ (S. 132), die auf der Südseite des Sattels dem Taunusquarzit direkt auflagern, zwanglos ein Platz an der Basis der Ulmengruppe; diese wären dann mit den Nassauer Schichten zu vergleichen.

B. Unter-Ems

1. Die Lücke an der Grenze Siegen-Ems im Lahnprofil

Der Übergang von den Nassauer Schichten und dem Unterems im Lahnprofil zwischen Nassau und Dausenau ist im überkippten Hangendflügel des Nassauer

Sattels nur scheinbar ungestört. Dunkle Schiefer mit Einlagerungen von plattigen und bankigen, teils quarzitischen Sandsteinen setzen sich ohne Unterbrechung vom Breitheck N Nassau bis zum Scharfenstein fort. Morphologisch deutet nichts auf eine sehr bedeutende Überschiebung des Nassauer Sattels auf die Hömberger Mulde (= Kirchhärer Mulde HANNAKS). Es besteht die Möglichkeit, daß infolge der im mittleren Rheinischen Schiefergebirge in der oberen Ulmengruppe oft nachweisbaren Regression (SOLLE 1950, S. 311; RÖDER 1955, S. 5) auch hier das oberste Siegen nicht mehr vollständig abgelagert ist. Ein Teil des darauf folgenden Unterems (?Singhofener Schichten) ist dagegen im Lahnprofil wahrscheinlich tektonisch unterdrückt (Fehlen der Porphyroidtuffite!).

2. Fragliche Singhofener Schichten

Im Lahnprofil W Nassau, im Kaltenbach- und Hohental stehen dunkle Tonschiefer mit Dachschiefern und seltenen Einlagerungen dünnplattiger, hellgrauer, quarzitischer Sandsteine an, die ich unter Vorbehalt zu den Singhofener Schichten stellen möchte. HANNAK (1959, S. 19) zieht die fraglichen Gesteine NW des Nassauer Sattels zu seinem „unsicheren Unterems“ und sieht keine weitere Untergliederungsmöglichkeit. Das auffallende Zurücktreten der sandigen Bänke macht es aber unwahrscheinlich, daß die Schiefer E des Scharfensteins demselben Schichtkomplex angehören wie die Sandsteine und Schiefer NW davon. Außerdem sprechen die folgenden Beobachtungen dafür, daß hier tieferes Unterems vorliegt:

Die Lage im Hangenden des Obersiegen von Nassau (s. o.).

Die Untertage-Vorkommen des Porphyroidtuffits im Fortstreichen dieser Schichten nach NE (Halde der Grube Anna N Winden) und SW (Stollenhalde im Mohrendell SW Dausenau).

Beide Vorkommen zeigen den Tuffit in untypischer Ausbildung: der Tuffit des Mohrendell ist stark verschiefert, dunkelgraue, matte Flecken auf den Schieferungsflächen sind ehemalige Tonschiefer-Einschlüsse. Der Tuffit der Grube Anna konnte im Gegensatz zu der KAYSERSchen Darstellung im Anstehenden nicht mehr nachgewiesen werden. Auf der Halde erscheint er schwach geschiefert, graugrün, verwittert gelbbraun. Schwarze, tintige Flecken sind wohl von MnO_2 -Lösungen verursacht.

Bezeichnend für die ?Singhofener Schichten des bearbeiteten Gebiets sind mehrere Züge von festen, ebenspaltenden, blauschwarzen Schiefen, die im Kaltenbach-, Hohental und Diesbachtal an mehreren Stellen als Dachschiefer abgebaut worden sind. An Fauna fanden sich nur im Kaltenbachtal Chonetebänke.

3. Ungegliedertes Unterems des Lahnprofils

Die mindestens 700 m mächtige Folge von hell- bis dunkelgrauen, oft feinblättrigen, meist krummflächigen Schiefen mit etwa 25% grauen, meist sehr harten und feingebänderten Sandsteinen. Flasrigkeit und unruhige Wechsellagerung, wie in den hangend folgenden Nellenköpfchen-Schichten, ist hier nicht zu beobachten. Die meist dünnplattigen Sandsteine sind in regelmäßig verteilten Bänken von höchstens 1 m Dicke in die Schiefer eingelagert. Mächtigere Sandsteinbänke sind am Abhange des Katzenbergs und am Scharfenstein SE Dausenau entwickelt (20—40 m). Faunen fehlen ganz.

Nach ihrer Stellung zwischen den ?Singhofener Schichten und dem Emsquarzit der Dausenauer Schuppe können wir in ihnen die Vertretung des gesamten mittleren Unterems sehen. Die Mächtigkeit des gesamten Unterems scheint hier gegenüber dem Koblenzer Gebiet schon erheblich reduziert.

4. Nellenköpfchen-Schichten

Nördlich der Lahn, am Stelzenbach-Osthang E Welschneudorf und bei Zimmerschied (Bl. Ems) läßt sich ein Zug von Gesteinen aus der Hauptmasse des Unterems ausscheiden, die nach der petrofaziellen Übereinstimmung mit den Nellenköpfchen-Schichten des Mittelrheins gleichgestellt werden können. Dünnpfannige bis bankige, grüne bis graubraune, sehr feste Sandsteine mit großen Glimmerblättchen auf den Schichtflächen bilden die Hauptmasse der Schichtfolge. Zurücktretend findet man fettige, hellgrau und grün gefleckte oder schwarze ebene Schiefer, dazwischen flasrige Sandschiefer in dicken Bänken. Im Aufschluß keilen die Sandsteinbänke meist nach wenigen Metern aus, auch im Handstück ist die Flasrigkeit der Sandsteine und Sandschiefer noch deutlich ausgeprägt.

Die für den locus typicus bezeichnenden blauen milden Schiefer, in denen die reichen Zweischalerfaunen vorkommen, fehlen auf Bl. Ems. Sehr feine, ebene Schwarzschiefer (z. B. im östlichsten Steinbruch an der Straße nach Zimmerschied) gleichen den Schwarzschiefern der Untermosel. Im Gegensatz zu diesen führen sie nur Pflanzenhäcksel, Fischreste wurden nicht gefunden.

Fauna führen die Nellenköpfchen-Schichten auf Bl. Ems nur im Steinbruch 500 m E Zimmerschied:

- Hysterolites (Acrospirifer) arduenn. antecedens* (FRANK)
Hysterolites (Acrospirifer) arduenn. latestriatus (MAURER) cf. Form β
Hysterolites (Acrospirifer) hercyniae (GIEBEL)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Chonetes plebejus SCHNUR
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
Trigleria gaudryi (OEHLERT)
 Gastropoda indet.
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS

Davon ist *H. (A.) arduennensis latestriatus* β bezeichnend für mittleres und oberes Unterems (SOLLE 1953; MARTIN 1955 und RÖDER 1955). Pflanzliche Reste fanden sich ebenfalls bei Zimmerschied. Hier sind es kohlige Reste von Pflanzenhäcksel in milden schwarzen Schiefen, während der Steinbruch am Wege Welschneudorf-Untershausen (Bl. Ems) bis 1 cm dicke kohlige, mit Schieferfetzen vermischte, Lagen führt und auch helle, wohlerhaltene *Taeniocrada decheniana* in hellen, milden Schiefen.

C. Ober-Ems

1. Übersicht

Auf dem geologischen Blatt Ems (1892) hat KAYSER nur das Basalglied des Oberems, den Koblenzquarzit, abgetrennt. FUCHS 1916 bemühte sich um eine Unter-

gliederung nach petrofaziellen Gesichtspunkten, seine 5 Glieder sind aber weder im Lahnprofil noch in Einzelaufschlüssen mit Sicherheit definiert. FUCHS' Gliederungsversuch beschränkte sich bewußt auf das Emser Gebiet; er versuchte, dem Bergbau leicht erkennbare und auch ohne paläontologische Kenntnisse ausscheidbare Einheiten zu zeigen. Die Gliederung weist deshalb in ihrer Anwendung erhebliche Mängel auf. Die verhältnismäßig eng gefaßten Einheiten lassen sich bei der Kartierung nur mit großer Unsicherheit ausscheiden.

Das folgende Schema gibt die Korrelation der FUCHSSchen Schichtglieder mit der heutigen Mittelrheingliederung:

FUCHS 1916		Heutige Gliederung am Mittelrhein
Signatur	Name	
tut σ	Zone der Kieselgallenschiefer	Kieselgallenschiefer Kondel-Gruppe (2—300 m) Flaserschiefer (150 m)
tut γ	Zone der vorwiegenden rauhen Schiefer mit Einlagerungen plattiger Grauwackensandsteine (250 m)	Laubach-Gruppe (100 m)
tut π	Zone der plattigen Grauwackensandsteine (120 m)	Hohenrheiner Schichten zum größten Teil (250—300 m) Untere Hohenrheiner Schichten z. T. quarzitisch
tut χ	Zone der plattigen Quarzite und quarzitischen Grauwackensandsteine (130 m)	
tu χ	Koblentzquarzit (140 m)	Emsquarzit (200 m)

Das Oberems an der unteren Lahn ist gekennzeichnet durch seinen nahezu kontinuierlichen vertikalen Fazieswechsel vom Quarzit zum reinen Tonschiefer. Mit Ausnahme der Grenze Laubach-/Kondelgruppe sind die Grenzen auch mit größeren Faunen schwer festzulegen. Die Grenzziehung nach der Petrofazies ist nur durch Konvention möglich, für die Grenze Emsquarzit/Hohenrheiner Sch. gebraucht man hierfür den Farbumschlag der Quarzite von weiß in braun, grau oder grün (wobei die Rekurrenz weißer Quarzite im höheren Teil der unteren Hohenrheiner Schichten irreführen kann), während die Grenze Hohenrhein/Laubach etwa an den Beginn mächtigerer Schieferfolgen gelegt werden kann.

SPELTING (1958) beschreibt von Bl. Schaumburg das Oberems in derselben Ausbildung wie sie auf Bl. Ems entwickelt ist. Die petrofazielle Unterscheidung der einzelnen Schichten ist auch hier fast unmöglich, jedoch kann SPELTING die Laubacher Schichten „nur biostratigraphisch“ von ihrem Liegenden und Hangenden abtrennen (S. 28) In den Laubacher Schichten „setzt der *Spirifer auriculatus* SDB. in großer Verbreitung ein“ und dient SPELTING zur Kennzeichnung dieser Schichten. In den umfangreichen Fossilisten ist *Spirifer auriculatus* allerdings nur von 2 Fundpunkten angegeben (T 5), was für die biostratigraphische Kennzeichnung eines so verbreiteten Schichtkomplexes ungenügend ist. Andererseits fehlen einige Arten, denen im mittelrheinischen Oberems ein Leitwert zukommt, in den SPELTINGSchen Listen.

2. Emsquarzit

a. Allgemein

Der Begriff Emsquarzit (= Koblenzquarzit) ist von früheren Autoren noch nicht in der Schärfe gefaßt, wie das seit SOLLE 1936 am Mittelrhein allgemein geschieht. KAYSERS Definition ging zu weit und umfaßte einen Teil der unteren Hohenrheiner Schichten mit, während FUCHS 1916 an einigen Stellen seiner Karte Vorkommen echten Emsquarzits zu seiner Zone tut χ (s. o.) stellt (z. B. am Steinchen NE Arzbach), andererseits braune, quarzitische Sandsteine, z. B. am Emser Sattelgewölbe, als Koblenzquarzit auskartiert.

Der Emsquarzit ist im bearbeiteten Gebiet in mehreren parallelen Zügen angeordnet: Der Emser Quellensattel, wo der Quarzit NW Welschneudorf 1 km Ausstrichbreite erreicht, im Stelzenbachforst E dieses Ortes und im Quarzitzug der Dausenauer Schuppe. Kleinere Vorkommen sind der Sattel vom Steinchen NE Arzbach und mehrere isolierte Aufschlüsse auf dem westlichen Bl. Schaumburg. Alle sonstigen von KAYSER auf den Bl. Ems und Schaumburg auskartierten Koblenzquarzitzüge sind von härteren Sandsteinen des mittleren Oberems gebildet. Ebenfalls besteht der von QUIRING auf Bl. Koblenz 1 : 200000, abweichend gegenüber ANGELBIS 1891, dargestellte Quarzitzug zwischen Wirzenborn und Reckenthal (Bl. Meudt) aus Sandsteinen des mittleren Oberems.

b. Gesteinsausbildung

Klotzige, bankige oder plattige Quarzite von weißer oder hellgrauer Farbe. Die auf Bl. Koblenz (SCHMIERER & QUIRING 1933) kennzeichnende Dünnplattigkeit ist auch hier verbreitet. Grüne Farbe des Quarzits ist meist sekundär und wird von Serizit-schüppchen auf den Schichtflächen und im Gestein hervorgerufen. In der Nähe der tertiären Landoberfläche können die Quarzite sekundär rot oder gelb verfärbt sein (Weißenstein N Kemmenau), in den höchsten Lagen der Montabaurer Höhe völlig gebleicht und zu Sand zerfallen.

Schieferzwischenlagen sind selten, die Schiefer sind dann weiße, schwach verschieferte schluffige Sandsteine mit kaolinisiertem Bindemittel.

Fossilien fanden sich nur aus höheren Lagen des Emsquarzits. Alle Aufsammlungen stammen aus Geröllen, mit Ausnahme der Fauna vom oberen Diesbachtal (10), die der von DAHMER 1948 beschriebenen Fauna vom Kühkopf bei Koblenz ähnlich ist und wie diese in den Grenzbereich Emsquarzit/Hohenrheiner Schichten gehört.

c. Fauna und Fundpunkte

Homalonotus sp.

Pterinea (Tolmaia) lineata GOLDFUSS

Pterinea (Tolmaia) erecta DAHMER

Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis arduennensis (SCHNUR)

Hysterolites (Acrospirifer) paradoxus (SCHLOTHEIM)

Hysterolites (Paraspirifer) carinatus (SCHNUR)

Spinocyrtia tenuicosta (SCUPIN)

Spinocyrtia sp.

Cyrtina multiplicata (DAVIDSON)

Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM)

Platyorthis circularis (SOWERBY)
Stropheodonta sp.
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
Trigleria gaudryi (OEHLERT)
Chonetes plebejus SCHNUR
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
 Crinoidea indet.

Fundpunkte: Alter Steinbruch am Steinchen in Distr. 54 Arzbach (6); Lesesteine am obersten Hangweg NE-Hang Westersbach 100 m E „Römerturm“ (9); alter Steinbruch an der Nordseite des oberen Diesbachtals 850 m NW Hübingen (Bl. Schaumburg) (10). (Fundpunkte ohne MTB-Angabe liegen auf Bl. Ems.)

3. Hohenrheiner Schichten

Im Gebiet der Doppelmulde von Boppard–Montabaur kann man die Hohenrheiner Schichten wie folgt gliedern:

obere: Sandsteine und Schiefer	<i>Homalonotus gigas</i> -Horizont
nur in der Arzbacher Mulde:	Eisensandsteinhorizont
untere: Quarzitische Sandsteine, z. T. weiße Quarzite	

Die Hohenrheiner Schichten der Bladernheimer Mulde (= Kirchährer Mulde HANNAKS, s. S. 211) schließen sich faziell eng an die der Doppelmulde an. Die eisenreiche Ausbildung scheint hier allerdings zu fehlen.

a. Untere Hohenrheiner Schichten

Graue, grüne, braune plattige Quarzite und quarzitische Sandsteine ohne wesentliche Schieferzwischenlagen. An einigen Stellen Rekurrenz weisser oder gelblicher Quarzite (in der Karte gesondert ausgedrückt). Die Fauna, nur aus den weißen Quarziten (11–13), leitet von der artenarmen Emsquarzitfauna zur echten Hohenrheiner Fauna über, die im Arbeitsgebiet durch ihren Reichtum an Paraspiriferen und großen Lamellibranchiaten ausgezeichnet ist.

Vorkommen unterer Hohenrheiner Schichten sind vor allem die bisher für Emsquarzit gehaltenen Aufschlüsse im Lahndurchbruch bei Bad Ems (nördliche Lahnseite), kleinere bei Arzbach, Kemmenau und Zimmerschied.

b. Obere Hohenrheiner Schichten

Plattige bis dickbankige graue und braune Sandsteine mit etwa 30–40% Zwischenlagen dunkler, meist sandiger Schiefer. Reinere Tonschiefer, wie in den Laubacher Schichten, sind hier noch selten. Ein gewisser Gehalt von Kalk-Eisenkarbonat ist vor allem in der Nähe von Fossilbänken ausgeprägt. In der Verwitterung nehmen die Gesteine dann eine intensiv gelbe Farbe an.

Im oberen Teil der Hohenrheiner Schichten setzt die reiche Fauna ein. Bester Fundpunkt ist hier das Profil an der Straße Ems–Kemmenau zwischen km 2,5 und 3,1 (23–24). Die an der Straße anstehenden Fossilbänke sind 5–30 cm dick, sie bestehen meist aus festem Kalksandstein, in dem die Fossilien schwer zu gewinnen sind. Besser präparierbare Faunen findet man überall am Hang unter der Straße in den Schuttmassen vom Straßenaufbau. Die Talsohle und der Osthang des oberen Westersbachtals sind wahrscheinlich die am frühesten bekannt gewordenen Fundpunkte, deren Material mit der Ortsbezeichnung

„Ems“ oder „Kemmenau“ in vielen alten Sammlungen liegt. Vor 1850 sammelten hier schon GOLDFUSS, SEDGWICK & MURCHISON und die Brüder SANDBERGER. Der im Meßtischblatt hier eingetragene Flurname „Versteinerungen“ zeugt davon, daß die Bevölkerung auf das Massenaufreten von Fossilien früh aufmerksam wurde.

Die derzeitigen Aufschlüsse an der Straße Ems-Kemmenau bergen allerdings mehr individuen- als artenreiche Faunen. Die verschiedenen Fossilbänke führen von einander abweichende Faunen, in denen jeweils einzelne Arten, wie z. B. *Schizophoria vulvaria*, *Eodevonaria dilatata* oder *Acrospirifer arduennensis*, weit überwiegen. Eine Bank führt Kleinfaua, bestehend aus Tentaculiten, Nuculiden, Gastropoden und Crinoidenstielgliedern.

Hysterolites (Paraspirifer) auriculatus ist im gesamten Oberems der Emser Umgebung nicht allzu häufig. In den Hohenrheiner Schichten kommt er lediglich in der Eisensandstein-Fazies der Arzbacher Mulde (Blöskopf, Miellen) vor. Auffallend sind aber in allen Fundpunkten die Paraspiriferen und Aviculaceen, die die Hohenrheiner Fauna charakterisieren, im Gegensatz zu den Spinocyrtien der Laubacher Schichten. Bei den Acrospiriferen ist *H. (A.) extensus* SOLLE (vor allem im Kemmenauer Straßenprofil) häufig, parallel zu seinem Massenaufreten in den gleichaltrigen Wiltzer Schichten der Eifel, in höheren Schichten wurde er nicht mehr gefunden.

Die Hohenrheiner Schichten der Bladernheimer Mulde (= Kirchährer Mulde HANNAKS) sind mangels zusammenhängender Profile nicht unterzugliedern. Quarzitische Sandsteine der unteren Abteilung stehen in einem alten Steinbruch an der Einmündung des Hellbach bei der Häusgesmühle an. Die Vorkommen an der Straßengabel Hübingen-Gackenbach (Bl. Schaumburg) und bei Reekenthal (Bl. Meudt) gehören nach der Gesteinsausbildung höheren Hohenrheiner Schichten an, Faunen sind dort spärlich.

c. Horizont mit *Homalonotus gigas* F. ROEMER

C. KOCH (1883, S. 46) erkannte, daß *Hom. gigas* im rheinischen Unterdevon im allgemeinen nur in einem bestimmten Horizont häufiger auftritt, „welcher an der Grenze zwischen Chondritenschiefer und oberen Koblenzschichten liegt“. Die von KOCH genannten Vorkommen in der Emser Umgebung wurden schon von FUCHS (1916, S. 9) in ihrer Stellung in der Zone tut π (= Obere Hohenrheiner Schichten) bestätigt, FUCHS ordnete daneben noch den Fundpunkt Grenbach bei Oberlahnstein und eigene Fundpunkte in diese Zone ein. FOLLMANNNS und DAHMERS Fundpunkte (in DAHMER 1914) gehören ebenfalls, wie SOLLE (1936, S. 159) zeigte, den Hohenrheiner Schichten an.

Am Kunzbacher Berg S Arzbach ist die *Hom. gigas* führende Schicht auch N der Lahn nachzuweisen. Das Vorkommen führt hier nicht die Massen von Kopfschilden und Pygidien wie die in der Koblenzer Umgebung, aber es ist hier ebenfalls eine ganze Bank mit Fragmenten dieses Trilobiten angefüllt. Der Horizont liegt auch hier in den obersten Hohenrheiner Schichten, wodurch KOCHS präzise Angabe erneut bestätigt wird.

d. Eisensandstein-Fazies

Im Kern des Blöskopf-Sattels (= Erzsattel EHRENDREICH 1959) treten obere Hohenrheiner Schichten in einer von der normalen abweichenden eisenreichen Aus-

bildung auf. Es sind unverwittert sehr kalkige, blaugraue plattige und flasrige Sandsteine mit dünnen Tonschieferzwischenlagen, die verwittert durch Eisenoxyd-hydrat intensiv gelb gefärbt sind. Tonflatschen in den Flasersandsteinen weisen auf unruhige Sedimentation hin. Im Arbeitsgebiet ist diese Fazies offenbar auf den Südteil der Arzbacher Mulde beschränkt, wo sie vom Blöskopf nach Süden bis zur Lahn verfolgt werden kann. In der streichenden Fortsetzung nach Südwesten, allerdings auf dem Nordwest-Flügel der Mulde, liegen die bekannten Fundstellen von Miellen an der Lahn, wo die Hohenrheiner Schichten wie am Blöskopf ausgebildet sind. Hier sind drei verschiedene Fundpunkte zu unterscheiden: 1. am Bahndamm der Strecke Friedrichsseggen-Miellen, klassischer Fundpunkt MAURERS (Miellen 1, Bl. Koblenz); der große Steinbruch südlich des Dorfes (Miellen 2, Bl. Ems); am Schlangenweg vom unteren Schweizertal zur Kapelle, wo der Weg eine vom Kapellenberg hinabziehende Gesteinsrippe durchbricht (Miellen 3, Bl. Ems).

Einstufung

Das Vorkommen am Blöskopf (16) ist, zufolge seiner Stellung in einer Aufsattelung inmitten jüngerer Schichten, einwandfrei in die hohen Hohenrheiner Schichten einzustufen. Schwieriger ist dies für die Miellener Fundpunkte. Miellen 1 stimmt in Petrofazies und Fossilführung mit dem Vorkommen am Blöskopf überein. Miellen 2 liegt etwa im Streichen nach NE, das Gestein ist dort frisch und kalkig, verwittert gelb und könnte ebenfalls zur Eisensandsteinfazies gehören. Die Fauna mit massenhaft *Hysterolites (Paraspirifer) auriculatus*, *Uncinulus ?orbignyianus* und *Atrypa reticularis* weist aber auf ein jüngeres Alter. Die Einstufung von Miellen 2 und 3, die wahrscheinlich durch eine im Schweizertal verlaufende Querstörung voneinander getrennt sind, muß einer speziellen Untersuchung vorbehalten bleiben. Die Möglichkeit einer sandigen Rekurrenz im oberen Oberems, wie sie SOLLE (1942, S. 77) von Rhens beschrieben hat, ist nicht auszuschließen.

e. Fauna und wichtige Fundpunkte

- Homalonotus (Digonus) gigas* F. ROEMER
- Asteropyge* sp.
- Orthoceras* sp.
- Bucanella acuta* SANDBERGER
- Bucanella tumida* (SANDBERGER)
- Pleurotomaria* sp.
- Gastropoda indet.
- Coleoprion gracile* SANDBERGER
- Tentaculites schlotheimi* KOKEN
- Tentaculites* sp. sp.
- Leiopteria* sp.
- Pterinea (Cornellites) costata* GOLDFUSS
- Pterinea (Tolmaia) lineata* GOLDFUSS
- Gosseletia (Stappersella) trigona* (GOLDFUSS)
- Gosseletia (Stappersella) truncata* (F. ROEMER)
- Aviculacea* indet. (Riesenform)
- Nucula confluentina* BEUSHAUSEN
- Nucula lodanensis* BEUSHAUSEN
- Nuculites longus* (MAUZ)

Nuculites persulcatus SOLLE
Palaeoneilo tumida (SANDBERGER)
Modiomorpha simplex BEUSHAUSEN
Modiomorpha modiola BEUSHAUSEN
Myophoria circularis BEUSHAUSEN
Paracyclas rugosa GOLDFUSS
Grammysia sp.
 ? *Ptychodesma* sp.
Conocardium rhenanum BEUSHAUSEN
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis arduennensis (SCHNUR)
Hysterolites (Acrospirifer) extensus SOLLE
Hysterolites (Acrospirifer) paradoxus (SCHLOTHEIM)
Hysterolites (Paraspirifer) carinatus (SCHNUR)
Hysterolites (Paraspirifer) ignoratus (MAURER)
Hysterolites (Paraspirifer) auriculatus (SANDBERGER)
Hysterolites (Paraspirifer) ? n. sp.
Reticularia curvata (SCHLOTHEIM)
Spinocyrtia cf. humilis (SCUPIN)
Cyrtina heteroclita intermedia (OEHLERT)
Cyrtina heteroclita s. l.
Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM)
Platyorthis circularis (SOWERBY)
Stropheodonta piligera (SANDBERGER)
Eodevonaria dilatata F. ROEMER
Chonetes plebejus SCHNUR
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)
Athyris undata (DEFRANCE)
Athyris globula ASSMANN
Meristella follmanni DAHMER
Anoplothecha venusta SCHNUR
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
 Fenestellidae indet.
Caulostrepsis taeniola CLARKE
 Crinoidea indet.
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS
Zaphrentis sp.

Fundpunkte: Untere Hohenrheiner Schichten: Alter Steinbruch an der Einmündung Hellbach in Willgenhäuser Bach S Daubach (Bl. Schaumburg) (11); Heilsgraben E Arzbach (12); Lohberg N Zimmerschied (13); Steinbruch am S-Hang des Blöskopf E Eisenbach (16); Profil an der Straße Ems-Kemmenau bei km 2,59, 2,66 und 3,1 (23—24) (alle Bl. Ems); Steinbruch an der Straße Hübingen-Gackenbach beim Abzweig Dies (29) (Bl. Schaumburg).

4. Laubacher Schichten

a. Normalfazies des Emser Gebiets

Die Grenze Hohenrheiner/Laubacher Schichten ist im Emser Gebiet wie überall am Mittelrhein sehr unscharf. Sind in die oberen Teile der Hohenrheiner Schichten schon häufig mächtigere Schieferlagen zwischen die Sandsteine eingeschaltet, so setzen die Laubacher Schichten etwa bei einem Sandstein-Schieferverhältnis von 50 : 50 ein. Sehr rasch geht dann der sandige Anteil zurück, in der Hauptmasse der

Laubacher Schichten sind nur noch einzelne, wenig mächtige Bänke in die meist sandigen Schiefer eingeschaltet.

Die Gesteine der Laubacher Schichten sind graue, braune oder olivgelb verwitternde Sandsteine, sandige Schiefer oder seltener dunkelgraue, glatte Tonschiefer. In höheren Lagen können einzelne teils tonige, teils kieselige eisenreiche Sphäroide bis zu 5 cm \varnothing unregelmäßig im Sediment verteilt sein. Sandschiefer und Sandsteine sind meist ebener und feinsandiger als in den Hohenrheiner Schichten, oft sind Sandsteine feingebändert.

In die obersten Laubacher Schichten gehört die aus der Koblenzer Umgebung bekannte und auch vom SW-Ende der Lahnmulde beschriebene (SOLLE 1942, S. 161) Rekurrenz quarzitischer Sandsteine. An zwei Stellen der Emser Mulde fanden sich mehrere, jeweils nur wenige Zentimeter mächtige ebene quarzitisches Sandsteinbänke, die SE Kemmenau eine kleine Fauna lieferten (35). An beiden Punkten ist die Grenze gegen die hangenden Flaserschiefer der Kondelgruppe nur wenige Meter von Metern entfernt.

Biofazies

Biostratigraphisch sind die Laubacher Schichten nur zum Hangenden hin durch einen deutlichen Faunenumschlag gekennzeichnet (im Gegensatz dazu SPERLING 1958, S. 28). Vom Liegenden her steigen fast alle aus den Hohenrheiner Schichten bekannten Arten auf, so daß man mit einzelnen Arten keine Grenzziehung Hohenrheiner/Laubacher Schichten begründen kann. Deshalb ist auch DAHMERS „Ignoratuszone“ (= tieferes Oberems), als Gegensatz zur „Cultrijugatuszone“ gedacht, nicht glücklich. Die DAHMERSchen Fundpunkte im Fachinger Sattel gehören z. T. den Laubacher Schichten an, außerdem ist *Hysterolites (Paraspirifer) ignoratus* stark faziesabhängig und nicht so häufig, wie man es von einem Zonenfossil verlangen muß.

Wichtiger als die Bestimmung von Einzelformen ist für die Unterscheidung der Schichtglieder des Oberems die Beobachtung von Faunengemeinschaften. Auch Massenaufreten von Durchläufern kann bezeichnend für ein bestimmtes Schichtglied werden, wie *Homalonotus gigas* oder *Crassatellopsis hauchecornei* in den Hohenrheiner Schichten. Im begrenzten Raum des Emser Gebietes können artenreichere Faunen nach ihrer Zusammensetzung einigermaßen sicher entweder den Hohenrheiner oder den Laubacher Schichten zugewiesen werden. In den Hohenrheiner Schichten sind nämlich die Gemeinschaften: Acrospiriferen mit *extensus*-Choneten-Homalonotus oder Paraspiriferen-Aviculaceen-Schizophoria häufig, während Laubacher Faunen oft *Schellwienella* oder die Gemeinschaft Acrospiriferen-Spinocyrtien enthalten. *Spirifer auriculatus* ist in den Laubacher Schichten hier an keiner Stelle gefunden worden.

b. Eisenreiche Fazies der Bladernheimer Mulde

Die Laubacher Schichten der nordöstlichen Bladernheimer Mulde weichen durch ihren hohen Gehalt an Kalk-Eisenkarbonat, das verwittert als Eisenoxydhydrat das Gestein intensiv gelb färbt, von der normalen Ausbildung der Laubacher Schichten ab. Diese Ausbildung, die auch noch in der unteren Kondelgruppe vorherrscht, erinnert an die Fazies der nordöstlichen Dillmulde, wo der Eisensandstein nur der

untersten Kondelgruppe angehört (SOLLE 1942, S. 99). Die eisenreichen Sandsteine der Bladernheimer Mulde enthalten wie die benachbarten Kondelschichten von Eschelbach bei Montabaur manchmal konzentrisch-schalige Sphärosiderite.

Gute Aufschlüsse im Eisensandstein der Laubacher Schichten finden sich an der Straße Holler–Montabaur und am Stelzenbach zwischen Holler und Niederelbert (Bl. Meudt). Fauna fand sich an zwei Stellen im Daubachtal (33, Bl. Schaumburg). Das Gestein ist hier eisenarm, die Fauna enthält neben sicheren Laubacher Formen (*Hyst. (Acrospirifer) arduennensis*) in *Chonetes kayseri* DAHMER eine Art, die bisher nur aus der Kondelgruppe bekannt geworden ist (SOLLE 1942, S. 10).

c. Fauna und wichtige Fundpunkte

- Trilobitenreste
- Bucanella* sp.
- Pleurotomaria* sp.
- Tentaculites schlotheimi* KOKEN
- Pterinea (Cornellites) costata* GOLDFUSS
- Pterinea (Tolmaia) lineata* GOLDFUSS
- Aviculopecten mosellanus* FRECH
- Gosseletia angulosa* FRECH
- Aviculacea* indet.
- Nucula* sp.
- Nuculites ellipticus* (MAURER)
- Palaeoneilo prisca* (BEUSHAUSEN)
- Crassatellopsis hauchecornei* BEUSHAUSEN
- Hysterolites (Acrospirifer arduennensis arduennensis)* (SCHNUR)
- Hysterolites (Acrospirifer) extensus* SOLLE
- Hysterolites (Acrospirifer) maturus* (PRIESTERSBACH)
- Hysterolites (Acrospirifer) paradoxus* (SCHLOTHEIM)
- Hysterolites (Paraspirifer) carinatus* (SCHNUR)
- Spinocyrtia lateincisa* (SCUPIN)
- Spinocyrtia cf. longeincisa* (DAHMER)
- Spinocyrtia cf. humilis* (SCUPIN)
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEMER)
- Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER)
- Chonetes plebejus* SCHNUR
- Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM)
- Chonetes semiradiatus* (SOWERBY)
- Chonetes kayseri* DAHMER
- Schellwienella hipponyx* (SCHNUR)
- Stropheodonta piligera* (SANDBERGER)
- Schizophoria vulvaria* (SCHLOTHEIM)
- Dalmanella circularis* (SOWERBY)
- Bifida cf. lepida* (GOLDFUSS)
- Crinoidea indet.
- Fenestellidae indet.
- Polypora* sp.
- Pleurodictyum cf. giganteum* KAYSER

Fundpunkte: Gipfel des Linkkopfes N Dorf Ems (30, Bl. Ems); Am Höhenweg Nordseite Daubachtal 250 m W der Mündung in den Gelbach (32, Bl. Schaumburg); Seitenbachriß des Atzenbachs SE Kemmenau (34–35, Bl. Ems).

5. Kondelgruppe

Für die Kondelgruppe an der Untermosel und am Mittelrhein hat SOLLE (1942, S. 41) folgende allgemeine Gliederung gefunden:

obere	Kieselgallenschiefer örtlich Sphärosideritschiefer eingelagert
untere	Hauptsphärosideritschiefer Flaserschiefer, örtlich Einlagerungen von Sphärosideritschiefer und Mandelner Fazies

Im bearbeiteten Gebiet kann die Kondelgruppe ähnlich gegliedert werden:

obere	Kieselgallenschiefer, besonders im N verbreitet ohne Gallen
untere	Flaserschiefer, nach N Übergang in die eisenreiche Fazies von Eschelbach bei Montabaur Rotfleckige, milde Schiefer örtlich an der Basis

Die sehr deutliche biostratigraphische Abgrenzung der Kondelgruppe nach dem Liegenden und Hangenden (SOLLE 1942, S. 10) erwies sich als wichtig für die Kartierung, da die Kondelfaunen selbst bei geringer Artenzahl und schlechter Erhaltung gut zu erkennen sind. Auch petrofaziell ist die Grenze Laubach/Kondel besser als die anderen Grenzen im Oberems zu erfassen.

a. Untere Kondelgruppe in Normalausbildung

Die Flaserschiefer beginnen in dem ausgezeichneten Oberems-Profil an der Straße Ems-Kemmenau (oberhalb Langenacker) mit ziemlich milden, hellen, z. T. etwas rot gefleckten Schieferen. Die Fleckung, die vielleicht ein letztes Ausklingen der Sphärosideritschiefer der Untermosel ist, läßt nach dem Hangenden zu rasch nach, es folgen rauhe graue und braune ebenspaltende Schiefer mit Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. Echt flasrige Schiefer, wie sie z. B. in der Ruppertsklamm bei der Hohenrheiner Hütte (Bl. Koblenz) anstehen und von dort her der unteren Kondelgruppe mittelrheinischer Ausbildung ihren Namen geben (SCHMIERER 1933), treten ganz zurück. Weiter im Norden, an der Erbenmühle E Oberelbert, kommen ebenfalls milde hellgraue Schiefer mit roter oder oranger Fleckung aus der Schuttdecke zum Vorschein, ob es sich hier um den oben beschriebenen Horizont handelt, muß wegen der mangelhaften Aufschlüsse unentschieden bleiben.

Die Fauna der Kondelgruppe ist seit SOLLE 1942 genau bekannt. Die Möglichkeit einer weiteren Untergliederung auf Grund von Faunen scheint nicht zu bestehen. Die im Emser Gebiet zu beobachtenden Unterschiede sind wohl rein biofaziell und dürfen bei der Seltenheit größerer Kondelfaunen hier nicht zu stratigraphischen Schlüssen verleiten. Trotzdem verdient herausgehoben zu werden, daß die Faunengemeinschaften der unteren und der oberen Kondelgruppe bei Ems ein verschiedenes Aussehen haben: in den Flaserschiefern erscheinen zu den bekannten Oberems-Arten neu: *Spirifer mischkei*, Acrospiriferen der *mosellanus*-Gruppe. Massenhaft:

Anoplothea venusta. Erloschen ist *Hyst. (Acrospirifer) arduennensis*, mit dem auch das Überwiegen der Spiriferen in den Faunen aufhört. Tentaculiten erfüllen ganze Bänke, Crinoiden mit feingefiederter pentamer symmetrischer Skulptur erscheinen hier zum ersten Male im Oberems und bilden zusammen mit kleinen Gastropoden die „Grundmasse“ in den Fossilbänken. Die Fauna der Kieselgallenschiefer (42) ist wieder reicher an Brachiopoden, hier treten am häufigsten *Atrypa reticularis*, *Rhipidomella obovata* und *Uncinulus orbignyianus* auf. Gute Aufschlüsse in den Flaserschiefern finden sich um den Konkordiaturm, an der Straße Ems-Kemmenau und am westlichen Gehänge des Unterbachs E Kemmenau. Mächtigkeit etwa 150 m.

b. Untere Kondelgruppe in der NE-Fazies (Eisenschüssige Schiefer)

In der nordöstlichen Bladernheimer Mulde ist die untere Kondelgruppe in der Fazies eisenschüssiger, feinsandiger Schiefer und milder, toniger Sandsteine mit seltenen Einlagerungen feiner hellgrauer und blau gefleckter Schiefer entwickelt. Die das Muldentiefste bildenden Gesteine sind in einem Zuge vom oberen Hellbach (Bl. Schaumburg) bis ins Gelbachtal bei Bladernheim (Bl. Meudt) fossilführend nachzuweisen.

In den eisenschüssigen Schiefen der Bladernheimer Mulde beobachtet man eine Zunahme des Fe-Gehaltes im Streichen nach NE. Der Einfluß des Eisensäuerlings von Eschelbach bei Montabaur auf die Sedimente ist also in S-Richtung direkt bis nach Welschneudorf und Horbach, in Andeutungen bis an die Lahn nachzuweisen. Wenn das Eisen in den Sandsteinen der oberen Laubacher Schichten (s. S. 203) nicht terrestrischen Ursprungs ist, wofür nichts spricht, muß die Schüttung dieser Quelle (SOLLE 1942, S. 220) schon vor Beginn der Kondel-Zeit begonnen und mit dem Ende der älteren Kondel-Zeit aufgehört haben.

c. Kieselgallenschiefer

Die obere Abteilung der Kondelgruppe ist wie am Mittelrhein als Kieselgallenschiefer ausgebildet. Die faziellen Unterschiede, die von den Laubacher Schichten an die beiden Mulden getrennt hatten, gleichen sich wieder aus. Die Kieselgallen sind aber nördlich der Lahn bei weitem nicht so dicht im Sediment angehäuft wie z. B. bei Braubach. In der Arzbacher Mulde klingt die Kieselgallenführung nach NE völlig aus. Die Kieselgallenschiefer des Kennelbachtals werden dafür nach NE zu immer rauher. Die isolierten Vorkommen an den Abhängen der Montabaurer Höhe lassen dann nicht mehr erkennen, ob sie hohen oder tiefen Horizonten der Kondelgruppe angehören. Die Kieselgallenschiefer nördlich der Lahn sind vorwiegend mild, hellgrau, eben oder wellig, meist feinsandig mit gelegentlich sandigeren Streifen. Kieselgallen sind nur örtlich verbreitet, meist klein, flach und schwach eingekieselt. N Niederelbert (Bl. Montabaur) fanden sich in den Gallen Brachiopodenreste.

In den höheren Teilen werden die Schiefer reiner, dunkler, z. T. dachschieferartig und leiten zur Wissenbacher Fazies über. Im oberen Gelbachtal sind deshalb in den Kieselgallenschiefern Versuchsstollen auf Dachschiefer angelegt, zu einem Abbau ist es aber nicht gekommen. Eigenartigerweise haben aber nicht diese ebenen dunklen Schiefer (u. a. an der Einmündung des Stelzenbachs in den Gelbach, Bl. Meudt) den Anstoß zu den Kartierirrtümern ANGELBIS' und KAYSERS auf ihren Blättern Girod

bzw. Schaumburg der Geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 gegeben, sondern die den Hunsrückschiefer ganz unähnlichen eisenschüssigen Schiefer der unteren Kondelgruppe, z. B. an der Straße Bladernheim–Ettersdorf.

Weiter südlich (Kirchährer Teilmulde) hat auch HANNAK (1959, T. 19) Unterems und Hunsrückschiefer KAYSERS als Oberems dargestellt. Seine Übersichtskarte konnte durch genauere Untersuchungen ergänzt und bestätigt werden.

d. Fauna und wichtige Fundpunkte

Flaserschiefer

- Bellerophonacea* indet.
 Gastropoda indet.
Tentaculites schlotheimi KOKEN
 Tentaculiten div. gen. et sp.
Pterinea (Cornellites) costata GOLDFUSS
Pterinea (Cornellites) fasciculata GOLDFUSS
Gosseletia trigona (GOLDFUSS)
 Aviculacea indet.
Nucula lodanensis BEUSHAUSEN
Nuculites sp.
Palaeoneilo sp.
 ? *Puella* sp.
Spirifer sp.
Spinocyrtia sp.
Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM)
Stropheodonta taeniolata (SANDBERGER)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes plebejus SCHNUR
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)
Chonetes crassus MAURER
Chonetes kayseri DAHMER
Trigleria sp.
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
Uncinulus pila (SCHNUR)
Anoplothea venusta SCHNUR
 Fenestellidae indet.
 Crinoidea div. gen. et sp.
Zaphrentis sp.
Caulostrepsis taeniola CLARKE

Fundpunkte: Straße Ems–Kemmenau, Felsen an der Kurve bei Langenacker (36, Bl. Ems); Alter Steinbruch an der Straße Ettersdorf–Bladernheim (40, Bl. Mөudt).

Kieselgallenschiefer

- Homalonotus* sp.
 Phacopacea indet.
Acaste henni RUD. RICHTER
Bucanella bipartita (SANDBERGER)
Tentaculites sp.
Pterinea (Cornellites) costata GOLDFUSS
Nucula krachtae A. ROEMER
Goniophora applanata BEUSHAUSEN
Goniophora schwerdi BEUSHAUSEN
Palaeoneilo sp.

Hysterolites (Acrospirifer) paradoxus (SCHLOTHEIM)
Hysterolites (Acrospirifer) mosellanus SOLLE subsp.
Hysterolites (Paraspirifer) auriculatus (SANDBERGER)
Reticularia curvata (SCHLOTHEIM)
Spirifer mischkei FRECH
Spinocyrtia sp.
Meristella follmanni DAHMER
Anoplothea venusta SCHNUR
Schellwienella hipponyx (SCHNUR)
Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM)
Rhipidomella obovata (SOWERBY)
Atrypa reticularis (LINNÉ)
Uncinulus orbignyianus (VERNEUIL)
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
Trigleria gaudryi (OEHLERT)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes crassus MAURER
Chonetes kayseri DAHMER
 Crinoidea div. gen. indet.
Pleurodictyum sp.
Zaphrentis sp.
 Bryozoa indet.
Caulostrepsis taeniola CLARKE

Fundpunkt: Alter Steinbruch W Fahnenberg im Emsbachtal (42, Bl. Ems).

Die Kieselgallenschiefer sind das jüngste Schichtglied des Devons, das in der Doppelmulde von Boppard–Montabaur und ihren östlichen Randstrukturen entwickelt ist.

D. Tertiär

I. Alttertiär

Die Spuren der alttertiären Verwitterung finden wir nur noch in den Gipfellagen der Härtlingszüge. Zwei Zonen lassen sich deutlich unterscheiden: die oberste Zone der Verwitterung (Kaolinisierung, Lösung der Alkalien, des Kalkes und z. T. des Eisens) ist heute nur noch dicht unter der alten Landoberfläche erhalten, so am Köppel und auf dem Montabaurer Wald (Bl. Montabaur) in Höhenlagen über 500 m. Die darunter liegende Zone der Eisenanreicherung ist dagegen im Nordteil des Emser Quellensattels an verschiedenen Stellen aufgeschlossen, so am Weißenstein SW Welschneudorf. Eisen-Mangan-Hydroxyde bilden dort Glasköpfe und Krusten auf Spalten und Schichtflächen.

2. Oligozän-miozäne Grenzschichten

Die fluviatilen Bildungen der Vallendarer Schotter sind nur noch als kleiner Erosionsrest 1 km E Oberelbert erhalten. Es sind hier mindestens 3 m Schotter aus kantengerundeten Quarzgeröllen (0,5–10 cm \varnothing), vermisch mit großen Emsquarzitbrocken, aufgeschlossen, zwischen die Schotter schalten sich sandige Lagen ein. Schotter und Sande sind gebleicht, am Fuße des Aufschlusses reichern sich die Eisenhydroxyde an. Die oberste Schicht der Gerölle ist mit einem kieseligen, von Eisen-

hydroxyd hellbraun gefärbten Zement zu einer festen Masse verbacken. Das Auftreten von schwach kantengerundeten Quarzitzeröllen, die wahrscheinlich aus dem benachbarten Stelzenbach-Zug stammen, weist das Vorkommen von Oberelbert als Lokalfazies innerhalb der Schotter aus, wie sie AHLBURG (1915) auch um die Montabaurer Höhe herum beobachtet hat.

Die von MORDZIOL (1907, S. 11) geprägte Bezeichnung „Vallendarer Schotter“, die in der Literatur auch als „Vallendarer Schichten“ oder „Stufe“ gebraucht wird, ist ein Homonym der „Vallendarer Schichten“ (mittleres Unterems mittelrheinischer Fazies). 1882 (S. 24) zuerst von MAURER gebraucht, hat dieser Name die Priorität vor der MORDZIOLSchen Bezeichnung. Der Versuch, für das mittlere Unterems den Namen „Rittersturzschichten“ (SCHMIERER 1933, S. 7) einzuführen, ist wegen der unvollständigen Ausbildung dieses Schichtgliedes am Rittersturz bei Koblenz abzulehnen; dagegen ist bei Vallendar eine ungestörte Unterems-Folge zwischen Bendorf und dem Nellenköpfchen entwickelt.

Die an der Grenze Oligozän-Miozän stehenden Sande und Schotter könnte man dafür vielleicht an die „Vilbeler Sande“ anschließen, die gleichaltrigen Bildungen am Nordrande des Mainzer Beckens. Die stratigraphische Stellung dieser Sande ist durch Mikro- und Makrofauna besser gesichert als das Vorkommen von Vallendar mit seiner Flora mitteltertiären Alters (ENGELHARDT 1905, S. 295 ff.).

III. Die Tektonik der Doppelmulde und der benachbarten Strukturen

A. Faltenbau

Regionaler Überblick

Das bearbeitete Gebiet umfaßt die nordöstlichsten Ausläufer der Moselmulde (= Doppelmulde von Boppard–Montabaur) von der Lahn bis zu ihrem Untertauchen unter das Westerwald-Tertiär. Im SE schließt sich eine bisher unbekannte Muldenzone an, die erstmalig von HANNAK (1959, S. 306) tektonisch bearbeitet und in der hier vorgelegten Untersuchung in ihrem Fortstreichen nach NE genauer beschrieben werden soll (Bladernheimer Mulde nach dem Vorkommen von fossilführenden Kondelschichten bei Bladernheim, Bl. Meudt; s. S. 206). Parallel im NW der genannten Groß-Strukturen laufen einige Sättel und Mulden ähnlicher tektonischer Bedeutung, die nicht mehr zur Moselmulde gezählt werden können (Oberlahnsteiner, Niederlahnsteiner und Pfaffendorfer Sattel), aber noch zu dem breiten Bereich des Ausstrichs jüngerer Schichten um Koblenz gehören. Das Gebiet zwischen der Moselmulde und der nach SE folgenden Lahnmulde war trotz der Kartierungen von KAYSER und (Bl. Schaumburg 1892) SCHÖPPE 1911 bisher so gut wie unbekannt. Die Arbeiten von PAULY 1958, SPERLING 1958 und HANNAK haben hier die Tektonik und Stratigraphie geklärt.

Von NW nach SE sind in dem bearbeiteten Gebiet folgende übergeordnete Strukturen anzutreffen:

Arzbacher Mulde	
Emser Quellensattel	Moselmulde
Emser „Mulde“	
<hr/>	
<u>Dausenauer Überschiebungszone</u>	

Bladernheimer Mulde mit Hömberger Muldenabschnitt im SW
und Bladernheimer und Kirchährer Teilmulde im NE

Nassauer Sattel

Die Namen der Strukturen sind z. T. nach FUCHS 1916, teils nach EHRENDREICH 1959 und HANNAK 1959 angewandt bzw. für die manchmal klareren Verhältnisse auf dem Unterwesterwald modifiziert. Begründungen sind bei den Einzelbeschreibungen gegeben.

B. Beschreibung der Teilstrukturen

1. Arzbacher Mulde

Die Spezialtektonik zwischen den Sätteln von Oberlahnstein und Ems ist von FUCHS 1916 eingehend dargestellt und von EHRENDREICH 1959 bestätigt worden. Was bisher noch fehlt, ist ein zusammenfassender Name für diese nordwestliche Teilmulde der Moselmulde. FUCHS, der dem Blöskopfsattel die gleiche tektonische Bedeutung beimaß wie den beiden oben genannten Sätteln, schlug die Namen „Fachbacher“ und „Eisenbacher Mulde“ für die Teilmulden NW und SE des Blöskopfsattels vor. Da in diesem Sattel jedoch nur obere Hohenrheiner Schichten austreichen (s. S. 200), kann er nur als Spezialfalte innerhalb einer größeren Mulde gewertet werden, für die der zusammenfassende Name „Arzbacher Mulde“ vorgeschlagen wird.

Nahe dem Muldenkern ist die „Hauptbesteg“ genannte Aufschiebung (FUCHS 1916, S. 40) über Tage an mehreren Stellen nachzuweisen, sie wird nach NE zu wieder in den alten Stollen bei Arzbach angetroffen, wo sie in zwei Ästen Laubacher Schichten auf Kieselgallenschiefer aufschiebt. Das Einfallen des Bestegs, das mit Letten gefüllt und später vererzt worden ist, beträgt etwa 80° SE, der daraus errechnete Aufschiebungsbetrag 2—300 m.

Im Streichen ist die Arzbacher Mulde auf Bl. Ems bis an den „Wolfskirchhof“ zu verfolgen. In der streichenden Fortsetzung nach NE liegt das Kondelvorkommen von Eschelbach (Bl. Montabaur), wo die untere Kondelgruppe schon in der Fazies der Dillmulde vorliegt (SOLLE 1942, S. 85).

2. Emser Quellensattel

Die braunen quarzitischen Sandsteine, die hinter dem Hotel „Europäischer Hof“ in Bad Ems in einem schönen, regemäßigen Sattelgewölbe aufgeschlossen sind, gehören entgegen den Meinungen der älteren Autoren wohl nicht dem Emsquarzit, sondern den unteren Hohenrheiner Schichten an. Durch das Achsenfallen nach SW, das man am Sattelgewölbe unmittelbar messen kann, tritt der Quarzit erst nördlich des Hauptterrassenrestes bei Trümmer wieder heraus und läßt sich von hier bis zur Welschneudorfer Störung (s. S. 213) verfolgen. Bei Welschneudorf erreicht er über 1 km Ausstrichbreite, durch Spezialtektonik bedingt. Die als Biegefallen ausgebildeten Einzelfalten haben oft einen sehr geringen Faltenradius (> 1 m), sie zeigen meist keine Vergenz, aber ein starkes Achsenfallen (— 25°).

3. Emser „Mulde“

Im Gegensatz zur Arzbacher ist die Emser Mulde so stark eingengt, daß bis auf geringe Reste der gesamte Südfügel durch die Dausenauer Überschiebung unterdrückt ist. Im Lahntal erreichen die Kieselgallenschiefer des Muldentiefsten noch 500 m Ausstrichbreite, eine Überkippfung dieses Flügels, wie FUCHS (1916, S. 21) sie fordert, ist nirgends nachzuweisen. Im Fortstreichen nach NE wird der Ausstrich der Kondelschichten immer schmaler, zwischen Welschneudorf und Oberelbert kommen sie nur noch an zwei Stellen unmittelbar im Liegenden der Überschiebung vor. Nördlich der Welschneudorfer Störung scheint die Achse der Emser Mulde, die bis dahin schwach nach SW einfiel, nunmehr schwach nach NE abzutauchen.

Im NW-Flügel der Mulde sind mehrere kleine Sättel von FUCHS erkannt und zu einer mehrere Kilometer langen Spezialfalte vereinigt worden. Diese kleinen Vorkommen älterer Gesteine sind nur Ausdruck des Auf- und Abtauchens der Spezialfalten innerhalb der Emser Mulde. Am Konkordiaturm bei Ems stehen inmitten von Kieselgallenschiefern Sandsteine der Laubacher Schichten an, deren tektonische Stellung nicht näher zu ermitteln ist.

4. Dausenauer Überschiebungszone

Die Natur der Überschiebungszone, die sich vom Rhein bis auf Bl. Meudt verfolgen läßt, ist von den älteren Autoren nicht vollständig erfaßt worden. KAYSER 1892 nimmt eine ungestörte Folge von Oberkoblenz über Koblenzquarzit bis zum Hunsrückschiefer an. Wie auch FUCHS (1916, S. 21) hält er den Quarzit des Heidekopf-Zuges für überkippt. QUIRING (Geol. Übersichtskarte 1 : 200 000, Bl. Koblenz) erkennt eine Überschiebung im Hangenden des Quarzits, die die Überlagerung des Emsquarzits durch Unterems erklärt. Der Ausfall des gesamten unteren und mittleren Oberems ist bei allen Autoren nicht erwähnt.

Eine Überschiebung beträchtlicher Sprunghöhe läßt sich im Arbeitsgebiet von der Lahn bis ins Gelbachtal bei Wirzenborn (Bl. Meudt) verfolgen (1. Dausenauer Überschiebung). Ihr Einfallen ist etwa 80° SE. Der im Hangenden folgende Quarzit liegt normal (Steinbruch am Wege Welschneudorf-Dausenau SW Steinwiese). Auch die SW folgenden, meist schlechten, Aufschlüsse zeigen den Quarzit um 30° SE einfallend; ein so flaches Einfallen wird hier nie in überkippten Faltenschenkeln erreicht. Der Quarzit liegt hier also nur als schmaler Schubspan, als Schuppe zwischen den unvollständigen Strukturen der Emser Mulde und des Zimmerschieder Sattels. Die „Hunsrück-Hauptüberschiebung“ QUIRINGS (1928) oder „Bopparder Überschiebung“ KUTSCHERS (1942) scheint sich hier in mehrere Äste zu zerschlagen, die sich dann im Gebiete der ruhigeren Tektonik NE der Welschneudorfer Störung wieder scharen.

5. Bladernheimer Mulde

Abschnitt von Hömberg

Im Lahnprofil zwischen Dausenau und Nassau regelmäßig gebaut, ist diese Mulde bereits von HANNAK (1959, S. 306) kartiert und beschrieben worden. Leider läßt die Übersichtskarte HANNAKS (T. 19) an der entscheidenden Stelle, der Siegen/Ems-

Grenze, nicht erkennen, ob es sich hier um eine normale Abfolge (im inversen Mulden-SE-Flügel) oder um eine Störungszone handeln soll. HANNAK nimmt an, daß die in den Weinbergen westlich Nassau anstehenden Schiefer und Quarzite demselben „unsicheren Unterems“ angehören wie die Sandsteine und Schiefer südlich Dausenau. Dieser Ansicht kann ich mich schon wegen der petrographischen Unterschiede nicht anschließen, ebenso wäre damit noch nicht die Frage beantwortet, wo die Singhofener Schichten mit ihren Porphyroiden im Lahnprofil zu suchen seien. Die wahrscheinlichere Deutung scheint mir, daß schon nahe dem Muldenkern, E des Scharfenstein, der inverse Muldenflügel auf den Kern aufgeschoben ist; die Gesteine W Nassau bereits den Singhofener Schichten angehören, und der Nassauer Sattel seinerseits, unter Wegfall eines Teils des untersten Unterems, auf den Hömberger Muldenabschnitt geschoben ist.

Das Fortstreichen der Bladernheimer Mulde nach NE unter die Plateaus N Winden und das Verhalten der südöstlichen (Kirchährer) Teilmulde hat HANNAK bereits dargestellt. Zu abweichenden Ergebnissen bin ich allerdings bei der Einstufung des Oberems um Hübingen und Gackebach gekommen (s. Karte).

Abschnitt von Bladernheim

Die NW-Ecke von Bl. Schaumburg und die SW-Ecke von Bl. Meudt werden von Oberems in breitem Ausstrich eingenommen. Das unklare tektonische Bild, das noch SCHÖPPE 1911 von KAYSER und ANGELBIS übernommen hatte, löste sich durch den Fund vom Oberems-Faunen im oberen Gelbachtal. Die Fauna von Bladernheim (40) ist die höchste Fauna der Mulde, deshalb halte ich es für nützlicher, die Mulde nach diesem Ort zu benennen. Die Teilmulde von Kirchähr liegt am SE-Rand der Gesamtmulde und ist wegen der Nähe der (dieser) Hauptüberschiebung stark gestört.

Der Abschnitt von Bladernheim ist durch mehrere Überschiebungen in Schuppen zerlegt. Die wichtigste von ihnen, mit einer Sprunghöhe von 100—200 m, streicht vom Hellbach (Bl. Schaumburg) bis Bladernheim. Das starke Axialgefälle verbreitert den Ausstrich von Oberems in der Bladernheimer Mulde von 1,5 km bei Hübingen auf 4,5 km bei Daubach (Profil 8).

Die SE-Begrenzung der Bladernheimer Mulde wird von einer kräftigen Überschiebung gebildet, die im Hohental, Diesbach und Gelbach Singhofener Schichten auf Oberems schiebt. An der Lahn W Nassau ist sie nicht direkt zu beobachten, muß hier aber ebenfalls (s. o.) angenommen werden.

6. Nassauer Sattel

Diese das Lahntal bei Nassau querende Struktur ist in ihrer Fortsetzung nach Süden noch ungeklärt. Es ist möglich, daß der Nassauer und der Salziger Sattel des Mittelrheins identisch sind*.

* Anmerkung während des Druckes:

Tektonik und Stratigraphie des Gebietes zwischen Lahn und Rhein sind inzwischen von H. LEHMANN bearbeitet worden. Danach ist der Nassauer Sattel die direkte Fortsetzung des Salziger Sattels nach NE. Eine schlüssige Einstufung der Bornhofener Schichten im Kern des Salziger Sattels ist allerdings mangels größerer Faunen auch hier nicht gelungen, so daß ein Vergleich Nassauer- Bornhofener Schichten bis jetzt nicht möglich ist.

C. Jüngere Tektonik

1. E-W streichende Störungen

Die varistischen Störungssysteme, die meist die Richtungen um 45° (Aufschiebungen) und 135° (Querklüfte) einhalten, werden von einem System jüngerer Störungen der Richtungen $75-90^\circ$ und 165° überprägt. Die jungen Verwerfungen verursachen im Gegensatz zu den varistischen meist einen kräftigen Verwurf in horizontaler und vertikaler Richtung. Der Unterschied zwischen dem varistischen und dem jüngeren Störungstyp ist besonders deutlich im Straßenprofil Ems–Kemmenau: varistische Querrichtung mit unzähligen Einzelklüften, meist kein oder schon in der geringen Aufschlußhöhe zu beobachtender Verwurfsbetrag (-1 m). Junge Störungen gibt es im Profil ungleich seltener, etwa 10–15; sie stehen saiger und schneiden die Schichten so ab, daß ihre Fortsetzung nicht wiedergefunden werden kann. Manchmal sind bis 1 m mächtige, verlehnte Ruschelzonen ausgebildet.

Auch im Emser Ganggebiet spielen junge Störungen eine große Rolle, sie verursachen alle größere Verwerfungsbeträge (frdl. mdl. Mitteilung von Dr. EHRENDREICH). FUCHS erwähnt diese Tatsache weder im Text, noch stellt er sie auf seiner Karte dar, nur zwei größere vererzte Klüfte (Kluftschachter und Fahnenberger Kluft) sind berücksichtigt (1916, S. 40, 72).

2. NNW streichende Störungen

Verschiedene Anzeichen machen es wahrscheinlich, daß unter der tertiär-alt-diluvialen Verwitterungsdecke um Welschneudorf eine größere Verwerfung in Richtung 165° (= eggische Richtung) durchsetzt. Das gradlinige Absetzen der Emsquarzitzüge des Quellensattels, des Stelzenbaches und der Dausenauer Schuppe, die Änderung des Achsenfallens der Strukturen sowie der Versatz aller Strukturen im gleichen Sinne (E-Scholle relativ nach S) erhärten im Verein mit morphologischen Beobachtungen diese Vermutung. Die Fortsetzung nach Norden ist mangels Aufschlüssen unsicher. Eine zweite Störung derselben Richtung deutet sich im Unterlauf des Eisenbachs NE Reckenthal (Bl. Meudt) an. Ob das Fehlen des Emsquarzits im obersten Gelbachtal auf eine weitere Störung zwischen Untershausen und Bladernheim zurückzuführen ist, bleibt ebenfalls unsicher. Ebenso ist die Frage nach dem Alter der jungen Tektonik mangels jüngerer Sedimente offen. AHLBURG stellt die Bewegungen an die Wende Oligozän-Miozän, was KLÜPFEL 1924 und 1927 durch genauere Beobachtungen bestätigt. KLÜPFEL erkannte, daß das gesamte Westerwaldgebiet „schachbrettartig“ durch ENE und NNW streichende Störungen in Einzelschollen zerlegt ist, auf denen die postoligozänen Sedimente je nach dem Grade der Absenkung verschieden mächtig entwickelt sind.

Die Wirksamkeit der jungen Bruchtektonik in Westerwald und Taunus scheint genetisch mit der mittelrheinischen Bruchzone zwischen Neuwied und Bingen verknüpft zu sein. Im linksrheinischen Schiefergebirge sind dagegen Bewegungen außerhalb der Eifeler N–S-Zone wenig bekannt. Ein Zusammenhang mit dem miozänen Basaltvulkanismus ist sehr wahrscheinlich.

IV. Zusammenfassung

Die Neukartierung eines Teiles des Unterwesterwaldes zwischen der Lahn (Bad Ems–Nassau) und Montabaur ergab, daß die am Mittelrhein gültige Gliederung des Unterdevons auch hier anwendbar ist.

Folgende faziellen Besonderheiten werden herausgestellt:

Die „Nassauer Schichten“, ein isoliertes Vorkommen von Siegen-Stufe an der Lahn. Die Fauna hat Ulmen-Alter (Obersiegen).

Das Unterems ist durchweg schlecht zu gliedern. Größere Faunen, vor allem der „Stadtfelder Horizont“, fehlen. Die Mächtigkeit ist reduziert.

Das Oberems liegt in der Koblenzer Ausbildung vor. Reiche Faunen machen überall eine Gliederung möglich. Eine eisenreiche Fazies der oberen Laubacher Schichten und der Flaserschiefer in der nordöstlichen Bladernheimer Mulde schließt dieses Gebiet eng an die Fazies der Dillmulde an.

Die mitteltertiären fluviatilen Schotter der „Vallendarer Schotter“ sind nur in Erosionsresten erhalten. Es wird ein Vorschlag für eine unmißverständliche Benennung dieser Schichten vorgebracht.

Die großen tektonischen Einheiten: Arzbacher Mulde, Emser Quellensattel, Emser „Mulde“, Dausenauer Schuppe, Bladernheimer Mulde mit den Teilmulden von Hömberg und Kirchähr und Nassauer Sattel werden z. T. durch neue Beobachtungen ergänzt und erweitert. Die Tektonik eines bisher sehr ungenau bekannten Gebietes auf den zusammenstoßenden Quadranten der MTB. Montabaur, Meudt, Ems und Schaumburg wird durch genauere Kartierung sichergestellt.

Eine junge Bruchtektonik mitteltertiären Alters macht sich wie im hohen Westerwald auch im paläozoischen Sockel bemerkbar. Die ENE und NNW streichenden Störungen zeigen z. T. bedeutende Verwurfsbeträge.

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J.: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Jb. preuß. geol. L.-A., **36**, S. 260, Berlin 1915.
- DAHMER, G.: Ein Häutungssplatz von *Homalonotus gigas* A. ROEMER im linksrheinischen Unterdevon. — Jb. nass. Ver. Naturk., **67**, 1914.
- Die Fauna des Koblenzquarzites (Unterdevon, Oberkoblenzstufe) vom Kühkopf bei Koblenz. — Senckenbergiana, **29**, S. 115, Frankfurt 1948.
- EHRENDREICH, H.: Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei-Zinkerzgänge. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 561, Hannover 1959.
- EINECKE, G.: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. — Ber. senck. naturforsch. Ges. Frankfurt 1906.
- ENGELHARDT, H.: Über tertiäre Pflanzenreste von Vallendar am Rhein. — Jb. nass. Ver. Naturk., **58**, 1905.
- FUCHS, A.: Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und Gangebiet von Bad Ems. — Arch. Lagerstättenforsch., **9**, Berlin 1916.
- HANNAK, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 293, Wiesbaden 1959.
- HOLZAPFEL, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **15**, Berlin 1893.
- KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **86**, Berlin 1922.
- KLÜPFEL, W.: Geologischer Überblick über den Westerwald. Neuwied 1924.
- Der Bau des Westerwaldes. — Zeitschrift der Rheinischen vulkanischen Industrien, **6**, 1927.
- KOCH, C.: Über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1880, Berlin 1881.
- Monographie der Homalonotus-Arten des rheinischen Unterdevons. — Abh. geol. Spezialkarte v. Preußen, IV/2, Berlin 1883.

- KUTSCHER, F.: Das Alter der Bornhofener Schichten (Unterdevon) am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Ber. Reichsanst. Bodenforsch., Wien 1942.
- LEHMANN, H.: Tektonik, stratigraphische Probleme und Gangbildungen zwischen Braubach und Kestert am Mittelrhein. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S 268, Wiesbaden 1959.
- MARTIN, G.: Die Geologie der südwestlichen Moselmulde und der benachbarten Strukturen. — Diss. Frankfurt a. M. 1955.
- MAURER, F.: Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devon 5: Beiträge zur Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten. — N. Jb. Min. Geol. Paläontol., 1882, I, S. 1, Stuttgart 1882.
- MORDZIOL, C.: Über einen Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. — Ber. niederrh. geol. Ver., 1907, S. 7.
- PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, Wiesbaden 1958.
- QUIRING, H.: SW-NE-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A., **49**, S. 59, Berlin 1928.
- RÖDER, D.: Der Siegen-Südeifler Hauptsattel zwischen Lieser und Üß. — Dissertation Frankfurt 1955.
- RÖSLER, A.: Das Unterdevon am SW-Ende des Taunusquarzituges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge, Taunus). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 112, Wiesbaden 1954 (1954a).
- SIMPSON, Sc.: Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. — Abh. senck. naturf. Ges., **447**, Frankfurt 1940.
- SOLLE, G.: Revision des Koblenzquarzits an Rhein und Mosel. — Senckenbergiana, **18**, S. 154, Frankfurt 1936.
- Die Kondelgruppe (Oberkoblenz) im Südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Abh. senck. naturf. Ges., **451—467**, Frankfurt 1942.
- SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **26**, Wiesbaden 1958.
- SCHÖPPE, W.: Der Holzappeler Gangzug. — Arch. Lagerstättenforsch., **3**, Berlin 1911.

Karten

1. Geologische Karte von Preußen usw. 1 : 25 000:

Blatt Ems	Erläuterungen von E. KAYSER	1892
Girod	G. ANGELBIS	1891
Koblenz (2. Auflage)	Th. SCHMIERER & H. QUIRING	1933
Montabaur	G. ANGELBIS	1891
Schaumburg	E. KAYSER	1892
2. Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000:

Blatt Koblenz	H. QUIRING	o. J.
---------------	------------	-------

Manuskript eingegangen am 1. 10. 1959

Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WOLFGANG KREBS, Darmstadt

Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen

Inhalt

I. Vorwort	216
II. Die nordöstliche Galgenberg- und die Nanzenbacher Mulde	217
III. Die Eibacher Mulde	226
1. Die südwestliche Eibacher Mulde	226
2. Die mittlere Eibacher Mulde	227
a) Der Deckdiabas auf Roteisenstein-Grenzlager	227
b) Die Cephalopodenkalk-Fazies	231
c) Die Kalkstein-Tonschiefer-Sandstein-Fazies	235
3. Die nordöstliche Eibacher Mulde	239
IV. Zusammenfassung	239

I. Vorwort

Bei Untersuchungen, deren Schwerpunkt eine Bearbeitung der Tuff-Fazies der Adorf-Stufe in der südwestlichen Dill-Mulde war (KREBS 1959), erfolgte auch eine Aufnahme des höheren Oberdevons und des Unterkarbons, um noch für diesen Zeitraum die Auswirkungen des mitteldevonischen Schalstein-Reliefs auf die Fazies zu erfassen. Dabei wurde — soweit wie möglich — die gesamte Schichtenfolge der Schwellen- und Becken-Fazies auf Conodonten untersucht.

Unter südwestlicher Dill-Mulde wird der Teil der Dill-Mulde zwischen Westerwald und der Linie Hirzenhain-Hartenrod, Siegerländer Sattel und Hörre-Acker-Zone verstanden. Der bearbeitete Raum zwischen Donsbach und Hirzenhain gehört dem NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde an. Eine besonders eingehende Bearbeitung erfuhr das Gebiet der Schwellen-Fazies im Bereich der Grube Königszug bei Oberscheld. Mit der Stratigraphie und Tektonik des Arbeitsgebietes haben sich seit KAYSER, MATERN und KEGEL vor allem H. J. LIPPERT (in verschiedenen Arbeiten), E. WIEGEL, A. RABEN und der Verfasser befaßt.

Herrn Dr. W. ZIEGLER (Krefeld) und Herrn Dr. A. VOGES (Hannover) bin ich für die freundliche Übersendung von Tafeln und Korrekturfahnen demnächst erscheinender Conodonten-Arbeiten zu Dank verpflichtet. Ohne die Kenntnis dieser Arbeiten wäre eine moderne Bestimmung und Einstufung der Conodonten-Faunen nicht möglich gewesen. Die zur Zeit der Drucklegung dieser Arbeit noch nicht veröffentlichten neu aufgestellten Conodonten-Arten von ZIEGLER und THURSCHE sind in den Fossil-Listen als nomina nuda (n. n.) gekennzeichnet. Herrn Dr. H. J. LIPPERT (Wiesbaden) danke ich für wertvolle Hinweise zur Geologie der Roteisenstein-Gruben Neue Lust bei Nanzenbach und Königszug bei Oberscheld.

In den Fossil-Listen sind nur die stratigraphisch wichtigen Gattungen (*Ancyro*-Gruppe, *Gnathodus*, *Palmatolepis* usw.) aufgeführt. Die Conodonten-Faunen und die aufgenommenen Profile sind im Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt hinterlegt.

II. Die nordöstliche Galgenberg-Mulde und die Nanzenbacher Mulde

Das Oberdevon liegt hier in der Becken-Fazies (Sandstein-Tonschiefer-Fazies) vor (s. Tab. 1).

Auf die Dillenburger Tuffe folgen in der Galgenberg- und im größten Teil der Nanzenbacher Mulde grüngraue, oft gebänderte Tonschiefer, denen schwarze, dunkelgraue und rote Tonschiefer eingeschaltet sein können. Conodonten-Untersuchungen in den plattigen Kalksteinen der höchsten Dillenburger Tuffe haben ergeben, daß die Tuff-Fazies der Adorf-Stufe noch bis in das $toI(\beta)\gamma$ andauert. Nach der Ostracoden- und Conodonten-Chronologie umfassen die grüngrauen Tonschiefer den größten Teil der Mittleren Adorf-Stufe [etwa $toI(\beta)\gamma$] und die Obere Adorf-Stufe (etwa $toI\delta$).

SW der Dill reicht die Fazies der grüngrauen Tonschiefer noch bis in die Nehden-Stufe hinein, während NE der Dill in der Nehden-Stufe meist quarzitisches Sandsteine oder Rotschiefer einsetzen.

Bei Donsbach und in Teilen der Galgenberg-Mulde sind den tiefen grüngrauen Tonschiefern blaugraue, teilweise brekziöse Riffdetritus-Kalke („Iberger Kalke“), Plattenkalke und schwarzgraue, bituminöse Kalksteine, die eine Vertretung der Kellwasserkalk-Fazies darstellen, eingelagert. Gegen die höhere Adorf-Stufe ($toI\delta$) nimmt aber hier die Kalk-Komponente mehr und mehr ab und macht schließlich einer reinen Tonschiefer-Fazies Platz, in der nur noch gelegentlich unreine, dichte Kalkknollen anzutreffen sind.

Eine Ausnahme der oben beschriebenen Entwicklung bildet die Nanzenbacher Mulde im Bereich der Grube Neue Lust. Dort fehlt vermutlich das höhere $toI(\beta)\gamma$ und ein großer Teil des $toI\delta$ infolge mächtiger Aufschüttungen der Dillenburger Tuffe. In den höheren Partien der Tuffe können stellenweise (Arthur-Lager der Grube Neue Lust) schwarze Tonschiefer (= „Fazies der Budesheimer Schiefer“ LIPPERT 1951, S. 10) stärker hervortreten, während die grüngrauen, tufffreien Tonschiefer dagegen völlig fehlen. Im Hangenden der Dillenburger Tuffe folgen hier 0,10—1 m mächtig werdende graue, oft unreine Kalksteine, die nach der Conodonten-Chronologie dem höchsten $toI\delta$ angehören und lokal noch in das $toII\alpha$ hineinreichen (s. Fossil-Liste 2).

In der Nanzenbacher Mulde ist etwa von der Dill bis Nanzenbach zwischen den grüngrauen und den darauffolgenden roten Tonschiefern ein geringmächtiger, quarzitischer Sandstein (= Unterer Sandstein-Horizont KREBS 1957) eingeschaltet. Dieser

Fossil-Liste Nr. 1. Kalkbänke in den grüngrauen Tonschiefern¹⁾:

1. Steinbruch an der Omnibus-Garage an der Straße Donsbach-Haiger, Bl. Dillenburg. *cicatricosa*-Zone (tam). Probe Nr. K 82.
2. Weg von Nanzenbach zum Appersberg, ca. 55 m W Pkt. 468, 3. Bl. Oberscheld (r. 53710, h. 26230). Probe Nr. 590.
3. Weg W der Serpentine der Straße Dillenburg-Eibach, ca. 55 m N der Straße. Bl. Dillenburg (r. 51500, h. 23090). Probe Nr. 482.
4. Dicht über der Straßenböschung am NW-Abhang des Ei-Berges an der Straßenbiegung der Straße Dillenburg-Eibach über das Eibach-Tal. Bl. Dillenburg (r. 52000, h. 23230). Probe Nr. 566.

Fossil-Liste Nr. 1	1	2	3	4
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER			+	+
<i>Ancyrodella ioides</i> ZIEGLER				+
<i>Ancyrodella nodosa</i> ULRICH & BASSLER	+		+	+
<i>Ancyrognathus triangularis</i> YOUNGQUIST	+		+	
<i>Ancyropenta curvata</i> (BRANSON & MEHL)	+	+		+
<i>Belodus devonicus</i> STAUFFER	+			
<i>Belodus</i> sp.	+			
<i>Palmatolepis charlottae</i> MÜLLER	+		+	
<i>Palmatolepis foliacea</i> YOUNGQUIST	+			
<i>Palmatolepis hassi</i> MÜLLER & MÜLLER	+			
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN		+		
<i>Palmatolepis rhenana</i> BISCHOFF	+	+		+
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL		+		
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST	+	+	+	+
<i>Palmatolepis unicornis</i> MILLER & YOUNGQUIST	+			+
<i>Polygnathus glabra</i> n. subsp.			+	+

Nr. 1 hohes to I(β) γ ; Nr. 2 to I δ ; Nr. 3 to I(β) γ ; Nr. 4 hohes to I(β) γ —tiefes to I δ .

Fossil-Liste Nr. 2. Graue Kalksteine zwischen Dillenburger Tuffen und quarzitischen Sandsteinen im Bereich der Grube Neue Lust (Bl. Oberscheld):

5. Sechs Proben aus grauen Kalksteinen im Hangenden der Dillenburger Tuffe auf der Tiefen Stollen-Sohle und der 60 m-Sohle der Grube Neue Lust und den Bohrungen Langhecke 2 und 4. Proben Nr. 622a und b, 640, 654, 668a und b, 698 und K 58.
6. Grube Neue Lust, Mittel-Lager-Westen, Tiefe Stollen-Sohle, Profil 33, Bank 41 (oben). Probe Nr. 608.

Fossil-Liste Nr. 2	5	6
<i>Ancyrodella nodosa</i> (ULRICH & BASSLER)	+	
<i>Ancyrodella</i> sp.	+	
<i>Ancyrognathus bifurcata</i> (ULRICH & BASSLER)	+	
<i>Ancyrognathus triangularis</i> YOUNGQUIST	+	
<i>Ancyrognathus</i> sp.	+	
<i>Ancyroides asymmetrica</i> (ULRICH & BASSLER)	+	
<i>Ancyropenta asteroidea</i> (STAUFFER)	+	
<i>Ancyropenta curvata</i> (BRANSON & MEHL)	+	

¹⁾ Hier sind auch die Fundpunkte aus der südwestlichen Eibacher Mulde (s. S. 226) mit aufgeführt (Nr. 3 und 4).

Fossil-Liste Nr. 2 (Fortsetzung)	5	6
<i>Palmatolepis crepida</i> SANNEMANN	+	+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER	+	+
<i>Palmatolepis glabra pectenata</i> ZIEGLER n. n.	+	+
<i>Palmatolepis glabra</i> subsp. indet.	+	
<i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+	+
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i> ULRICH & BASSLER	+	+
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)	+	+
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN	+	+
<hr/>		
<i>Palmatolepis regularis</i> COOPER	+	
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>subgracilis</i> BISCHOFF	+	
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST	+	
<i>Palmatolepis rhenana</i> BISCHOFF	+	
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN	+	
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>tenuipunctata</i> SANNEMANN		+
<i>Palmatolepis termini</i> SANNEMANN	+	
<i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN	+	
<hr/>		
<i>Polygnathus amana</i> MÜLLER & MÜLLER	+	
<i>Polygnathus angusta</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Polygnathus brevilamina</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Polygnathus decorosa</i> STAUFFER	+	
<i>Polygnathus granulosa</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Polygnathus independensis</i> MÜLLER & MÜLLER	+	
<i>Polygnathus normalis</i> MILLER & YOUNGQUIST	+	
<i>Polygnathus sinelamina</i> BRANSON & MEHL	+	+
<i>Polygnathus varinodosa</i> BRANSON & MEHL		+
<i>Polygnathus</i> sp.		+
<i>Tentaculites</i> sp.	+	

Nr. 5 höchstes to I δ ; Nr. 6 to II α .

setzt sich aus gelbgrauen, feinglimmerführenden, meist quarzitischen Sandstein-Bänken zusammen, die mit grüngrauen und roten Tonschiefern wechsellagern können. Nach Ostracoden ist der Untere Sandstein-Horizont etwa an die Basis der Nehden-Stufe zu stellen. In der nordöstlichen Galgenberg-Mulde sind den Rotschiefern am Galgenberg 1—2 Bänke eines Sandsteines eingelagert. Auch die „Fazies der grauen Schiefer und Sandsteine“, die in der Galgenberg-Mulde östlich des Schindelbachtals von WIEGEL (1956, S. 54) zur Nehden-Stufe gestellt wird, dürfte ein Äquivalent des Unteren Sandstein-Horizontes in der Nanzenbacher Mulde sein.

In der Galgenberg-Mulde (bis etwa NE Donsbach) und in der Nanzenbacher Mulde (SW der Dill) setzen Rotschiefer und die höhere Nehden- und die Hemberg-Stufe zusammen. Stellenweise reicht die Fazies der roten Tonschiefer noch bis in die Dasberg-Stufe (s. RABIEN 1959, S. 631). In diese einheitliche Rotschiefer-Folge schiebt sich von NE bis etwa NE Donsbach bzw. bis an die Dill ein mächtiger, quarzitischer Sandstein (= Oberer Sandstein-Horizont KREBS 1957) ein und trennt somit den Rotschieferzug in einen Unteren und in einen Oberen Rotschiefer-Horizont. Der Obere Sandstein-Horizont unterscheidet sich durch seine grobbankige Ausbildung und seine

vorherrschend gelbgraue Farbe von den ausgesprochen plattig-bankigen, grüngrauen, glimmerreichen Sandsteinen der Dasberg-Stufe.

Tabelle 1. Überblick über die Schichtenfolge des Oberdevons und Unterkarbons in der Galgenberg-Mulde (außer der Umgebung von Langenaubach) und der Nanzenbacher Mulde (s. Fossil-Listen Nr. 1—4)

	Galgenberg-Mulde SW Donsbach, Nanzenbacher Mulde etwa SE der Dill	Galgenberg-Mulde NE Donsbach, Nanzenbacher Mulde zwischen Dillenburg und Nanzenbach	Nanzenbacher Mulde im Bereich der Grube Neue Lust	
Pericyclus-St.	Deckdiabas	Deckdiabas		
	Liegende Alaun- schiefer	Liegende Alaun- schiefer		
Gattendorfia-St. Wocklum-Stufe	Hangenbergschiefer	Hangenbergschiefer		
Dasberg-Stufe	Grüngraue plattige Sandsteine und Tonschiefer, unter- geordnet mit roten Tonschiefern	Grüngraue plattige Sandsteine und Tonschiefer		Grüngraue plattige Sandsteine und Tonschiefer
	Hemberg-Stufe	Rote Tonschiefer, untergeordnet mit Kalkknoten-Lagen		Oberer Rotschiefer- Horizont
Oberer Sandstein- Horizont				Gelbgrauer quarzi- tischer Sandstein mit Tonschiefer- Lagen
Unterer Rotschiefer- Horizont				
Nehden-Stufe	Grüngraue Ton- schiefer, unten mit dünnplattigen Kalksteinen	Unterer Sandstein- Horizont		Grauer Kalkstein
		Grüngraue Ton- schiefer		Lücke?
Adorf-Stufe	Dillenburger Tuffe Roteisenstein- Grenzlager	Dillenburger Tuffe Roteisenstein- Grenzlager		Dillenburger Tuffe Roteisenstein- Grenzlager
Givet-Stufe	Mitteldevonischer Schalstein bzw. Mandelstein	Mitteldevonischer Schalstein bzw. Mandelstein	Mitteldevonischer Schalstein bzw. Mandelstein	

Der Untere Rotschiefer-Horizont enthält in der Nanzenbacher Mulde nach der Ostracoden-Chronologie eine Misch-Fauna von *Entomozoe*- und *Richterina*-Arten, unter denen jedoch die Entomozoen, besonders *Entomozoe (Richterina) serratostrata* (SANDB.) und *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN) überwiegen. Der Untere

Rotschiefer-Horizont steht somit an der Grenze Nehden-/Hemberg-Stufe. — Der Obere Rotschiefer-Horizont führt hingegen eine kennzeichnende Ostracoden-Fauna der Hemberg-Stufe mit *Richterina (Richterina) striatula* (REINH. RICHTER), *R. (R.) cf. costata* (REINH. RICHTER), *R. (R.) cf. tenuistriata* KUMMEROW, *R. (Fossirichterina) intercostata* MATERN u. a. Den höchsten Teilen der Rotschiefer, dicht unter den plattigen Sandsteinen bzw. grüngrauen Tonschiefern, sind häufig rote, unreine Kalkknollen bis knollige Kalklagen eingelagert, die örtlich in graue Kalksteine übergehen können (Bohrung Langhecke 1 SW der Grube Neue Lust) Nach der Conodonten-Chronologie besitzen diese Kalkknollen bzw. Kalksteine ein Hemberg-Alter. Dabei ist auffallend, daß die für das toIV leitenden Arten wie *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL und *P. styriaca* ZIEGLER fehlen.

Fossil-Liste Nr. 3. Kalkknollen bzw. Kalksteine in den höchsten Partien der roten Tonschiefer dicht unter plattigen Sandsteinen bzw. Tonschiefern:

7. Straße Donsbach-Haiger, 20 m N km 2,8. Bl. Dillenburg. Probe Nr. K 94.
8. Alte Rheinstraße, N des Weberkopfes, knapp 250 m SW Pkt. 316,5. Bl. Dillenburg (r. 48550, h. 22270). Probe Nr. 549.
9. Bohrung Langhecke 1, SW der Grube Neue Lust, 63,50 m. Bl. Oberscheld. Probe Nr. 99.

Fossil-Liste Nr. 3	7	8	9
<i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)		+	+
<i>Palmatolepis basilica trigona</i> THURSCHE n. n.			+
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL			+
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> (HOLMES)	+		+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER	+		
<i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+		cf.
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)	+	+	+
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER n. n.	+		+
<i>Polygnathus pennatuloidea</i> HOLMES			+
<i>Polygnathus rhomboidea</i> ULRICH & BASSLER		+	?
<i>Polygnathus varinodosa</i> BRANSON & MEHL			+
<i>Polygnathus</i> n. sp. A. ZIEGLER			+
<i>Scaphognathus velifera</i> ZIEGLER n. n.			+
<i>Spathognathodus bohlenanus</i> HELMS?			+

Nr. 7 und 9 to IIIβ—to IV; Nr. 8 jünger als to IIβ.

In der nordöstlichen Nanzenbacher Mulde treten stellenweise die roten Tonschiefer gegenüber den sie begleitenden Sandsteinen zurück. So keilt NE des Kanzelsteins (Bl. Dillenburg) der Obere Rotschiefer-Horizont fast völlig aus. Im Bereich der Grube Neue Lust schließen sich der Untere und der Obere Sandstein-Horizont unter Ausfall des Unteren Rotschiefer-Horizontes zu einer mächtigen, quarzitischen Sandstein-Folge zusammen. Schon KEGEL (1931) erwähnt, daß die Rotschiefer der Dillenburger Gegend nach NE die „Bedeutung einer selbständigen Stufe“ verlieren.

Die plattigen Sandsteine und Tonschiefer bestehen aus einer engen Wechsellagerung von grüngrauen, glimmerreichen Sandsteinen und grüngrauen bis dunkelgrauen, milden bis rauhen Tonschiefern. Unter den Sandsteinen können stellenweise quarzitisches Bänke stärker hervortreten. An der Straße von Donsbach nach Haiger, etwa 20 m

N km 2,8, gehören Kalkknollen im tiefsten Teil der dort ausgebildeten grüngrauen Tonschiefer (Probe K 95) nach dem Vorkommen von *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER n. n. noch der Hemberg-Stufe an. Es erscheint somit nicht ausgeschlossen, daß ein Teil der plattigen Sandsteine und Tonschiefer noch der Hemberg-Stufe angehört, wie bereits von KEGEL (1934b, S. 542) vermutet wurde (s. auch S. 236).

Sowohl in der Galgenberg- als auch in der Nanzenbacher Mulde werden die plattigen Sandsteine und Tonschiefer von grau-grünen bis olivgrünen, sehr milden, meist dünnplattig bis feinblättrig zerfallenden Tonschiefern mit einem seidigen Glanz überlagert. Diese Tonschiefer entsprechen den Hangenberg-schiefern des Sauerlandes und umfassen die Wocklum- und Gattendorfia-Stufe (RABIEN 1959, S. 631). Faunistisch sind die Hangenberg-schiefer durch kleine, zusammenhängende, doppelklappige Exemplare von *Posidonia venusta* (MSTR.) gekennzeichnet, die lagenweise die Schichtflächen in Massen bedecken. Die einzigen Fossilfunde in den Hangenberg-schiefern der Dill-Mulde waren lange Zeit die Goniatiten-Funde von H. SCHMIDT (1924) in der Gegend von Langenaubach, die nach VOGES (1960) keine sichere Entscheidung über eine Zuordnung zum Oberdevon oder Unterkarbon geben. RABIEN (1959, S. 631) schloß aus den über ihnen folgenden Liegenden Alaunschiefern, die bereits der Pericyclus-Stufe angehören, daß die höheren Hangenberg-schiefer eine Vertretung des Hangenberg-kalkes darstellen. Eine kleine Conodonten-Fauna, die von A. RABIEN und vom Verf. an einem alten, verfallenen Stolleneingang etwa 100 m W der Schwarzschiefer-Grube Anna W Donsbach aufgesammelt wurde, erbrachte den Nachweis der Gattendorfia-Stufe in den Hangenberg-schiefern: *triangula-inaequalis*-Zone (mittleres cu I) sensu VOGES (1960).

Falcodus? sp.

Polygnathus pura subsp. indet.

Polygnathus? sp.

Pseudopolygnathus triangula inaequalis VOGES.

Auf die Hangenberg-schiefer folgen die Liegenden Alaunschiefer, die sich innerhalb der Becken-Fazies von Langenaubach bis nach Nanzenbach (Appersberg) verfolgen lassen. Es sind tiefschwarze bis grauschwarze, scharfkantig-eckig zerfallende Kiesel-schiefer, plattige kieselige Schiefer bis mürbe, feinblättrige Alaunschiefer mit den bezeichnenden Phosphoritknollen. Harte, hell- bis dunkelgraue, brekziöse Kieselmassen, die besonders am Eberhardt NE Dillenburg und am Schmidthain hervortreten, wurden von E. KAYSER (Bl. Dillenburg) für „kontaktmetamorphe Cypridinschiefer“ gehalten. In der Dill-Mulde wies H. SCHMIDT (1924, S. 90—91) erstmalig auf die schwarzen, Phosphoritknollen führenden Schiefer im Hangenden der Langenaubacher Tuffbrekzie hin. KEGEL erwähnte in seinen unveröffentlichten Berichten über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg schwarze Schiefer mit Phosphoritknollen als dünne Einlagerungen im Deckdiabas, die er zuerst (1931) in die Pericyclus-Stufe stellte und später (1932) mit den Hangenberg-schiefern verglich. Dagegen hielt KEGEL (1934b, Abb. 1 und 2) die schwarzen kieseligen Schiefer im Kern der Nanzenbacher Mulde SW der Dill für Kulmkiesel-schiefer. Da hier aber diese schwarzen Schiefer zwischen den Hangenberg-schiefern und dem Deckdiabas liegen und Phosphoritknollen enthalten, handelt es sich um eine örtlich stärker kieselig ausgebildete Fazies der Liegenden

Alaunschiefer, wie sie auch aus anderen Teilen der südwestlichen Dill-Mulde bekannt geworden ist.

Die Conodonten-Funde aus den Liegenden Alaunschiefern am Hinggrund W Donsbach konnten durch neue Aufsammlungen in der südwestlichen Eibacher Mulde vermehrt werden.

Fossil-Liste Nr 4. Liegende Alaunschiefer:

- 10. Hinggrund, etwa 450 m S der Grube Stangenwage, Halde der Schwarzschiefer-Grube Anna, W Donsbach. Bl. Dillenburg. Material A. RABIEN (5215/2001—2016).
- 11. Stolleneingang (jetzt vermauert!) am W-Fuß des Ei-Berges am Horizontalweg im Eibachtal, W Jagen 30, SW Eibach. Bl. Dillenburg. Material H. J. LIPPERT und Verf.

Fossil-Liste Nr. 4	10	11
* <i>Ancyrognathus triangularis</i> YOUNGQUIST	+	
<i>Elictoagnathus lacerata</i> (BRANSON & MEHL)	+	
<i>Gnathodus</i> sp. (Gruppe des <i>G. texanus</i> ROUNDY)	+	
<i>Gnathodus</i> sp.	+	
<i>Gnathodus?</i> sp. vel <i>Spathognathodus?</i> sp.	+	
* <i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)	cf.	+
* <i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL	+	
* <i>Palmatolepis glabra elongata</i> (HOLMES)	+	
* <i>Palmatolepis glabra</i> subsp. indet.	+	
* <i>Palmatolepis glabra</i> vel <i>distorta</i>	+	
* <i>Palmatolepis inflexa</i> MÜLLER?	+	
* <i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+	
* <i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)		+
* <i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST	+	
* <i>Palmatolepis subrecta</i> vel <i>subperlobata</i>	+	
* <i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN	+	
* <i>Palmatolepis</i> sp.	+	+
* <i>Palmatolepis?</i> sp.	+	+
<hr/>		
<i>Polygnathus communis</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Polygnathus</i> sp. vel <i>Scaphignathus</i> sp.	+	
<i>Pseudopolygnathus dentilineata</i> E. R. BRANSON		+
<i>Pseudopolygnathus triangula</i> subsp. indet.		+
<i>Siphonodella crenulata</i> (COOPER)	+	+
<i>Siphonodella duplicata</i> (BRANSON & MEHL)	+	+
<i>Siphonodella obsoleta</i> HASS.		+
<i>Siphonodella</i> sp.	+	+
<i>Siphonodella?</i> sp.		+
<i>Spathognathus crassidentatus</i> (BRANSON & MEHL)	+	+
<i>Spathognathodus stabilis</i> (BRANSON & MEHL)	+	
* <i>Spathognathodus tridentatus</i> (E. R. BRANSON)?	+	

Nr. 10 und 11 cuII α (*Siphonodella crenulata*-Zone sensu VOGES 1960). * = im Oberdevon leitende Formen.

Nach dem häufigen Vorkommen der Gattung *Siphonodella* und dem Fehlen der für das cuII β/γ leitenden Arten können die Liegenden Alaunschiefer in die *Siphonodella crenulata*-Zone (cuII α) sensu VOGES 1960 eingestuft werden.

Sehr auffallend ist in den beiden Faunen das Vorkommen der im Oberdevon leitenden Conodonten-Gattungen *Ancyrognathus* und *Palmatolepis* (letztere häufig!). Es handelt sich hier um eine Misch-Fauna von Leitformen des to I (β) γ —to V mit kennzeichnenden Unterkarbon-Arten. Auch von anderen Lokalitäten des Rheinischen Schiefergebirges sind solche Misch-Faunen oder „ghost-faunas“ aus der Pericyclus-Stufe beschrieben worden [BISCHOFF & ZIEGLER 1956 (Tab. 1); BENDER (1958, S. 84—85); WALLISER (1958, S. 122); VOGES (1959, S. 286—287 und 1960, S. 28)]. Aus Nordamerika wurden in jüngster Zeit von HASS (1959) aus dem Chappel Limestone in Texas, der nach seiner Conodonten-Fauna (*Siphonodella*, *Gnathodus*, *Scaliognathus*, *Bactrognathus* u. a.) mit der Pericyclus-Stufe in Deutschland vergleichbar ist, in sehr detaillierten Fossil-Listen viele Arten von *Palmatolepis* aufgeführt. Seltener sind in diesen Kalken auch Formen aus dem Mitteldevon und dem tiefsten Oberdevon (*Polygnathus linguiformis* HINDE, *Polygnathus pennata* HINDE, *Ancyrodella*, *Ancyrognathus* u. a.) enthalten. Nach HASS vertreten diese und andere Formen „reworked material derived from Ordovician, Devonian and lower most Mississippian sources“. — Im Gegensatz hierzu wurden bei anderen Untersuchungen über Conodonten aus der Pericyclus-Stufe der Karnischen Alpen (K. J. MÜLLER 1959) und Spaniens (ZIEGLER 1959) — bis auf ein Exemplar von *Palmatolepis basilica deflectens* (MÜLLER) — keine älteren Leit-Conodonten gefunden.

Eine nähere Untersuchung, wieweit es sich bei diesen auffällig häufenden Fällen um Aufarbeitungen älterer Schichten in der Pericyclus-Stufe oder etwa um eine Verlängerung der Lebensspannen einiger Conodonten-Arten handelt, ist im Gange.

In der Nanzenbacher Mulde liegt der Deckdiabas stets über den Liegenden Alaunschiefern, die damit innerhalb des bearbeiteten Gebietes — außer Teilen der Schwellen-Fazies (s. S. 227) — die Unterkante der Deckdiabas-Ergüsse markieren. In der Gegend von Langenaubach verzahnen sich Langenaubacher Tuffbrekzie und Deckdiabas mit den Liegenden Alaunschiefern (RABIEN 1959, S. 632). Am Westausgang des Tunnel Rabenscheid, S Langenaubach (WIEGEL 1956, S. 98, Taf. 5, Fig. 17; WALLISER 1958, S. 130, Abb. 3) wird Deckdiabas in Pillow-Entwicklung von Langenaubacher Tuffbrekzie überlagert. Auch von anderen Stellen (KEGEL 1931 und 1932; frdl. mündliche Mitteilung von H. J. LIPPERT) sind Einlagerungen von schwarzen, Phosphoritknollen führenden Schiefen im Deckdiabas zu beobachten. Bei den vielfach ungünstigen Aufschlußverhältnissen ist hier oft nicht sicher zu entscheiden, ob es sich dabei um primäre Einlagerungen oder etwa um Faltung bzw. Schuppung handelt.

Der Ausdruck „intrusiver Deckdiabas“ für Intrusivdiabase (WALLISER 1958, S. 131) sollte auf jeden Fall vermieden werden. Man sollte innerhalb des unterkarbonischen Vulkanismus streng zwischen effusiven und intrusiven Diabasen unterscheiden. Der Begriff „Deckdiabas“ sollte — abgesehen von seiner Alterseinstufung — im Sinne der Beschreibung von KAYSER (1907b, S. 36—38) auf ausschließlich effusive, dichte bis sehr feinkörnige Diabase beschränkt bleiben, die die bekannte Pillow-Entwicklung, brekziöse Ausbildung (Pseudotuffe H. HENTSCHEL 1958), Mandelführung und die kennzeichnenden rotgeflamten Partien zeigen. Wenn auch in den Tiefbohrungen und innerhalb der großen Diabas-Gebiete auf Bl. Dillenburg und Oberscheld im Deckdiabas Varietäten auftreten, die sich weder sicher dem Deckdiabas noch dem Intrusivdiabas zuordnen lassen, so sind doch in den meisten Fällen effusive und intrusive Diabase von einander zu unterscheiden, wie vor allem die Arbeiten von KEGEL, GUNDLACH, LIPPERT und HENTSCHEL sowie die langjährigen Erfahrungen im Roteisenstein-Bergbau gezeigt haben. — Für einzelne Räume (z. B. Abb. 3) läßt sich der Deckdiabas durch die ihn unterlagernden Liegenden Alaunschiefer, welche sowohl petrographisch als auch biostratigraphisch denen des Sauerlandes entsprechen, entgegen WALLISER (1958) durchaus als „Zeitindikator“ und damit als „stratigraphisches Bezugsniveau“ verwenden. Auf den Schalstein-Schwellen der mittleren Eibacher Mulde (s. Abb. 1) kann der Deckdiabas von verschiedenen alten Gesteinen unter-

lagert werden. Daraus muß aber für dieses Gebiet weder auf ein früheres Einsetzen der Deckdiabas-Ergüsse noch auf das Vorhandensein einer „altbretonischen Diskordanz“ geschlossen werden (s. S. 229).

Innerhalb des bearbeiteten Gebietes setzen die Ergüsse des Deckdiabases im oder kurz nach dem $cuII\alpha$ ein. Die Deckdiabas-Ergüsse beginnen hier etwas früher, als von WALLISER (1958, S. 128—131) angenommen wurde. Durch den Nachweis der Gattendorfia-Stufe in den Hangenbergsschiefern (s. S. 222) und die Verzahnung der Langenaubacher Tuffbrekzie mit den Liegenden Alaunschiefern (RABIEN 1959, S. 632) wird auch die „erhebliche Schichtlücke“ (WALLISER 1958, S. 127) zwischen den Hangenbergsschiefern und der Langenaubacher Tuffbrekzie hinfällig. Auch bei der Verwechslung der örtlich stärker kieselig ausgebildeten Liegenden Alaunschiefern mit den Kulmkieselschiefern können stratigraphische Fehlschlüsse entstehen. So sind der Langenaubacher Tuffbrekzie keine Kulmkieselschiefer (WALLISER 1958, S. 127 und 128; KOCKEL 1958, S. 91), sondern kieselig entwickelte Liegende Alaunschiefer, die häufig Tuff-Reste führen, eingelagert. Über der Langenaubacher Tuffbrekzie folgen, durch einen körnigen Intrusivdiabas getrennt, in der Schuppe I SE Langenaubach nochmals Alaunschiefer. Diese gehören nicht den Oberen Alaunschiefern (KOCKEL 1958, S. 80), sondern gleichfalls den Liegenden Alaunschiefern an, wie die eingelagerten Phosphoritknollen und die Conodonten-Funde zeigen. In den verfallenen Pinggen an der Einmündung des Eschen-Tales in das Rombach-Tal SW Langenaubach wurde in den Alaunschiefern folgende Conodonten-Fauna aufgesammelt, die eine Einstufung in das $cuII\alpha$ (*Siphonodella crenulata*-Zone sensu VOGES 1960) erlaubt:

- Ancyrodella?* sp.
- Dolymae sagittula* HASS
- Elictognathus lacerata* (BRANSON & MEHL)
- Elictognathus* sp.
- Palmatolepis basilica deflectens* (MÜLLER)
- Palmatolepis basilica* subsp. indet.
- Palmatolepis perlobata* subsp. indet.
- Palmatolepis* sp.
- Polygnathus communis* BRANSON & MEHL
- Polygnathus inornatus* E. R. BRANSON
- Pseudopolygnathus triangula pinnata* VOGES
- Siphonodella crenulata* (COOPER)
- Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL)
- Siphonodella obsoleta* HASS
- Siphonodella* sp. (häufig!).

Erst nordöstlich der Aufschlüsse im Unteren Eschen-Tal folgt NW der Steinkaute der Deckdiabas auf die Liegenden Alaunschiefer.

Im allgemeinen wird der Deckdiabas von den Kulmkieselschiefern ($cuII\gamma$ — $cuIII\alpha$), dem Erdbacher Kalk ($cuII\gamma$) bzw. grauen Kulmkalken überlagert. Örtlich können die Kulmkieselschiefer fehlen. Im Frankenberg-Querschlag auf der Georg-Stollen-Sohle der Grube Handstein (Bl. Oberscheld) folgt auf den Deckdiabas ein $cuIII\alpha$ -Kalk (KEGEL 1926, S. 352—353). Vielleicht kann für diese Unterschiede auch das unregelmäßige Relief der Deckdiabas-Ergüsse verantwortlich gemacht werden. Es ist einzusehen, daß — gleich den obermittel- und altoberdevonischen Diabasen —

auch der unterkarbonische Deckdiabas eine \pm unruhige Oberfläche gehabt hat, deren höher aufragende Teile erst von jüngeren Unterkarbon-Sedimenten eingedeckt wurden. Auch die unregelmäßige Verteilung von Erdbacher Kalk und Kulmkieselschiefer im Hangenden des Deckdiabases kann möglicherweise auf solche Reliefunterschiede zurückgeführt werden.

Während also die Ergüsse des unterkarbonischen Vulkanismus innerhalb des bearbeiteten Gebietes in der tieferen Pericyclus-Stufe einsetzten und schon vermutlich vor dem Ende derselben ihren Abschluß fanden, ist ein Teil der Intrusivdiabase eindeutig jünger als die Deckdiabas-Ergüsse. So finden sich noch bei Eckelshausen (Bl. Buchenau) in der Wechsellagerung Kulmtonschiefer/Kulmgrauwacken (cu.III β 4/5) Intrusivdiabase (frdl. briefliche Mitteilung von Herrn D. STOPPEL, Hannover, v. 14. 4. 1957; KOCKEL 1958, S. 96). Die Geländeaufnahmen im Oberdevon und Unterkarbon am NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde haben ergeben, daß sich mit zunehmender Annäherung an die Pericyclus-Stufe die Intrusivdiabase häufen. Zeichnet man auf der Ordinate die Zahl der Intrusivdiabasgänge und auf der Abzisse die oberdevonische und kulmische Schichtenfolge, so ergibt sich eine vom höheren Oberdevon zum Unterkarbon stark ansteigende Kurve. Hierin zeigt sich offenbar nahe der kulmischen Bodenoberfläche mit zunehmender Druckentlastung eine Anhäufung der Intrusivdiabas-Gänge. Es ist auch möglich, daß an vielen Stellen die starren, einige hundert Meter mächtigen Deckdiabas-Massen den Aufstieg der Intrusivdiabase „gebremst“ haben und somit die Schichtenfolge unter dem Deckdiabas eine bevorzugte Intrusionsbahn darstellt.

III. Die Eibacher Mulde

Vgl. KEGEL 1934 a, S. 19, Schichttafel 7

1. Die südwestliche Eibacher Mulde.

Unter südwestlicher Eibacher Mulde wird der Teil der Eibacher Mulde vom Gault-Kopf SW Dillenburg bis E Eibach verstanden, der durch die vorwiegend schiefrige Ausbildung des Oberdevons gekennzeichnet ist.

Wie in der Galgenberg- und Nanzenbacher Mulde werden auch hier die Dillenburg Tuffe von grüngrauen Tonschiefern der mittleren und oberen Adorf-Stufe überlagert (s. Fossil-Liste 1, Nr. 3 und 4). Die über den grüngrauen Tonschiefer folgenden roten Tonschiefer setzen z. T. bereits in der tiefen Nehden-Stufe (toII α) ein und umfassen nach oben ganz die Hemberg-Stufe (s. Fossil-Liste 5).

In der südwestlichen Eibacher Mulde fehlen innerhalb der Rotschiefer die Sandsteine bis auf eine geringmächtige Einlagerung dicht W der Kirche von Eibach, die vermutlich den südwestlichsten Ausläufer des in der Nanzenbacher Mulde verbreiteten Oberen Sandstein-Horizontes darstellt. Gegenüber der Nanzenbacher Mulde treten auch in den plattigen Sandsteinen und Tonschiefern Mächtigkeit und Sandgehalt wesentlich zurück (s. Abb. 3). Über von Intrusivdiabasen durchsetzten und schlecht aufgeschlossenen grüngrauen Tonschiefern, die vermutlich mit den Hangenberg-schiefern zu vergleichen sind, folgen die Liegenden Alaunschiefer (s. Fossil-Liste 4, Nr. 11) und der Deckdiabas.

Fossil-Liste 5. Kalkstein-Bänke in den untersten Partien der roten Tonschiefern dicht über grüngrauen Tonschiefern:

13. Bohrung Orion SW von Dillenburg. 18,20—18,30 m. Bl. Dillenburg. Probe Nr. 404.
 14. E der Straßenkehre der Straße Dillenburg-Eibach, S des Forsthauses Eibach, Straßenböschung. Bl. Dillenburg (r. 52040, h. 23270). Probe Nr. 564.

Fossil-Liste Nr. 5

	13	14
<i>Palmatolepis crepida</i> SANNEMANN	+	+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER		+
<i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN	+	+
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)	+	+
<i>Palmatolepis regularis</i> COOPER	+	
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL	+	
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN	+	
<i>Palmatolepis termini</i> SANNEMANN	+	
<i>Polygnathus sinelamina</i> BRANSON & MEHL	+	

Nr. 13 und 14 to II α .

2. Die mittlere Eibacher Mulde.

Der durch geringmächtiges oder fehlendes Oberdevon sowie durch starke Schuppen-tektonik ausgezeichnete Abschnitt der Eibacher Mulde zwischen Eibach und der Grube Ferdinand wird als mittlere Eibacher Mulde bezeichnet. In diesem Teilstück der Eibacher Mulde wird heute auf eine streichende Länge von 2,5 km in der Grube Königszug das Roteisenstein-Grenzlager abgebaut (s. Abb. 1). Durch den Bergbau sind hier Untertage-Aufschlüsse geschaffen worden, die wesentliche Einblicke in die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse des Oberdevons und Unterkarbons geliefert haben.

Im Bereich der Schwellen-Fazies der mittleren Eibacher ist das gesamte Oberdevon nur wenige m mächtig. Wie einige Profile zeigen, liegt hier eine lückenlose Schichtenfolge vom Oberdevon bis in das tiefe Unterkarbon vor (s. Tab. 2). In anderen Profilen konnte das Oberdevon infolge tektonischer Bewegungen (Westfeld der Grube Königszug) oder infolge fehlender Aufschlüsse (Ostfeld der Grube Königszug) nur bis in die Hemberg-Stufe biostratigraphisch belegt werden (s. Tab. 3). An den Flanken der hohen Schalstein-Schwellen wird die Schichtenfolge lückenhaft, wie aus den wenigen aufgeschlossenen Profilen in diesem Übergangsbereich hervorgeht. Wo schließlich der Deckdiabas auf dem Roteisenstein-Grenzlager liegt, hat es sich um die höchsten Teile des mitteldevonischen Schalstein-Reliefs gehandelt, die sich schwellenartig über dem Meeresboden erhoben haben und erst von den unterkarbonischen Deckdiabas-Ergüssen eingedeckt wurden (s. Abb. 3).

a) Der Deckdiabas im Hangenden des Roteisenstein-Grenzlagers.

An mehreren Stellen innerhalb der mittleren Eibacher Mulde liegt unter Ausfall des gesamten Oberdevons der unterkarbonische Deckdiabas unmittelbar auf dem Roteisenstein-Grenzlager bzw. auf geringmächtigen Dillenburger Tuffen (Lager Rinzeberg-Mühlengrube, Beilsteiner Lager, Lager Königszug-Stillingeisenzug, Schwarze-

stein, Blänkertshecke, im S des Friedrichszuger Lagers, Herrnberger Lager). Die Profile, in denen der Roteisenstein vom Deckdiabas überlagert wird, gehören meist dem alten zentralen Baufeld der Grube Königszug an und sind heute fast ausschließlich verbaut. Ein ungestörter Kontakt zwischen mitteldevonischen Schalstein, Roteisenstein und Deckdiabas ist auf der Wilhelm-Stollensohle der alten Grube Beilstein aufgeschlossen.

Im Bereich der Grube Königszug schieben sich zwischen Roteisenstein-Grenzlager und Deckdiabas (Königszuger Schwelle) sowohl nach S als nach N zunächst gering-



Abb. 1. Überblick über die mittlere Eibacher Mulde. Verlauf des Roteisenstein-Grenzlagers nach KEGEL und LIPPERT. a) mittlere Eibacher Mulde: 1 = Rinzenberg-Mühlengrube; 2 = Caroline-Aschengarten-Ölsberg-Grünestein-Grüneberg-Grünebaum; 3 = Beuerbach-Diana-Volpertseiche-Elise; 4 = Beilstein; 5 = Königszug; 6 = Stillingseisenzug; 7 = Breithecke; 8 = Schwarzeisen; 9 = Blänkertshecke (auf den tieferen Sohlen der Grube Königszug entsprechen 5–9 dem Haupt-Lager und Liegenden Lager); 10 = Friedrichszug; 11 = Simon-Johanna; 12 = Herrnberg. b) nordöstliche Eibacher Mulde: 13 = Ferdinand; 14 = Amalie-Glücksstern; 15 = Schwinneboden. A = Grube Amalie; F = Grube Friedrichszug; S = Grube Stillingseisenzug; O = Ostschacht der Grube Königszug; H = Hauptschacht der Grube Königszug (Schrägschacht); W = Westschacht der Grube Königszug; B = Grube Beilstein. — Ei.-Q.S. = Eibacher Querstörung; E.-Q.S. = Elise-Querstörung; H.-G.-Q.S. = Hilfe-Gottes-Querstörung.

mächtige oberdevonische Kalksteine und Tonschiefer und dann auch noch die Dillenburg-Tuffe ein. Die Lücke zwischen dem Roteisenstein und dem Deckdiabas sowie das Einschleichen der oberdevonischen Sedimente waren schon KEGEL (1925, S. 299 bis 300) und GUNDLACH (1933, S. 32) bekannt und wurde von ihnen als Folge einer „altbretonischen Faltung“, die „allerdings nicht sehr bedeutend“ gewesen sein soll, gedeutet (GUNDLACH 1933, S. 32). Der räumlich enge Zusammenhang zwischen den Gebieten mit der Lücke unter dem Deckdiabas und den unmittelbar benachbarten

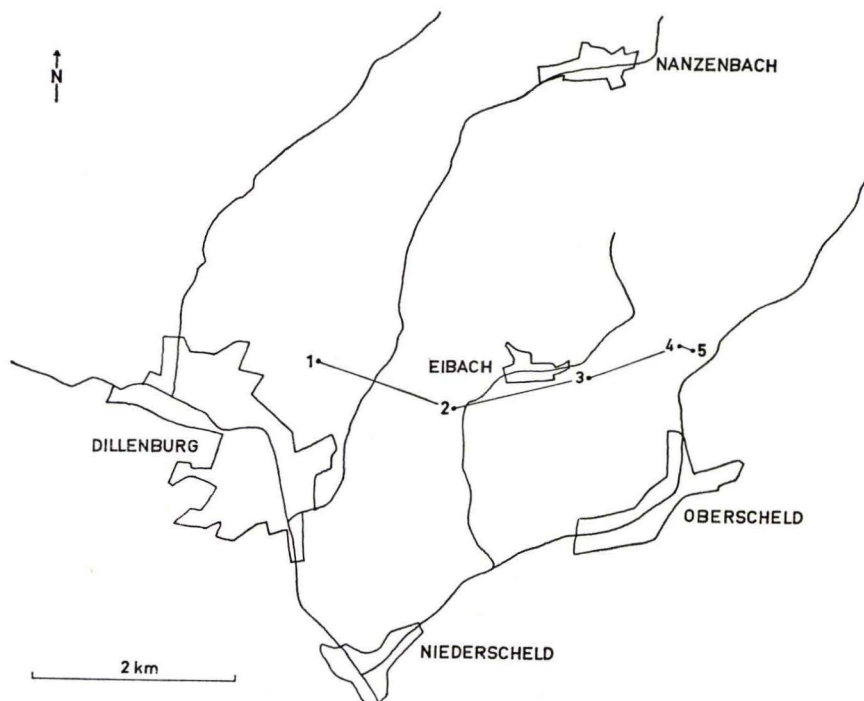


Abb. 2. Profil durch den NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde. Lage der Profile. — 1 = Nanzenbacher Mulde; 2 = südwestliche Eibacher Mulde; 3 = Westlicher Steinbruch E Eibach an der Schafhütte (Aschengarten); 4 = Alter Tagebau der Grube Diana N der Grube Beilstein; 5 = Wilhelmstollensohle der Grube Beilstein (Stollenquerschlag).

geringmächtigen oberdevonischen Sedimenten spricht aber für eine primäre, reliefbedingte Schichtlücke als Folge besonders hoher mitteldevonischer Schalstein-Schwellen (s. Abb. 3). Eine ähnliche, durch paläogeographische Sonderverhältnisse bedingte Schichtlücke tritt bei Langenaubach und Erdbach-Breitscheid auf, wo die Langenaubacher Tuffbrekzie bzw. der Deckdiabas Iberger Kalk aufliegt (WIEGEL 1956, WAL-LISER 1958).

An 2 Stellen konnten Übergänge der hier beschriebenen Ausbildung zu der gemächtigten Cephalopodenkalk-Fazies beobachtet werden:

α) Im Bergebruch dicht W der alten Grube Beilstein (Bl. Oberscheld) ist zwischen dem Roteisenstein und dem Deckdiabas ein 16 cm mächtiger Cephalopodenkalk aufgeschlossen, der nach der Conodonten-Chronologie in das $toII\alpha$ einzustufen ist (*Palmatolepis crepida*, *P. quadrantinodosalobata*, *P. subperlobata*, *P. tenuipunctata*,

Polygnathus sinelamina). Hier handelt es sich offenbar um die letzten geringmächtigen Ausläufer der Cephalopodenkalke am Rand der Beilsteiner Schwelle.

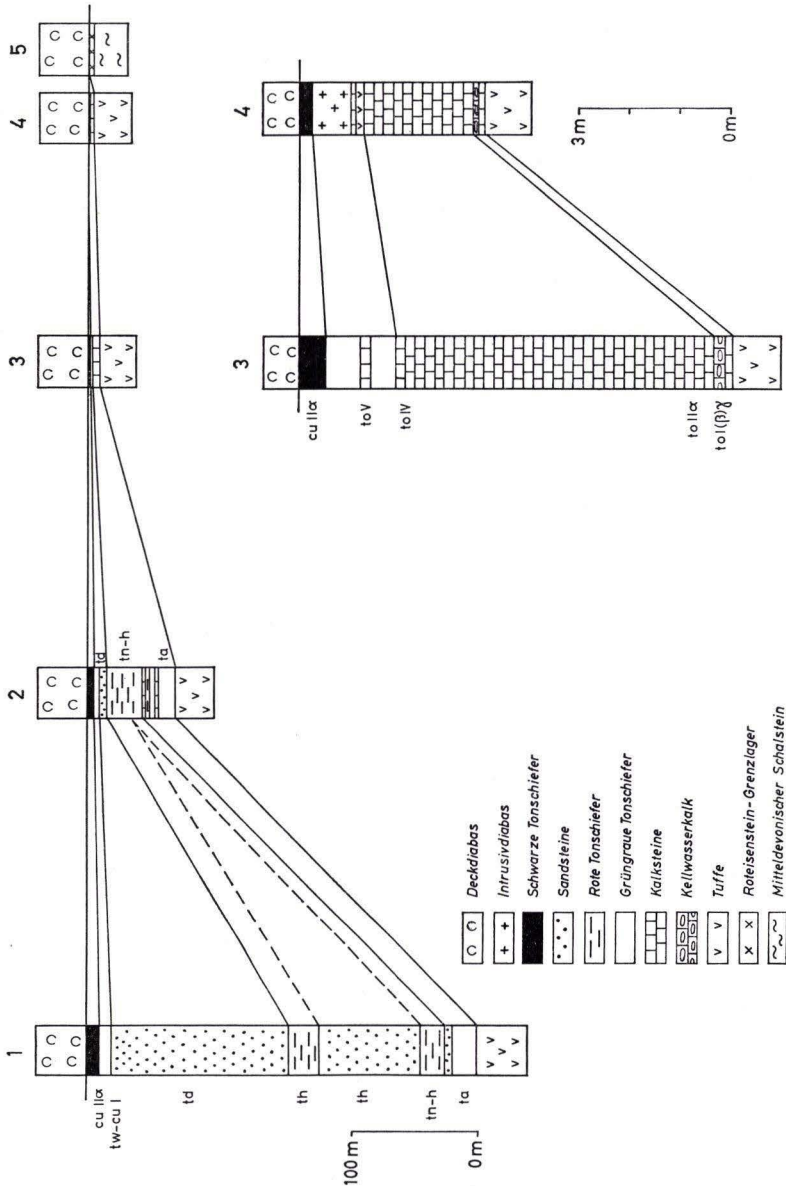


Abb. 3. Profil durch den NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde. — 1—4 s. Abb. 2.

β) Im Haupt-Lager der Grube Königszug ist auf der 500 m-Sohle (Profil 80) ein Übergang zwischen der normalen Ausbildung des Haupt-Lagers (Deckdiabas auf Rotenstein-Grenzlager) und der des Liegenden Lagers (Dillenburger Tuffe, rote und graue Kalksteine, graue bis schwarze Tonschiefer, Intrusivdiabas bzw. Deck-

diabas) anzutreffen. In diesem Profil fehlen die Dillenburger Tuffe völlig und werden von 2 Roteisenstein-Bänken ersetzt, während das höhere Oberdevon in der für das Liegende Lager kennzeichnenden Ausbildung vorhanden ist.

b) Die Cephalopodenkalk-Fazies (s. Tab. 2).

Von Eibach bis zum Zentralfeld der Grube Königszug werden die größten Teile der mittleren Eibacher Mulde von der Cephalopodenkalk-Fazies eingenommen. Gute Aufschlüsse in den Cephalopodenkalcken befinden sich übereinander in 2 Steinbrüchen E Eibach (Lagerzug Aschengarten), im Steinbruch an der Beuerbach (KAYSER 1901, S. 7 bis 8, Fig. 1; 1907b, Taf. II), im alten Tagebau der Grube Diana (LOTZ in KAYSER 1907b, S. 73—74, Fig. 3) und am Oberen Elise-Stollen, untertage im Westfeld der Grube Königszug (Annastollen, s. LIPPERT 1953, S. 304).

Im Lagerzug Aschengarten E Eibach und im alten Tagebau der Grube Diana bildet ein 10—20 cm mächtiger Kellwasserkalk das Hangende der Dillenburger Tuffe. Nach Conodonten gehört er dem toI(β) γ an und ist somit ein Äquivalent des Unteren Kellwasserkalkes. Die Cephalopodenkalke sind entweder graurot-rot oder grau. Meist herrschen in den tieferen Teilen graue, in den höheren Teilen der Kalke rote Farben vor. Die Grenze Nehden-/Hemberg-Stufe fällt nicht, wie die Conodonten-Untersuchungen ergeben haben, mit der Grenze grau/rot zusammen. Im Lagerzug Aschengarten deutet sich durch Einschaltung von roten und grüngrauen Kalkknotenschiefern bereits ein Übergang in die schiefrige Fazies der südwestlichen Eibacher Mulde an. Die beobachteten Mächtigkeiten der Cephalopodenkalke betragen zwischen 2,2 und 11 m.

Nach der Conodonten-Chronologie beginnt die Cephalopodenkalk-Fazies im unteren-mittleren toI(β) γ und dauert bis in das toIII—IV (teilweise sicher toIV) an (s. Fossil-Liste 6). Aus roten Kalcken der Grube Königszug, Annastollen-Sohle, Querschlag 2, beschrieb MATERN (1931, S. 23) eine Goniatiten- und Ostracoden-Fauna der höheren Hemberg-Stufe (toIV).

Fossil-Liste Nr. 6. Cephalopodenkalke in der mittleren Eibacher Mulde¹⁾:

15. Westlicher Kalkbruch E von Eibach, Aschengarten-Lager, Bl. Dillenburg (r. 53070, h. 23520). Grauer Cephalopodenkalk. Profil 48, Bank 3. Probe Nr. 472.
16. Grube Königszug, Haupt-Lager-Westen, 150 m-Sohle, Querschlag 6. Grauer Kalkstein im Hangenden von schwarzen Tonschiefern. Probe Nr. 760.
17. Grube Königszug, Beuerbach-Diana-Lager, Annastollen-Sohle, Querschlag Diana-Volpertseiche. Grauer Kalkstein. Probe Nr. 792.
18. Grube Königszug, Elmbacher Lager, Annastollen-Sohle, Querschlag 4. Grauer Cephalopodenkalk an der Grenze zum hangenden roten Kalk. Probe Nr. 680.
19. Alter Tagebau der Grube Diana, Beuerbach-Diana-Lager, am Volpertseichen N der alten Grube Beilstein. Bl. Oberscheld (r. 53970, h. 23880). Grauer Cephalopodenkalk. Profil 51, Bank 46. Probe Nr. K 42.
20. Grube Königszug, Elmbacher Lager, Annastollen-Sohle, Querschlag 3. Roter gebänderter Kalkstein 40 cm unter grüngrauem Tuff. Profil 61, Bank 56. Probe Nr. 679.
21. Grube Königszug, Elmbacher Lager, 120 m-Sohle, Querschlag 4. Roter, unreiner Kalkstein ca. 50 cm unter grüngrauem Tuff. Profil 63, Bank 106. Probe Nr. 762.

¹⁾ In den Fossil-Listen 6—8 sind die auf Conodonten untersuchten Kalksteine unmittelbar im Hangenden der Dillenburger Tuffe nicht mit aufgeführt. Die Ergebnisse dieser Conodonten-Untersuchungen werden an anderer Stelle veröffentlicht.

22. Grube Königszug, Haupt-Lager-Westen, Annastollen-Sohle, Querschlag 2. Roter Cephalopodenkalk mit Goniatiten-Querschnitten. Profil 76, Bank 29. Probe Nr. 681.
 23. Östlicher Kalkbruch E von Eibach, Aschengarten-Lager, Bl. Dillenburg (r. 53230, h. 23620). Roter Cephalopodenkalk — Kalkknotenschiefer. Material A. RABIEN. Probe Nr. 185—187.
 24. Wie Nr. 23. Grüngrauer Kalkknotenschiefer über roten Kalkknotenschiefern dicht unter körnigem Intrusivdiabas. Oberste Partie des Steinbruchs. Probe Nr. 467.

Fossil-Liste Nr. 6	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)					+	+			+	+
<i>Palmatolepis basilica gracilis</i> (BRANSON & MEHL) . .								+		
<i>Palmatolepis basilica trigona</i> THURSCHE n. n.						+	+	+	+	+
<i>Palmatolepis crepida</i> SANNEMANN	+									
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL							+	+		
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> (HOLMES)							+			+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER				?						
<i>Palmatolepis glabra inflexoidea</i> ZIEGLER n. n.				+			+			
<i>Palmatolepis glabra pectenata</i> ZIEGLER n. n.						+	+	+		+
<i>Palmatolepis inflexa</i> MÜLLER							+			
<i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+	+	+	+	+					+
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i> ULRICH & BASSLER .	+				+					
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)	+	+				+	+	+		+
<i>Palmatolepis perlobata sigmoidea</i> THURSCHE n. n. . . .										+
<i>Palmatolepis perlobata</i> n. subsp. HELMS (= <i>P. perlobata grossi</i> ZIEGLER n. n.)							+		+	
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER n. n.						+	+	+		
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN . . .	+	+	+							
<i>Palmatolepis rhomboidea</i> SANNEMANN					+					
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i> (MÜLLER)										+
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER n. n.						+				+
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL	+		+	+						
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN	+	+	+							
<i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN				+	cf.					
<i>Palmatolepis</i> n. sp.					+					
<i>Polygnathus bicavata</i> ZIEGLER n. n.							+			
<i>Polygnathus inornata</i> E. R. BRANSON									+	+
<i>Polygnathus nodocostata</i> BRANSON & MEHL							+		+	
<i>Polygnathus perplexa</i> THOMAS							+			
<i>Polygnathus pennatuloidea</i> HOLMES									+	+
<i>Polygnathus rhomboidea</i> ULRICH & BASSLER								+		cf.
<i>Polygnathus sinelamina</i> BRANSON & MEHL	+	+								
<i>Polygnathus styriaca</i> ZIEGLER									+	
<i>Polygnathus varinodosa</i> BRANSON & MEHL						+	?		+	+
<i>Polygnathus</i> n. sp. A. ZIEGLER										+
<i>Pseudopolygnathus</i> sp.									+	
<i>Scaphognathus velifera</i> ZIEGLER n. n.						+			+	+
<i>Spathognathus bohlenanus</i> HELMS									+	
<i>Spathognathodus crassidentatus</i> (BRANSON & MEHL) .									+	

Nr. 15—17 to II α ; Nr. 18 to II β ; Nr. 19—21 vermutlich to III; Nr. 22—24 to III β —to IV.

Über den Cephalopodenkalken liegt im Westfeld der Grube Königszug ein grün-grauer, feinschichtiger bis grobflaseriger, oberdevonischer Schalstein, auf den LIPPERT (1953, S. 304) erstmalig hinwies. Dieser Tuff ist auf der 120 m-Sohle, Querschlag 4 im Westfeld der Grube Königszug am mächtigsten und größten ausgebildet. Er besteht hier aus einem Bomben-Tuff mit runden-länglichen, braunroten Diabasmandelstein-Bomben bzw. -Brocken in einer hellgrünen, flaserigen Tuff-Grundmasse. Die z. T. plattigen Bomben bzw. Brocken liegen mit ihrer Längsachse \pm zur Schichtung. In diesem Profil ist auch zu beobachten, wie im Liegenden des Bomben-Tuffs dünne, grüngraue, feinstkörnige Tuff-Lagen mit dunkelbraunroten Tonschiefern wechsel-lagern. Nach SW wird der oberdevonische Tuff zunehmend geringmächtiger und feinkörniger und geht in feinschichtige, feinstkörnige Tuffe-Tuffite über (Alter Tagebau der Grube Diana und Steinbruch an der Beuerbach.) Auch in den Tiefbohrungen

Tabelle 2. Überblick über die Schichtenfolge des Oberdevons und Unterkarbons im Hangenden der Dillenburger Tuffe im Bereich der Cephalopodenkalk-Fazies in der mittleren Eibacher Mulde (s. Fossil-Liste Nr. 6)

	Aschengarten-Ölsberger Lager (Westl. Steinbruch E von Eibach an der Schafhütte)	Beuerbach-Diana-Lager (Steinbruch an der Beuerbach und alter Tagebau der Grube Diana)	Elmbacher Lager, Haupt-Lager-Westen (Grube Königszug)
	Deckdiabas in Pillow-Ausbild.	Deckdiabas in Pillow-Ausbild.	Deckdiabas in Pillow-Ausbild.
Pericyclus-Stufe	Liegende Alaunschiefer (0,60 m)	Liegende Alaunschiefer (0,20—0,85 m)	
Gattendorfia-Stufe Wocklum-Stufe	Grüngraue Tonschiefer mit einer Kalkstein-Bank (1,50 m)	Grüngraue milde Tonschiefer (0,75 m)	tektonisch gestört (rotgraue und schwarze Tonschiefer mit Tuff-Lagen)
Dasberg-Stufe		Grüngraue glimmerführende Tonschiefer (0,75 m)	
	Graue und rote Cephalopodenkalke bis Kalkknotenschiefer, unten graue Cephalopodenkalke (6,30 m)	Grüner feiner Tuff (0,20—0,40 m)	Grüner grober Tuff bis Bomben-Tuff (bis 4—5 m)
Hemberg-Stufe Nehden-Stufe		Graue Cephalopodenkalke, z. T. rote Kalkknotenschiefer eingelagert (2,20—6,00 m)	Unten graue, oben rote Cephalopodenkalke (5,50—11,00 m)
	Kellwasserkalk (0,20 m)	Kellwasserkalk (0,15 m)	
Adorf-Stufe	Dillenburger Tuffe	Dillenburger Tuffe	Dillenburger Tuffe

Alma 1 und Beilstein 3 ist dieser Tuff angetroffen worden. — Nördlich der Königszuger Schwelle (s. Abb. 1) findet man in dem sich nach N anschließenden Becken nochmals Reste der oberdevonischen Tuffe: im S der 350 m-Sohle (Profil Nr. 83) folgen auf graue, tonige Kalksteine der Hemberg-Stufe etwa 35 cm mächtige, feinstkörnige Tuffe-Tuffite, die die bisher nördlichsten bekannten Ausläufer der im Westfeld verbreiteten oberdevonischen Tuff-Fazies darstellen.

Im Bereich des Westfeldes der Grube Königszug ist das Hangende dieser oberdevonischen Tuffe infolge streichender Bewegungen stark gestört bzw. ganz unterdrückt. Im Querschlag 2 auf der Annastollen-Sohle folgen auf die roten Cephalopodenkalksteine zunächst gestörte und verruschelte, pyritreiche schwarze Tonschiefer und grüngraue Tuffe, dann gebänderte, feinstkörnige Tuffe-Tuffite und schwarze Tonschiefer, auf die sich Deckdiabas legt. — Im Steinbruch an der Beuerbach werden dagegen die dort nur 40 cm mächtigen Tuffe von grüngrauen, feinglimmerführenden Tonschiefer (wohl Dasberg-Stufe) und grüngrauen-gelbgrauen, milden Tonschiefern (wohl Wocklum- bis Gattendorfia-Stufe) überlagert. Nach einem 80 cm mächtigen Intrusivdiabas bilden schließlich die Liegenden Alaunschiefer und der Deckdiabas in bezeichnender Pillow-Entwicklung den höchsten Teil des Steinbruchs.

Die Lage der Tuffe zwischen Cephalopodenkalken von Hemberg-Alter und grüngrauen, feinglimmerführenden Tonschiefer von vermutlichen Dasberg-Alter zeigt, daß sie in die höhere Hemberg-Stufe bzw. in den Grenzbereich Hemberg-/Dasberg-Stufe gehören. Diese oberdevonischen Tuffe wurden von LIPPERT (1953, S. 304) mit Vorbehalt in die Dasberg-Stufe gestellt. Die Tuffe in der mittleren Eibacher Mulde haben ein Äquivalent in dem „Dasbergischen Bombenschalstein“ bei Langenaubach (WIEGEL 1956, S. 62—67). Dort haben 2 Kalkproben, die im Marmorbruch im Rombachtal (Schuppe II) unmittelbar im Liegenden des Bombenschalsteins mit A. RABIEN entnommen wurden, Conodonten der hohen Hemberg-Stufe geliefert. KAYSER (1907 a, S. 31 und WIEGEL 1956, S. 65) erwähnen aus Kalkbrocken des Bombenschalsteins Exemplare von *Orthochlymenia laevigata* (MÜNSTER), nach denen ihm ein Dasberg-Alter zukommt.

Auch in der Schwellen-Fazies der mittleren Eibacher Mulde folgen im Beuerbach-Diana-Lager wie in der Becken-Fazies am NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde geringmächtige Liegende Alaunschiefer, die stets vom Deckdiabas überlagert werden.

Am SW-Abhang des Hölzchens N Oberscheld wird der Deckdiabas von vorwiegend grünen, aber auch graugelben, grauschwarzen und schwarzen Kulmkieselschiefern (hohes cuII?), Kulm-Tonschiefern (cuIII α) und Kulm-Grauwacken überlagert. In den obersten Partien des Deckdiabases sind hier den Zwickeln der Pillows rotgraue bis graue Kalkstein-Brocken eingelagert, auf die schon KEGEL (1932/33) hinwies. Nach Conodonten-Untersuchungen gehören diese Kalkstein-Einschlüsse vermutlich dem *anchoralis-bilineatus*-Interregnum (= höchste Pericyclus-Stufe) an:

- Gnathodus commutatus homopunctatus* ZIEGLER n. n.
Gnathodus delicatus BRANSON & MEHL
Gnathodus semiglaber (BISCHOFF)
Gnathodus texanus ROUNDY.

c) Die Kalkstein-Tonschiefer-Sandstein-Fazies (s. Tab. 3).

N der Königszuger Schwelle im Bereich des Zentralfeldes der Grube Königszug (s. Abb. 1) ist ein ganz allmählicher Übergang in die Becken-Fazies zu beobachten: Während im Haupt-Lager noch das gesamte Oberdevon fehlt, schiebt sich im Friedrichszuger Lager (untertage bereits im Liegenden Lager) nach N und E eine allmählich immer mächtiger werdende Oberdevon-Folge in der Kalkstein-Tonschiefer-Fazies ein. Noch nördlicher gewinnen untertage im Friedrichszuger und Herrnberger Lager der Grube Königszug unter allmählichem Zurücktreten der Kalksteine rote und graue Tonschiefer sowie graue, plattig-bankige Sandsteine in der Hemberg- und Dasberg-Stufe an Bedeutung.

Die unten roten, oben grauen Kalksteine der höheren Adorf- bis Hemberg-Stufe des Liegenden Lagers sind gegenüber den Kalken des Westfeldes der Grube Königszug wesentlich toniger und dichter und können nicht mehr als Cephalopodenkalkke bezeichnet werden. Die beobachtete Mächtigkeit dieser Kalksteine beträgt 2—6,5 m.

Fossil-Liste Nr. 7. Kalksteine im Liegenden Lager:

- 25. Grube Königszug. Liegendes Lager, S der 450 m-Sohle. Rotgrauer Kalkstein mit zahlreichen Crinoiden-Stielgliedern. Material H. J. LIPPERT. Probe Nr. 656.
- 26. Grube Königszug, Liegendes Lager, 300 m-Sohle. Grauer Kalkstein. Profil 82, Bank 24 (40 cm unter dem Hangenden). Probe Nr. 781.
- 27. Grube Königszug, Liegendes Lager, 350 m-Sohle. Grauer Kalkstein 25 cm unter grün-grauem Tuff. Profil 83, Bank 3. Probe Nr. K 138.

Fossil-Liste Nr. 7	25	26	27
<i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)			+
<i>Palmatolepis basilica trigona</i> THURSCH n. n.		+	+
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL		+	
<i>Palmatolepis glabra pectenata</i> ZIEGLER n. n.		+	
<i>Palmatolepis inflexa</i> MÜLLER.		+	
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>minuta</i> BRANSON & MEHL	+		
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i> ULRICH & BASSLER	+	+	
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)		+	+
<i>Palmatolepis perlobata</i> n. subsp. HELMS (= <i>P. perlobata grossi</i> ZIEGLER n. n.)		+	
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER n. n.		+	
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN	+		
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER n. n.			+
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL	+		
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>tenaipunctata</i> SANNEMANN	+		
<i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN	+		
<i>Polytyphodonta linguiformis</i> BRANSON & MEHL		+	
<i>Scaphignathus velifera</i> ZIEGLER n. n.			+

Nr. 25 to II α ; Nr. 26 to II β —to III α ; Nr. 27 to III β —to IV.

Das höhere Oberdevon setzt sich im Liegenden Lager erst aus grauen, dann aus schwarzen, pyritreichen, tektonisch beanspruchten Tonschiefern zusammen, die vermutlich in die hohe Hemberg- bis Dasberg-Stufe (und höher?) zu stellen sind. Das Hangende dieser schwarzen Tonschiefer bildet ein feinkörniger Intrusivdiabas. Da die

Querschlagsvortriebe meist beim Anfahren der körnigen Diabas eingestellt wurden, konnte nicht festgestellt werden, ob im Hangenden derselben noch Deckdiabas folgt, wie es im Süden der 350 m-Sohle (Profil 83) der Fall ist oder ob etwa noch hochoberdevonische bis tiefunterkarbonische Sedimente zwischen körnigen Intrusivdiabasen eingeschlossen sind.

Tabelle 3. Überblick über die Schichtenfolge des Oberdevons im Hangenden der Dillenburg Tuffe im Bereich der Kalkstein-Tonschiefer-Sandstein-Fazies in der mittleren Eibacher Mulde (s. Fossil-Listen Nr. 7—9)

	Grube Königszug (Liegendes Lager)	Grube Königszug (Friedrichszuger Lager)	Grube Königszug (Herrnberger Lager)
Unterkarbon	Deckdiabas	?	?
	Körniger Intrusivdiabas	Körniger Intrusivdiabas	Körniger Intrusivdiabas
?	Schwarze und graue, z. T. pyritführende Tonschiefer (bis 3,00 m)	Plattige graue Sandsteine und schwarze Tonschiefer, z. T. Sandstein-Wülste in Tonschiefern	Plattige graue Sandsteine und Tonschiefer
Dasberg-Stufe			
Hemberg-Stufe	Graue Kalksteine bzw. graue Tonschiefer mit Kalklagen und -Knollen (ca. 3,00 m) Rote-rotgraue Kalksteine (1,00—3,50 m)	Grauer-rötlichgrauer Kalkstein (2,25 m)	Rote und graue (untergeordnet schwarze) Tonschiefer, oben z. T. mit Kalk-Lagen (0,50—10,00 m)
		Rote Tonschiefer (5,00 m)	
Nehden-Stufe		Grauer Kalkstein (1,00 m)	Grauer-rötlichgrauer Kalkstein, z. T. mit schwarzen Tonschiefer-Lagen (0,75—4,50 m)
Adorf-Stufe	Dillenburg Tuffe	Dillenburg Tuffe	Dillenburg Tuffe

Weiter nach N im Friedrichszuger Lager (300- bis 400 m-Sohle der Grube Königszug) schalten sich in die Kalkstein-Folge der hohen Adorf- bis Hemberg-Stufe (s. Fossil-Liste 8) bis 5 m mächtig werdende Rotschiefer ein, die vermutlich der höheren Nehden- bis tieferen Hemberg-Stufe angehören. Nach Conodonten-Untersuchungen sind die über den Rotschiefern liegenden, grauen bis rötlichen Kalksteine in die Hemberg-Stufe einzuordnen, wobei auch hier die fehlenden Leit-Conodonten für das to IV auffallen (s. S. 221). Die Kalksteine werden von grauen, glimmerreichen, plattig-bankigen Sandsteinen überlagert, die vielleicht schon in der höheren Hemberg-Stufe einsetzen (s. S. 222). Die Sandsteine bilden hier gegenüber der Ausbildung des Oberdevons im Liegenden Lager ein neues Fazies-Element.

Fossil-Liste Nr. 8. Graue-rotgraue Kalksteine zwischen Rotschiefern und grauen, glimmerreichen Sandsteinen im Friedrichszuger Lager:

28. Grube Königszug, Friedrichszuger Lager, 300 m-Sohle, Langer Querschlag von der Richtstrecke nach N ins Liegende, S der Hilfe Gottes-Querstörung. Hangendes von Profil 100. Material H. J. LIPPERT. Probe Nr. 684.
29. Grube Königszug, Friedrichszuger Lager, 400 m-Sohle, Grauer Kalkstein dicht über Rotschiefern. Profil 107, Bank 7 (unten). Material H. J. LIPPERT. Probe Nr. 686.
30. Wie Nr. 29. Profil 107, Bank 7 (oben). Probe Nr. 797.

Fossil-Liste Nr. 8	28	29	30
<i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)	+		+
<i>Palmatolepis basilica trigona</i> THURSCHE n. n.	+	+	+
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> (HOLMES)		+	
<i>Palmatolepis glabra inflexoidea</i> ZIEGLER n. n.		+	
<i>Palmatolepis glabra pectenata</i> ZIEGLER n. n.	+	+	
<i>Palmatolepis glabra</i> subsp. indet.		+	
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>gonioclymeniae</i> MÜLLER		+	
<i>Palmatolepis distorta</i> (BRANSON & MEHL)	+		
<i>Palmatolepis inflexa</i> MÜLLER		+	
<i>Palmatolepis maxima</i> MÜLLER		+	
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)	+		+
<i>Palmatolepis perlobata</i> n. subsp. HELMS (= <i>P. perlobata grossi</i> ZIEGLER n. n.)	+		+
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER n. n.	+	+	
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i> (MÜLLER)	+		
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER n. n.			+
<i>Polygnathus nodocostata</i> BRANSON & MEHL	+	+	+
<i>Polygnathus perplexa</i> THOMAS		+	
<i>Polygnathus</i> n. sp. B ZIEGLER			+
<i>Pseudopolygnathus marburgensis</i> BISCHOFF & ZIEGLER			+
<i>Scaphognathus velifera</i> ZIEGLER n. n.			+
<i>Spathognathodus crassidentatus</i> (BRANSON & MEHL)	+	+	
<i>Spathognathodus inornatus</i> (BRANSON & MEHL)	+		
<i>Spathognathodus stabilis</i> (BRANSON & MEHL)			+

Nr. 28—30 toIII—IV (Nr. 28 und 29 sind etwas älter als Nr. 30).

Die vielen Querschlüge im Ostfeld der 400 m-Sohle der Grube Königszug vermitteln einen ausgezeichneten Einblick in die schnell wechselnden Fazies-Verhältnisse innerhalb des Oberdevons des Herrnberger Lagers. Auf graue bis rötlichgraue Kalksteine, die auf der 500 m-Sohle z. T. in Cephalopodenkalke übergehen und nach der Conodonten-Chronologie in die obere Adorf-Stufe bis in den Grenzbereich Nehden/Hemberg-Stufe (toII β —toIII α) eingestuft werden können, folgen rote oder graue Tonschiefer (0,50 bis über 10 m). In einigen Profilen sind die Tonschiefer — denen örtlich Kalkknollen eingelagert sein können — unten rot und oben grau bis graugrün, in anderen Aufschlüssen dagegen ausschließlich grau (mit schwarzen Tonschiefer-Lagen).

Fossil-Liste Nr. 9. Kalksteine zwischen Dillenburger Tuffen und roten bzw. grauen Tonschiefern im Herrnberger Lager:

31. Grube Königszug, Herrnberger Lager, 400 m-Sohle, 4. Querschlag N Schachtquerschlag. Grauroter Kalkstein. Profil 115, Bank 28 (oben). Probe Nr. 861.
32. Grube Königszug, Herrnberger Lager, 400 m-Sohle, 1. Querschlag S Schachtquerschlag. Grauer-graugrüner Kalkstein. Profil 111, Bank 27. Probe Nr. 688 (Material H. J. LIPPERT) und Nr. 693.
33. Grube Königszug, Herrnberger Lager, 400 m-Sohle, Schachtquerschlag. Grauer Kalkstein. Profil 112, Bank 35 (oben). Probe Nr. 783.
34. Grube Königszug, Herrnberger Lager, 400 m-Sohle, 2. Querschlag N Schachtquerschlag. Grauer, massiger, stark von Calcit durchsetzter Kalkstein. Profil 113, Bank 16 (oben). Probe Nr. 864.

Fossil-Liste Nr. 9	31	32	33	34
<i>Palmatolepis basilica deflectens</i> (MÜLLER)		+	+	
<i>Palmatolepis basilica trigona</i> THURSCHE n. n.			+	+
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL		+	+	+
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> (HOLMES)		+		
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER		+		
<i>Palmatolepis glabra pectenata</i> ZIEGLER n. n.		+		+
<i>Palmatolepis minuta</i> BRANSON & MEHL	+			
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i> ULRICH & BASSLER	+			
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> (MÜLLER)			+	+
<hr/>				
<i>Palmatolepis perlobata</i> n. subsp. HELMS (= <i>P. perlobata grossi</i> ZIEGLER n. n.)				+
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER n. n.		+		+
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN	+			
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER n. n.				+
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL	+			
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN	+			
<hr/>				
<i>Polygnathus bicavata</i> ZIEGLER n. n.				+
<i>Polygnathus</i> cf. <i>nodocostata</i> BRANSON & MEHL			+	
<i>Polygnathus pennatuloidea</i> HOLMES			+	
<i>Polygnathus perplexa</i> THOMAS			+	
<i>Polygnathus varinodosa</i> BRANSON & MEHL			+	+
<i>Polygnathus</i> n. sp. B ZIEGLER				+
<i>Scaphignathus velifera</i> ZIEGLER n. n.			+	

Nr. 31 to II α ; Nr. 32—33 to II β —to III α ; Nr. 34 to III β —to IV.

Die Tonschiefer, die in die Hemberg-Stufe zu stellen sind, werden von grauen, plattig-bankigen Sandsteinen mit eingeschalteten grauen und schwarzen Tonschiefern überlagert. Die Kalksteine zwischen den Tonschiefern und Sandsteinen, wie sie für das Oberdevon des Friedrichszuger Lagers kennzeichnend waren, fehlen im Herrnberger Lager bis auf ganz geringe Andeutungen völlig. Das jüngste aufgeschlossene Schichtglied bildet ein grüner, körniger Intrusivdiabas über (oder in?) den grauen Sandsteinen und Tonschiefern. In den Tiefbohrungen Frohsinn und Hilfe Gottes in der Umgebung des Ostschachtes der Grube Königszug ist das Oberdevon ganz ähnlich ausgebildet.

3. Die nordöstliche Eibacher Mulde.

Der Teil der Eibacher Mulde von der Grube Ferdinand bis zur Wasserscheide, in dem eine mächtige Sandstein-Tonschiefer-Fazies vorherrscht und die Schuppentektonik wieder zurücktritt, wird als nordöstliche Eibacher Mulde bezeichnet. Aus diesem Raum stehen die Bohrergebnisse verschiedener Tiefbohrungen (Schwinneboden, Stirnheckeberg) sowie einige Daten aus der stillgelegten Grube Amalie (Ferdinandstollen-Sohle) zur Verfügung.

Auf der Ferdinandstollen-Sohle ist vom Hauptschacht Amalie zum Ferdinand-Lager ein querschlängiges Profil vom Mitteldevon bis in die Dasberg-Stufe aufgeschlossen:

- Graue, glimmerführende, plattige Sandsteine und Tonschiefer mit Intrusivdiabas Rotschiefer
- Bankige Sandsteine mit Tonschiefer-Einlagerungen
- Rotschiefer
- Graue Kalksteine und graue Tonschiefer
- Schwarze und graue, gebänderte Tonschiefer
- Graue und grüne, pyritreiche Tuffe ohne wesentlichen Tonschiefer-Anteil
- Roteisenstein-Grenzlager
- Mitteldevonischer Schalstein.

Das Profil zeigt, daß in der nordöstlichen Eibacher Mulde wieder ähnliche Fazies-Verhältnisse wie in der Nanzenbacher Mulde NE Dillenburg (s. Tab. 1) vorliegen, also die Sandstein-Tonschiefer-Fazies vorherrscht. Die Kalksteine treten bis auf Reste an der Wende Adorf/Nehden-Stufe ganz zurück. Die Rotschiefer der Nehden- bis Hemberg-Stufe sind wieder durch einen Sandstein-Horizont in einen Unteren und Oberen Rotschiefer-Horizont aufgespalten.

Eine ähnliche Abfolge wurde in den Tiefbohrungen Schwinneboden NE der alten Grube Amalie durchteuft. Hier folgen über den Dillenburger Tuffen geringmächtige graue und schwarze, gebänderte Tonschiefer oder sogleich quarzitisches Sandsteine. Die Rotschiefer der Nehden-Stufe sind bis auf ganz geringmächtige Andeutungen nicht ausgebildet. Die Rotschiefer zwischen den quarzitischen Sandsteinen der Nehden-/?Hemberg-Stufe und den grauen, glimmerführenden Sandsteinen der Dasberg-Stufe sind Äquivalente des Oberen Rotschiefer-Horizontes in der Nanzenbacher Mulde. Auffallend ist, daß auch hier wieder im höheren Teil der Rotschiefer örtlich Kalkknollen und -lagen auftreten.

Andere Bohrungen (Stirnheckeberg) trafen dagegen keine Rotschiefer, sondern schwarze-graue Tonschiefer und Sandsteine an. Wenn auch diese Sedimente biostratigraphisch nicht eingestuft sind, so zeigt sich in diesen ungestörten Profilen innerhalb der Nehden- bis Dasberg-Stufe ein starkes Vorherrschen dunkler Tonschiefer und Sandsteine.

Den oberdevonischen Sedimenten sind in der nordöstlichen Eibacher Mulde häufig Lagergänge von körnigen Intrusivdiabasen eingeschaltet.

IV. Zusammenfassung

Am NW-Rand der südwestlichen Dill-Mulde wird zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge) das Oberdevon im Hangenden der Dillenburger

Tuffe und das Unterkarbon in 9 Fossil-Listen auf Conodonten untersucht und gegliedert. In den Tonschiefern der Becken-(Sandstein-Tonschiefer-)Fazies der Galgenberg- und Nanzenbacher Mulde treten in der tiefen Nehden-, der Hemberg- und der hohen Hemberg- bis Dasberg-Stufe drei Sandschüttungen hervor, die sowohl nach SW als nach SE ausklingen. Die Hangenbergsschiefer, in denen nach der Conodonten-Chronologie die Gattendorfia-Stufe (cu I) nachgewiesen wurde, vertreten mit ihren höheren Teilen den Hangenbergkalk des Sauerlandes (cu I), wie bereits von RABIEN (1959) vermutet wurde. Im bearbeiteten Gebiet folgt auf die Phosphoritknollen führenden Liegenden Alaunschiefer, die nach Conodonten-Funden der tiefen Pericyclus-Stufe (cu II α) angehören, der Deckdiabas. An anderen Stellen verzahnen sich Deckdiabas bzw. Langenaubacher Tuffbrekzie mit den Liegenden Alaunschiefern. Die Deckdiabas-Ergüsse setzten demnach bereits in der tieferen Pericyclus-Stufe ein und fanden vermutlich schon vor dem Ende derselben ihren Abschluß. Ein Teil der Intrusivdiabase ist dagegen eindeutig jünger als die Ergüsse des Deckdiabases.

Die nur geringmächtigen Sandsteine und die bereits häufiger in den Tonschiefern eingeschalteten Kalkknollen und -lagen im Oberdevon der südwestlichen Eibacher Mulde deuten bereits auf einen Übergang in die benachbarte Schwellen-Fazies hin. In den Schuppen der mittleren Eibacher Mulde herrscht die geringmächtige Schwellen-Fazies vor. An einigen Stellen fehlt das gesamte Oberdevon und der unterkarbonische Deckdiabas liegt unmittelbar auf Roteisenstein-Grenzlager bzw. geringmächtigen Dillenburger Tuffen. Diese Lücke wird nicht auf „frühbretonische Bewegungen“ (KEGEL, GUNDLACH), sondern auf besonders hohe, submarine mitteldevonische Schalestein-Schwellen zurückgeführt, die erst im Unterkarbon von den Ergüssen des Deckdiabases eingedeckt wurden. An den Flanken dieser Schwellen ist das Oberdevon teilweise nur lückenhaft. In der weiteren Umgebung derselben schließt sich die geringmächtige Cephalopodenkalk-Fazies (Eibach — Zentralfeld der Grube Königszug) oder die Kalkstein-Tonschiefer-Sandstein-Fazies (Liegendes, Friedrichszuger und Herrnberger Lager der Grube Königszug) an. Innerhalb der Cephalopodenkalk-Fazies der mittleren Eibacher Mulde ist in der hohen Hemberg-Stufe bzw. im Grenzbereich Hemberg-/Dasberg-Stufe ein oberdevonischer Schalestein bemerkenswert, auf den LIPPERT (1953) erstmalig hinwies. Es handelt sich hier — ähnlich wie der Bombenschalestein in der Umgebung von Langenaubach — um einen lokalen Vorläufer des unterkarbonischen Vulkanismus im höheren Oberdevon. In der nordöstlichen Eibacher Mulde herrscht hingegen wieder die mächtige Sandstein-Tonschiefer-Fazies vor.

Schriftenverzeichnis

- BENDER, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Umbachtal; Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 78—88, 2 Abb., Wiesbaden 1958.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 138—169, 1 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1956.
- GUNDLACH, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 157, 59 S., 2 Abb., 2 Taf., Berlin 1933.
- HASS, W. H.: Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. — U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 294-J, S. 365—399, Taf. 46—50, 2 Tab., Washington 1959.

- HENTSCHEL, H.: Über Pseudotuffe. Ein Beitrag zur Petrographie und Nomenklatur der pyroklastischen Gesteine. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1957, **109**, S. 667—668, Hannover 1958.
- KAYSER, E.: Über große flache Überschiebungen im Dillgebiet. — Jb. Königl. preuß. geol. L.-A. f. 1900, **21**, S. 7—23, 8 Abb., 1 Taf., Berlin 1901.
- Erl. und Karte Blatt Dillenburg. — Geol. Karte von Preußen, Lfg. **101**, 119 S., 5 Taf., 17 Abb., Berlin 1907 (1907a).
- Erl. und Karte Blatt Obersched. — Geol. Karte von Preußen, Lfg. **101**, 127 S., 7 Taf., 15 Abb., Berlin 1907 (1907b).
- KEGEL, W.: Das Unter-carbon und die variszische Faltung im östlichen Lahnggebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 287—306, 3 Abb., Berlin 1925.
- Über Transgressionen im Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 350—356, Berlin 1926.
- Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg im Jahre 1931. — Berlin (Manuskript) 1931.
- Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Dillenburg im Jahre 1932. — Berlin (Manuskript) 1932.
- Erläuterungen zu Blatt Obersched. — Berlin (Manuskript) 1932/33.
- Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **160**, 48 S., 3 Taf., 7 Abb., Berlin 1934 (1934a).
- Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 531—545, 5 Abb., Taf. 32, Berlin 1934 (1934b).
- KREBS, W.: Zur Geologie des Nordwestrandes der Dill-Mulde zwischen Dillenburg und Nanzenbach. — Diplomarbeit Frankfurt/M. (Manuskript) 1957.
- Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Dissertation Frankfurt/M. (Manuskript) 1959.
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. Geol. Führer, **37**, 248 S., 29 Abb., 2 Taf., Berlin (Bornträger) 1958.
- LIPPERT, H. J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **485** (RUDOLF-RICHTER-Festschrift), S. 1—30, Taf. 26—35, 11 Abb., Frankfurt 1951.
- Befahrung der Eisenerzgruben Neue Lust bei Nanzenbach und Königszug bei Obersched. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1952, **104**, S. 304—305, Hannover 1953.
- MATERN, H.: Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **118**, 100 S., 3 Abb., 5 Taf., 2 Tab., Berlin 1929.
- Das Oberdevon der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **134**, 139 S., 6 Abb., 4 Taf., 4 Tab., Berlin 1931.
- MÜLLER, K. J.: Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1959, S. 90—94, Stuttgart 1959.
- RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., **9**, 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1954.
- Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der westlichen Dill-Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1958, **110**, S. 629—633, Hannover 1959.
- SCHMIDT, H.: Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. — Senckenbergiana, **6**, S. 85—95, 2 Abb., Frankfurt/M. 1924.
- THURSCHE, H.: Die Gliederung des Oberdevons im Frankenwald auf Grund seiner Conodonten-Fauna. — Dissertation Würzburg (Manuskript) 1958.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unter-carbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. — Paläontol. Z., **33**, S. 266—314, 3 Taf., 5 Abb., Stuttgart 1959.
- Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**, S. 1—32, 5 Abb., 5 Tab., Krefeld 1960 Voraussdruck.

- WALLISER, O.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 120 bis 132, 3 Abb., Taf. 13, Wiesbaden 1958.
- WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 15, 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung (Montagne Noire, Massiv v. Mouthoumet, Span. Pyrenäen). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1959, S. 289—309, 3 Abb., Stuttgart 1959.

Manuskript eingegangen am 4. 1. 1960

Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen

Mitgeteilt von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Unsere heutige Formationstabelle, die den erdgeschichtlichen Ablauf registriert, ist bekanntlich revisionsbedürftig. Dank zahlreicher genauer stratigraphischer Unterlagen aus vielen Gebieten der Erde stellt es sich immer mehr heraus, daß die ursprünglich zugrunde gelegten geologischen Verhältnisse Mitteleuropas keineswegs die normale Entwicklung darstellen, vielmehr als sehr stark modifizierte Faziesbilder anzusehen sind. Dies trifft ganz besonders für die deutsche Trias zu.

Das am weitesten verbreitete Glied der germanischen Trias ist der Buntsandstein. Er ist einmal als Zeitbegriff definiert (Buntsandstein-Zeit), und zum anderen wird er als Sedimentname verwendet, wobei die buntgefärbten Sandsteine der Buntsandstein-Zeit zusammengefaßt angesprochen werden (Buntsandstein-Schichten als Faziesbegriff). Dementsprechend sind dem Geologen 2 Aufgabengebiete zur Beurteilung gegeben:

- a) die Entstehung der Buntsandstein-Schichten zu klären und
- b) ihre stratigraphische Gliederung zu definieren.

Die Buntsandstein-Schichten sind im Raum zwischen den Alpen, dem Oberrheingraben, der Böhmisches Masse, dem Harz und der Rheinischen Masse abgelagert worden. Das reichgegliederte Senkungsfeld wird von zumeist in der Karbonzeit entstandenen Rumpfen umgeben und in ihm wurden ca. 40000 km³ Buntsandstein-Material abgelagert. Als Sediment-Liefergebiet sind das Gallische Land, die Böhmisches und Rheinische Masse sowie kleinere Areale der Mitteldeutschen Gebirgsschwelle zu nennen; es dürfte sich dabei um eine Abtragungsfläche von ca. 80000 km² handeln.

Die Buntsandstein-Schichten bestehen aus bunten, zumeist roten Sandsteinen mit wechselndem Korndurchmesser, Konglomeraten, Tonsteinen, kalkigen und letztlich auch aus salinaren Sedimenten. Der untere Teil des Buntsandsteins beherbergt generell feinkörnige Sedimente, die im wesentlichen aus der Abtragung der Rotliegend-Sedimente herrühren dürften. Der Mittlere Buntsandstein dagegen besitzt weitaus grobkörnigere Sedimente, welche zumeist den älteren paläozoischen Ablagerungen und Kristallingesteinen entstammen dürften. Als Ablagerungsraum für die Buntsandstein-Sedimente wird ein vom Weltmeer abgeschnittenes Binnenland angenommen, u. U. ein Kontinentalgebiet mit großen Flußsystemen, wobei marine In-

gressionen sicherlich als zwischenzeitliche, jedoch integrierende Vorgänge angenommen werden dürfen.

Bei der Bestimmung des zeitlichen Ablaufs der Sedimentation im Buntsandstein sind wir mangels leitender Fossilien im wesentlichen auf das Sediment selbst als Zeuge der erdgeschichtlichen Vergangenheit angewiesen. Die letzten Untersuchungen in verschiedenen Buntsandstein-Gebieten ergaben als neues Moment für die Gliederungsmöglichkeit einen zyklischen oder rhythmischen Aufbau der Sedimente, innerhalb deren die Fixierung von Leitschichten gut möglich ist.

Wir können heute dieses erkannte Gliederungsschema noch nicht für den gesamten Buntsandstein-Raum anwenden, da noch viele örtliche Untersuchungen ausstehen. Für die Aufstellung einer einheitlichen Gliederung bieten jedoch bereits die großen Beckenräume des Buntsandsteins (Niedersachsen, Hessen) hinreichende Korrelationsmöglichkeit. Wir stehen daher vor der Notwendigkeit, die erkannten sedimentologischen Einheiten zu benennen, sind andererseits jedoch gezwungen, vorerst von einer allen Gebieten gemeinsamen Benennung abzusehen bis zu dem Zeitpunkt, an dem alle Einzelgebiete an die Beckengliederung angeschlossen werden können. So stellen auch die nachfolgend aufgeführten stratigraphischen Namen für den Mittleren Buntsandstein Hessens eine Zwischenlösung dar. Sie müssen jedoch eingeführt werden, damit für die bereits bekannten großen und faziell einheitlichen Bezirke eine gemeinschaftliche Ansprache der Schichten möglich wird.

Die vorläufigen stratigraphischen Namen für den Mittleren Buntsandstein in Hessen

In den beiden letzten Jahren gelang es, die erkannten Sedimentationseinheiten in Niedersachsen und Hessen weitgehend zu parallelisieren. Um zu dokumentieren, daß der Mittlere Buntsandstein trotz eines ähnlichen und vergleichbaren Sedimentationsablaufs doch regional starken Schwankungen unterworfen ist, möchten wir vorerst örtlich gebundene Faziesnamen anderer Gebiete nicht übernehmen, sondern nur örtliche Namen verwenden. So sollen in Zukunft bis zu dem Zeitpunkt einer überregionalen einheitlichen Gliederungsmöglichkeit in Hessen 3 Faziesgebiete herausgestellt werden, deren Grenzen durch Schwellen und vielleicht auch durch Schelfgebiete zum Teil vorgezeichnet sind.

a) Raum nördlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle, der bezüglich seiner faziellen Gliederung an den niedersächsischen Raum angeschlossen wird. Hierfür sollen die bereits in Niedersachsen üblichen Namen, d. h.

Solling Folge*)
Hardeggen Folge
Detfurth Folge
Volpriehausen Folge

vorerst Anwendung finden.

*) Da die erkannten zyklischen oder rhythmischen Sedimentationseinheiten im Buntsandstein nicht den definierten stratigraphischen Einheiten Stufe oder Gruppe entsprechen, schlagen die Arbeitskreise Kartierung und Buntsandstein der Direktoren-Konferenz dafür die Bezeichnung Folge vor.

b) Raum zwischen der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und der Spessart-Schwelle. Hier werden für den Mittleren Buntsandstein folgende Namen zur Anwendung vorgeschlagen:

Solling Folge
Spessart Folge
Rhön Folge
Eichsfeld Folge.

c) Buntsandsteingebiet am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Ausgenommen wird hier der nördliche Teil, der unmittelbar an Niedersachsen anschließt, einschließlich der Korbacher Bucht, für den die niedersächsischen Faziesnamen Gültigkeit haben sollen. Für das Marburger Gebiet bis zur Frankenger Bucht verbleiben, da eine Verbindung zum Raum b noch nicht hergestellt werden konnte, die Faziesnamen

Bauerbach Folge
Marburg Folge
Formsand Folge
Stubensand Folge

vorerst bestehen.

Schlußbemerkung

Die oben mitgeteilten Namen sollen im Schrifttum, bei der Kartierung und auf den Geologischen Karten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung verwendet werden. Sie wurden auf Grund eingehender Erörterungen vereinbart, die von KULICK, KUPFAHL, KUTSCHER, LÄMMLER, MOTZKA, RÖSING, THEWS angestellt wurden. Um die Flut der Namen nicht ins Unermeßliche wachsen zu lassen, wird angeregt und empfohlen, daß auch die übrigen Bearbeiter des Buntsandsteins in Hessen bis zur endgültigen Lösung der Parallelisierung sich diesen Vorschlägen anschließen mögen.

Schriftenverzeichnis

- BOIGK, H.: Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raum Südhannover. — Geol. Jb., 72, S. 325—340, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1956.
- GUNZERT, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 138—151, Wiesbaden 1954.
- Die einheitliche Gliederung des Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 24, 61 S., 14 Abb., 7 Tab., Wiesbaden 1958.
- HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., 72, S. 341—346, 1 Abb., Hannover 1957.
- Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 317—327, 1 Tab., Wiesbaden 1959.
- KUTSCHER, F.: Stratigraphische Tagesfragen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 107—121, 4 Tab., Wiesbaden 1960.
- SINDOWSKI, K. H.: Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., 73, S. 277—294, Hannover 1957.

Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins

Von

ERWIN MARIA MÜLLER und **ECKART SCHRÖDER**

Mit einem Beitrag von **WOLFGANG SCHMIDT**

Mit 3 Abbildungen

Einleitung

In einer längeren Abhandlung¹⁾ haben sich JUX & PFLUG mit Alter und Entstehung der Triasablagerungen am Eifelrande befaßt. Auf Grund des bemerkenswerten Fundes eines Labyrinthodonten-Schädels und allgemeiner sedimentologischer Betrachtungen gelangen die Verfasser zu dem Schluß, daß mindestens der höhere Teil der bisher dem Buntsandstein zugerechneten sandig-konglomeratischen Schichtenfolge der Mechernicher Trias stratigraphisch dem Muschelkalk anzugliedern sei. Wie in einem Raumbild veranschaulicht wird, sollen auf einer Entfernung von rund 20 km die bunten klastischen Gesteinsschichten am Eifelrande in kalkige Sedimente des Muschelkalks übergehen.

Ein unbefangener Leser der Arbeit muß den Eindruck gewinnen, als handele es sich bei der Trias von Maubach-Mechernich um ein noch wenig bekanntes, in seinem Aufbau isoliert dastehendes Trias-Vorkommen, dessen stratigraphische Einordnung bisher zum mindesten noch stark umstritten sei. Auf die äußerst sorgfältigen und auch heute noch größtenteils gültigen Untersuchungsbefunde BLANCKENHORNS (1885) wird ebensowenig eingegangen wie auf die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme (SCHRÖDER 1938) und der zahlreichen Bohrungen im Mechernicher Erzrevier. Übersehen wird aber auch die Tatsache, daß die Nordeifeler Trias nur im Rahmen der gesamten linksrheinischen Triasablagerungen stratigraphisch beurteilt werden kann.

Auf die engen Beziehungen, die in der Ausbildung und Aufeinanderfolge der Schichten in Lothringen, der Trierer Bucht und der Nordeifel bestehen, hat bereits BLANCKEN-

¹⁾ U. JUX & H. D. PFLUG: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 27, 50 S., 11 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1958.

HORN vor nunmehr 75 Jahren hingewiesen. In der Zwischenzeit ist die Forschung nicht stehen geblieben, und gerade in den letzten Jahren sind, angeregt durch die Buntsandsteinarbeiten im Innern des Germanischen Triasbeckens, auch in der westlichen Randzone entsprechende Untersuchungen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse dürften die Altersgliederung auf eine festere Grundlage stellen und darüberhinaus bereits erste Hinweise liefern, wie gewisse stratigraphische Grenzen im Westen und Innern des Buntsandsteinbeckens künftig zu koordinieren sind.

So soll im folgenden zunächst ein Überblick über vergleichende Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlandes und der im Norden, Süden und Osten angrenzenden Gebiete gegeben werden (E. M. MÜLLER). Die Ergebnisse führen zwangsläufig zu einem Vergleich mit der Schichtenfolge am Eifelrand, wie sie sich auf Grund neuerer Aufnahmen und besonders in einigen Tiefbohrungen nunmehr darstellt (E. SCHRÖDER). In einem Anhang wird zu der Altersfrage des Stegocephalen-Fundes Stellung genommen (W. SCHMIDT).

A. Vergleichende Untersuchungen im höheren Buntsandstein der Vogesen, der Saar bis zur Luxemburger-Trierer Bucht, der Pfalz und des Odenwaldes

Alle bisherigen Untersuchungen im Buntsandstein haben gezeigt, daß man bei der Gliederung der festländischen Ablagerungen dieser Abteilung fast ausschließlich auf petrographische und fazielle Unterscheidungen angewiesen ist. Durch solche Differenzierungen konnten im niedersächsisch-hessischen Raum im letzten Jahrzehnt erhebliche Fortschritte erzielt werden. Vergleichbare fossilführende Horizonte, die sich über den ganzen Ablagerungsraum erstrecken, fehlen bislang, wenn auch für weite Gebiete die eine oder andere fossilführende Schicht leitenden Charakter besitzt (z. B. Hauptgervillienlager des tieferen Mittleren Buntsandsteins).

Stets wurde von den Bearbeitern auf die Schwierigkeiten einer stratigraphischen Gliederung nach rein petrographischen Merkmalen wie auch auf die zeitliche und räumliche Faziesverschiebung einzelner Horizonte hingewiesen. Wenn dennoch eine solche Gliederung, verbunden mit einer Parallelsierung einzelner bestimmter, in den verschiedensten Gebieten erkannter und ausgehaltener Horizonte oder Horizontgruppierungen zu recht besteht, so deshalb, weil sie sich auf weite Erstreckung in ihren typischen Merkmalen sowie in ihrer schrittweisen faziellen Änderung erkennen und verfolgen lassen.

Ist damit die streng zeitgleiche Entstehung auch nicht bewiesen, so kann doch an der zeitlichen Abfolge sowie an der Bildung in gleichen Zeiträumen nicht gezweifelt werden, andernfalls man eine absolut konstante, gleichsinnig gerichtete Fazieswanderung immer der gleichen Abfolge für weite Gebiete annehmen müßte. Dies fällt sicherlich ungleich schwerer als die Vorstellung, daß die in einem Zeitabschnitt dominierenden Bedingungen zur Bildung gleicher oder ähnlicher Sedimente führten, deren fazielle Verschiedenheiten dann weit weniger durch Unterschiede der zeitlichen Entstehung als der örtlichen Ablagerungsfaktoren bestimmt werden.

In besonderem Maße gelten diese Gesichtspunkte für den oben bezeichneten Raum. Schon der Gesamtaufbau des Buntsandsteins läßt trotz der örtlichen Strukturunterschiede von den Südvogesen durch die Lothringer-Eifeler Quersenke bis nach Mecher-

nich eine gewisse Gleichartigkeit erkennen. In dem genauer untersuchten und besser bekannten Oberen Buntsandstein wird die Übereinstimmung der Profile aber besonders deutlich. Deshalb sollen die Verhältnisse im Sedimentationsraum, von der Wende Mittlerer/Oberer Buntsandstein ausgehend, am Beispiel des Oberen Buntsandsteins

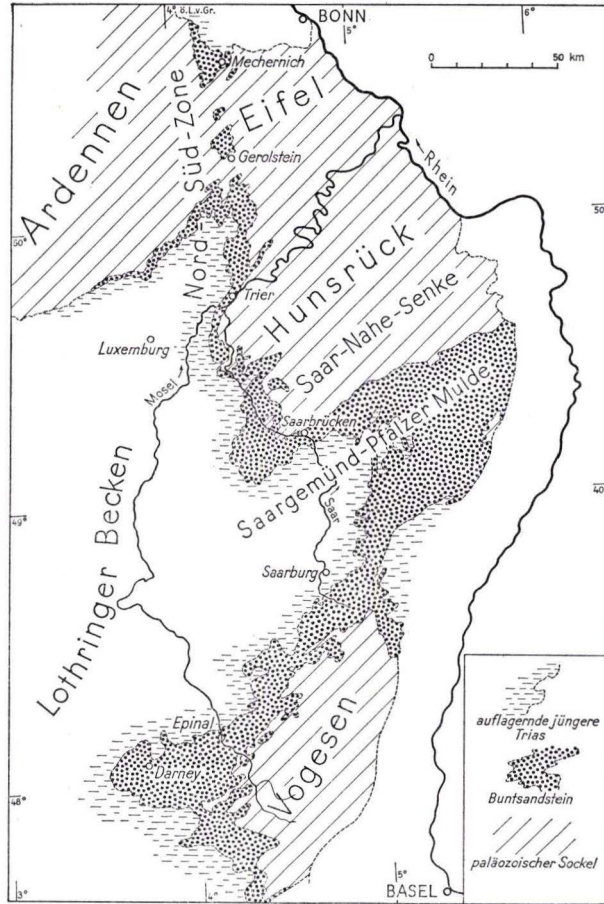


Abb. 1. Die Oberflächen-Verbreitung der Buntsandstein-Formation in den linksrheinischen Gebieten.

erläutert werden. Bei unserer vergleichenden Betrachtung werden wir mit den Schichtprofilen im südlichen Saarland beginnen und von hier aus die Entwicklung nach Süden und Norden als auch nach Osten verfolgen. Dieser Ausgangspunkt wurde gewählt, weil hier an der Stelle der Vergitterung zweier Groß-Senken, der Nord-Süd-Zone und der Saargemünd-Pfälzer Mulde, ein gewisser Angelpunkt vorliegt, von dem aus die Profile ohne fehlende Zwischenstücke jeweils nach den verschiedenen Richtungen angehängt werden können (vgl. Abb. 1).

Im Saarland und in Ostlothringen ist folgende generelle Schichtenfolge festzustellen:

Lettenregion	}	Voltziensandstein (so 2)
Werkstein		
Pflanzenführende Lage		
Basale Dolomitbrekzie des Voltziensandsteins		
Obere feinkörnige Zwischenschichten	}	Zwischenschichten (so 1)
Obere Dolomitbröckelzone		
Obere VG-ähnliche Zone		
Untere, grobklastische Zwischenschichten		
Untere Dolomitbröckelbank		
Violette Grenzzone — VG — Hauptkonglomerat		Mittlerer Buntsandstein (sm)

Stratigraphie des Oberen Buntsandsteins im Saarland und in Ostlothringen

Die obersten Partien des Mittleren Buntsandsteins werden vom Hauptkonglomerat gebildet, das sich von SW aus einem Gebiet größter Mächtigkeit bis in den saarländischen Raum verfolgen läßt. Dabei nimmt generell die Mächtigkeit der Konglomeratzone sowie die Geröllgröße und -Häufigkeit ab. Eine lokale Umkehr dieser Gesetzmäßigkeiten ist jedoch in der Gegend von St. Avold zu beobachten, was die Bedeutung der schon erwähnten Tiefenzonen unterstreicht. In dem Bereich von Saarlouis bis zum Hunsrück-Rand scheint das Hauptkonglomerat zu fehlen. Hier sind dünn-schichtige, mittelkörnige Sandsteine im obersten Teil des Mittleren Buntsandsteins entwickelt. Daß das Hauptkonglomerat im eben erwähnten Raum jedoch nicht sein nördliches Ende findet, beweist sein erneutes Auftreten in der Eifel Nord-Südzone, z. B. auf Blatt Kyllburg. Sofern man nicht eine eigene Schüttung für dieses Gebiet annimmt, was durch nichts bewiesen ist, muß dieses Hauptkonglomerat der Eifel mit dem der südlichen Vorkommen in Verbindung stehen, und zwar über die Lothringer Querfurche, entsprechend der allgemeinen Sedimentationsrichtung.

Die Violette Grenzzone (MÜLLER 1954) bildet den Abschluß des Mittleren Buntsandsteins. Sie wird nicht als gesondert sedimentierte Schicht, sondern als alte Landoberfläche des „sm“ aufgefaßt, und war als solche während einer Zeit der Sedimentationsruhe den verschiedensten chemischen und physikalischen Umwandlungen an der Oberfläche unterworfen. Davon zeugen u. a. Gerölle mit Flächen in Art der Dreikanter sowie Ausscheidungen als Knollen und Krusten von Kieselsäure (Karneol) und von Dolomitbildungen unterschiedlicher Zusammensetzung. Dieser Horizont läßt sich in weitester Verbreitung nachweisen. Die Bedingungen, die zu seiner Bildung führten und sie ermöglichten, können nur als \pm gleichzeitig angenommen werden. Obwohl somit die Violette Grenzzone nur eine klimatisch bedingte Umwandlung der Oberfläche des Mittleren Buntsandsteins darstellt, ist ihre Bildung doch als echte stratigraphische Zeitmarke zu werten.

Diese Auffassung wird durch die Feststellung erhärtet, daß die Violette Grenzzone (VG) auf verschiedenen Horizonten des „sm“ liegt. Bei Longeville les St. Avold (Lubeln) ist z. B. die oberste Partie des Hauptkonglomerates von der VG erfaßt,

das zu dieser Zeit die Landoberfläche bildete. Diese „Konglomerat-VG“ ist jedoch mit der normalen Ausbildung in und über Sandsteinen des obersten „sm“ durchaus vergleichbar.

Darüber erscheint im Profil ein scharfer Fazieswechsel. Eine ganze Reihe von Merkmalen, wie Farbe, Tongehalt, Dolomitführung bzw. deren Auslaugungsrückstände, Korngröße, Glimmerführung, Festigkeit usw. verleihen den Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins ein so typisches Gesamtgepräge, daß ihre Unterscheidung von den Schichten des Mittleren Buntsandsteins niemals Schwierigkeiten macht. Zur feinstratigraphischen Unterteilung müssen zwar einzelne Leithorizonte innerhalb der Schichtenfolge herangezogen werden, die Abtrennung des „so“ vom „sm“ kann aber schon auf Grund dieses Faziesprunges leicht vorgenommen werden.

Vergleichbare Verhältnisse finden sich in weitester Verbreitung. In der Eifel, im Saargebiet und in Lothringen westlich und östlich der Vogesen liegt der erwähnte Fazieschnitt zwischen Hauptbuntsandstein und Zwischenschichten, in der Pfalz zwischen jenem und dem Karneolkonglomerat, im Odenwald zwischen „sm“ und Plattensandstein, ein klarer Hinweis, daß dieser auffällige Wechsel in der Sedimentation schon immer zur Grenzziehung Anlaß gab²⁾.

Man darf wohl mit einiger Sicherheit annehmen, daß dieser Fazieschnitt, der zwar nicht überall gleich scharf entwickelt ist, dafür aber weit verbreitet ist, eine Parallelisierung der Schichten unter und über ihm erlaubt.

Der Obere Buntsandstein kann in die Zwischenschichten und den auflagernden Voltziensandstein untergliedert werden. Aber abgesehen von dieser Grobeinteilung lassen sich eine ganze Reihe charakteristischer Horizonte über weite Gebiete verfolgen. Das Gleiche gilt für den Gesamtcharakter bestimmter Unterstufen.

Im Regelfall beginnen die Zwischenschichten mit einer Bank aufgearbeiteten Materials, der Unteren oder Basalen Dolomitbröckelbank. Es handelt sich hierbei um einen dolomitischen Sandstein, in dem zahlreiche Dolomitgerölle und -brocken verbacken sind, die wahrscheinlich der darunterliegenden Violetten Grenzzone entstammen. Im Schriff zeigt es sich, daß die Dolomitbröckchen teils gerundet, teils eckig sind, also aufgearbeitetes Material darstellen. Nach ihrer konstanten Lage und Ausbildung und in ihrer weiten Verbreitung ist diese Bank durchaus als Leithorizont zu betrachten.

Im Normalprofil folgen hierüber die unteren grobklastischen Zwischenschichten, die einmal als mittel- bis grobkörnige Sandsteine, zum anderen als regelrechte Konglomerate ausgebildet sein können. Zwischen dieser unteren grobklastischen und der oberen feinkörnigen Abteilung, die zum Voltziensandstein überleitet, ist die Obere Dolomitbröckelzone eingeschaltet, in der mehrere Bänke vom Charakter der Basalen Dolomitbröckelbank auftreten können. Unmittelbar unter der Oberen Bröckelzone liegt ein Horizont, in dem Anklänge an die tiefere VG wieder auftreten. Das läßt auf

²⁾ Wie Vergleichsbegehungen wahrscheinlich gemacht haben, läßt sich der Faziesumschwung weiter bis Hessen und Südhannover verfolgen, wo ihm offenbar die Grenze zwischen „Hersfelder und Schwarzenborner Gruppe“ bzw. „Hardegseiner und Sollinggruppe“ (Bausandstein) entspricht. Im Marburger Buntsandstein-Profil dürfte der Schnitt zwischen dem Marburger Bausandstein bzw. der darüber folgenden Rötelzone und dem Bauerbacher Sandstein liegen.

eine Wiederholung ähnlicher Sedimentationsverhältnisse wie an der Basis des Oberen Buntsandsteins zurückschließen.

Die hier beschriebene Gliederung der Zwischenschichten läßt sich auf weite Erstreckung hin verfolgen.

Der höher anschließende Voltziensandstein kann grundsätzlich in den liegenden Werkstein und die hangende Lettenregion aufgeteilt werden. Im Saar-Lothringischen Raum ist jedoch an der unmittelbaren Basis der dickbankigen Werksteinzone ein dolomitisch-brekiöser Horizont ausgebildet, der — wenn auch nicht durchgehend verfolgbar — doch niveaubeständig zu sein scheint und damit leitenden Charakter besitzt. Darüber liegt durchweg eine Bank mit reichlicher Pflanzenführung, in der neben vielem Pflanzenhäcksel besonders *Equisetites* reichlich vertreten ist. Über dieser Basis folgen die dickbankigen Sandsteine der Werksteinzone. In der höheren Abteilung des Voltziensandsteins, der Lettenregion, wechseln Sandsteine, Schluffsandsteine, Tonsteine und — besonders zum Hangenden hin — dolomitische Sandsteine miteinander ab.

Der über der Lettenregion einsetzende Muschelkalk ist durchgehend als Muschel-sandstein entwickelt. Unterteilungen des Sedimentationsraumes durch Spezialbecken und -schwelle haben jedoch örtliche Änderungen in Mächtigkeit und fazieller Ausbildung zur Folge gehabt. Entsprechende Profilschwankungen lassen sich bis in den Oberen Muschelkalk hinein feststellen.

Trierer Bucht und Luxemburg

Im nördlich anschließenden Gebiet läßt sich zwischen Saarburg und Trier die obige Gliederung des Oberen Buntsandsteins in allen wesentlichen Einzelheiten lückenlos verfolgen. So zeigt das am Westhang des Pflaубerges südlich Tawern gut aufgeschlossene Profil die komplette Serie, angefangen von hellen, gelben, dünn-schichtigen Sandsteinen des obersten „sm“ im Niveau des Hauptkonglomerates über die Violette Grenzzone und basale Dolomitbröckelbank bis zu den tieferen grobklastischen und den höheren feinkörnigen Zwischenschichten. Ebenso vollständig, aber insgesamt mächtiger ist das Profil in der Trierer Gegend entwickelt.

Im Luxemburger Raum macht sich dann sehr rasch der Einfluß der unmittelbaren Begrenzung des Sedimentationsraumes durch das ardennische Festland bemerkbar. Noch in der Aufwölbung von Born an der Sauer liegt das Normalprofil des Oberen Buntsandsteins in der Fazies des südlichen Raumes vor. Im Gebiet Diekirch-Ettelbrück lassen sich zwar Zwischenschichten und Voltziensandstein auch noch unterscheiden, doch reichen hier gewisse Kennzeichen der unteren Zwischenschichten des übrigen Gebietes — wie Geröllführung und Dolomitbröckelfazies — bis in den Voltziensandstein (LUCIUS 1948). Darüber folgt dann der Muschel-Sandstein in typischer Ausbildung, jedoch in größerer Randfazies.

Vogesen³⁾

Gehen wir aus dem eingangs erwähnten Raum weiter nach Süden zum Buntsandstein der Vogesen, so ist die beschriebene Schichtenfolge in allen wesentlichen Einzel-

³⁾ Für die Zusammenarbeit im Gelände sei Herrn J. PERRIAUX, Nancy, herzlich gedankt.

heiten auch dort nachzuweisen. Das Hauptkonglomerat nimmt in seiner weiteren Erstreckung nach Südwesten an Mächtigkeit, Geröllgröße und -Häufigkeit zu. Im Normalprofil ist auch in den westlichen Vogesen die Violette Grenzzone entwickelt, die den Mittleren Buntsandstein beschließt. Sie ist sowohl dort ausgebildet, wo der Buntsandstein in allen seinen Stufen vorliegt, als auch dort, wo nur die höheren Glieder auf das Grundgebirge übergreifen. Ausgezeichnete Profile dieser Art sind in der Gegend südlich von Darney aufgeschlossen, z. B. an der Straße von Bleurville nach Provençères. Hier liegen über Granit rund 3 m Hauptkonglomerat, überlagert von etwa 0,5 m Sandstein. Darüber folgt die typische VG, der sich die Zwischenschichten anschließen.

Diese Zwischenschichten liegen in den Vogesen in der gleichen Ausbildung vor, wie wir sie aus dem weiter nördlich gelegenen Raum kennen. Die Untergliederung in eine untere grobklastische und eine obere feinkörnige Abteilung läßt sich auch hier generell durchführen. Beide Abteilungen werden getrennt durch eine Dolomitbröckelzone, die nach Lage und Ausbildung der oberen Dolomitbröckelzone des Saar-Pfalz-Lothringischen Raumes entspricht. In stark verwittertem Zustand sind in dieser Zone nur noch mürbe, glimmerführende, stark zerfressen wirkende Sandsteine erhalten, wobei an der Stelle der ursprünglichen Dolomitbrocken nun Löcher vorliegen, die teilweise mit Mn-Mulm gefüllt sind. In Verfolgung dieser Bänke läßt sich aber der Übergang in die noch feste, unverwitterte Dolomitbröckelfazies beobachten. Eine der im Saarprofil darunterliegende VG-ähnliche Zone ist ebenfalls vorhanden.

Die gleiche Konstanz in der Ausbildung läßt sich für den abschließenden Voltziensandstein feststellen. Generell kann auch hier der Voltziensandstein in den tieferen Werkstein und die höhere Lettenregion unterteilt werden. Mächtigkeits- und Faziesänderungen lassen sich in derselben Weise wie im nördlich angrenzenden Gebiet durch Einwirkung örtlicher struktureller Faktoren im Ablagerungsraum erklären. Über diese Grobgliederung hinaus sind jedoch auch in den Vogesen die im Saarland als leitend aufgefaßten Horizonte der basalen Dolomitbrekzie des Voltziensandsteins und der darüber folgenden weißlich-gelblichen, mit Pflanzenresten angereicherten Sandsteinbank in weiter Verbreitung feststellbar. Wenn diese beiden Horizonte auch keine durchlaufenden Bänke darstellen, wie oft schon größere Aufschlüsse bezeugen, so kann ihre Niveaubeständigkeit doch nicht bezweifelt werden.

Bei Abnahme des Tonsteingehaltes und Zunahme der Sandführung ist an verschiedenen Stellen die Lettenregion fast rein sandig entwickelt. Die dünnplattigen Sandsteine der Lettenregion sind aber auch hier von der massiven Ausbildung der Werksteinzone gut zu trennen.

Pfalz

Wurde bisher der Nachweis erbracht, daß sich der Aufbau des Oberen Buntsandsteins im gesamten Bereich der Nord-Südzone von den Vogesen bis zur Eifel in seinen charakteristischen Zügen durchgehend und lückenlos verfolgen läßt, so sollen nun kurz die Verhältnisse in der senkrecht darauf stehenden Struktur, der Saargemünd-Pfälzer Mulde geschildert werden. Schon die früheren Bearbeiter haben hier eine Gliederung durchgeführt, die der heute angewandten im Prinzip entspricht (z. B. REIS 1903). Auch in der Pfalz kann generell der Obere Buntsandstein in Zwischen-

schiechten und Voltziensandstein unterteilt werden. Weitergehende Gliederungen sind möglich. Ganz ähnlich wie im Saarland kann innerhalb der Zwischenschichten eine untere geröllführende und eine obere geröllfreie Abteilung unterschieden werden. An der Basis der Zwischenschichten liegt die Karneolbank, die in einer Mächtigkeit von etwa 0,2—2 m aus wechselnd rötlich bis bläulich-violetten, bei Zunahme von Mangan schwärzlich gefärbten Sandsteinen, Tonsteinen und tonigen Sandsteinen aufgebaut ist. Charakteristisch sind die Einschaltungen von verschieden gefärbtem Karneol, verkieselten Sandsteinen und von Dolomitbrocken. Dolomitmikrokristalle im Karneol, z. B. von Bann b. Landstuhl und von St. Avold, machen für diese Vorkommen gleiche Bildungsbedingungen wahrscheinlich.

Im Zentrum der Mulde, südlich einer SW—NE gerichteten Linie, fehlt ein Äquivalent der Karneolbank, die der Violetten Grenzzone des Saar-Lothringischen Gebietes entspricht. Wo hier — wie bei Pirmasens — rote, dünn-schichtige, tonige Sandsteine die Grenze zum Oberen Buntsandstein markieren, wurden die Bildungen der alten Landoberfläche bei Beginn des Oberen Buntsandsteins offensichtlich erodiert. Darauf deuten auch die im darüber folgenden Karneolkonglomerat enthaltenen Karneol-splitter hin (FORCHE 1935). Das Karneolkonglomerat selbst gibt mit seiner mächtigen Geröllschüttung ein starkes Strömungsgefälle an. Nach Norden, gegen den Rand des Sedimentationsbeckens zu, verschwächt sich das Konglomerat in Mächtigkeit und Geröllführung bis zur Fazies der grobklastischen unteren Zwischenschichten der Saar. Im obersten Teil der unteren Zwischenschichten treten mürbere, rötliche Sandsteine mit bläulich-violetten Verfärbungen auf.

Die hierüber folgenden stärker geröllführenden Sandsteine bilden mit der Dolomitbröckelbank den Abschluß der unteren Abteilung der Zwischenschichten. Diese meist tonige Zone enthält Einlagerungen verschieden mächtiger Bänke, in denen Dolomitbröckchen und dolomitische Tonbröckchen in sandiger Zwischenmasse dolomitisch verkittet sind. Kieselsäureausscheidungen sind selten. Wie im ganzen Gebiet endet mit dieser Zone das Auftreten der Gerölle und überhaupt der größeren Bestandteile. Nach REIS (1903) ist die Verbreitung dieser Dolomitbröckelzone viel gleichmäßiger über das ganze Gebiet verteilt „im Gegensatz zu dem tieferen, regionalen Vorkommen von Karneol und Dolomit“.

Die oberen Zwischenschichten bestehen aus feinkörnigeren, meist roten Sandsteinen, die durchweg fester verkittet sind und in ihrem Gesamthabitus zum Voltziensandstein überleiten, sich von diesem jedoch durch die Farbe und die typische Lochverwitterung der Zwischenschichten unterscheiden. Teilweise sind die Löcher mit Manganmulm gefüllt. Entsprechend dem Gesamtcharakter der Sedimente sind in der unteren, grobklastischen Abteilung große Glimmerblättchen regellos in die massigen oder schrägschichteten Sandsteine eingelagert. In der oberen Abteilung weisen kleinere Glimmerpartikelchen innerhalb der feinkörnigeren Sandsteine eine schichtparallele Anordnung auf.

In dem nun folgenden Voltziensandstein kann auch in der Pfalz grundsätzlich die Werksteinzone und die Lettenregion ausgehalten werden. Die Sandsteine der Werksteinzone sind dickbankig, feinkörnig und besitzen rote, aber auch häufig graue Farbe. Die einzelnen Bänke werden durch dünne Tonsteinlagen oder dünn-schichtige, stark glimmerführende und leicht zerfallende Sandsteine getrennt. Für die Lettenregion

gelten durchweg auch hier die schon früher beschriebenen Verhältnisse. Sandige Tonsteine wechseln mit tonigen Sandsteinen und im oberen Teil mit sandigen Dolomiten ab. Die von den Vogesen vermerkten Beobachtungen, daß die Gesteine der Lettenregion bei Abnahme der Tonsteinführung vielfach in dünnbankige Sandsteinlagen übergehen, treffen gleichfalls zu, doch genügen die Unterschiede, um eine Gliederung in Werksteinzone und Lettenregion auch hier fast überall mühelos durchführen zu können. Diese Wechselhaftigkeit in der Ausbildung der Lettenregion, bald vorwiegend Sandstein, bald vorherrschend Tonstein, scheint mit dem speziellen strukturellen Aufbau des Ablagerungsraumes zusammenzuhängen, wie auch die Beobachtungen in anderen Gebieten andeuten. In der Ausbildung des darüber folgenden Muschelkalkes lassen sich ebenfalls solche örtlichen Undulationen erkennen, wie es SCHAD (1934) für das Wellengebirge dargelegt hat.

Odenwald⁴

Die Parallelisierung des linksrheinischen mit dem rechtsrheinischen Buntsandstein hat bislang Schwierigkeiten bereitet, und immer noch werden verschiedene Auffassungen vertreten. Zu diesen Schwierigkeiten trägt wesentlich bei, daß hier — wie auch oft sonst im Buntsandstein — gleiche Benennungen für ungleiche stratigraphische Horizonte benutzt werden. Als Beispiel sei nur die Bezeichnung „Zwischenschichten“ genannt.

An der Untergrenze des Oberen Buntsandsteins läßt sich auch im Gebiet zwischen Main und Neckar die Dolomit-Karneolzone verfolgen, die von verschiedenen Autoren als Abschluß des Mittleren Buntsandsteins betrachtet, in neueren Arbeiten aber als erstes Glied des Oberen Buntsandsteins ausgewiesen wird. In jedem Falle ist diese Dolomit-Karneolzone der linksrheinischen Violetten Grenzzone stratigraphisch gleichzusetzen. Dieser Horizont läßt sich im Odenwald noch weiter untergliedern in basale Karneol-Dolomitbank, Karneol-Dolomit-Übergangsschichten, Unteren Chirotheriensandstein und Chirotherienschiefer als Abschluß (SCHUSTER 1933, BÖCKH 1957). Die typische Ausbildung wurde eingehend von HILDEBRAND (1929) u. a. beschrieben. Selbst dort, wo die Zone nicht aufgeschlossen ist, lassen sich die hellen Sandsteine des Unteren oder Thüringischen Chirotheriensandsteins als Lesestücke eindeutig feststellen. Innerhalb des Horizontes, der sich durchlaufend verfolgen läßt, treten fazielle Änderungen auf.

Der darüber folgende Plattensandstein ist in weiten Gebieten dreigeteilt in Bausandsteine der Basis, Brückelschiefer und obere Plattensandsteine. Auf die Profile dieser Folge im einzelnen soll hier nicht eingegangen werden. Insgesamt fällt jedoch auf, daß die Faziesmerkmale der linksrheinischen Zwischenschichten, wie Farbe, Schichtung oder Einschlüsse von Karbonaten, mit dem Plattensandstein beginnen. Somit kann sich auch hier die Abgrenzung des Oberen vom Mittleren Buntsandstein auf zwei absolut sichere Merkmale stützen, den Grenzhorizont der Dolomit-Karneol-Zone (einschl. Unteren Chirotheriensandstein) und den markanten Faziesumschwung mit Beginn des Plattensandsteins.

⁴) Wertvolle Hinweise im Gelände verdanke ich Herrn Prof. Dr. BECKSMANN, Freiburg.

Bausandstein und obere Plattensandsteine zeigen oft starke Übereinstimmung, Verwechslungen sind jedoch ausgeschlossen, wenn man die unterschiedlichen Mächtigkeiten berücksichtigt und die Überlagerung feststellt, da der Bausandstein von den Bröckelschiefen, die oberen Plattensandsteine von dem oberen Dolomithorizont bzw. dem fränkischen Chirotheriensandstein überlagert werden (BÖCKH 1957).

Der obere Dolomithorizont wird von STAESCHE (1927) der Pfälzer Dolomitbröckelbank gleichgestellt, d. h. der oberen Dolomitbröckelzone der Zwischenschichten von Vogesen bis zur Saar. Es sind Sandsteine und Schiefertone in bunten Farben, die in ihrem Habitus den Sedimenten der Dolomit-Karneol-Zone nahekommen. Karneol sowie die typischen Verkieselungen des tieferen Horizontes fehlen jedoch genauso wie in der Pfalz auch im Odenwald. Sie treten erst in dem darüber folgenden Fränkischen Chirotherienhorizont wieder auf. Für den südwestlichen Odenwald vertritt nach BÖCKH (1957) der Obere Dolomithorizont einen großen Teil „der Unteren Rötzone (entsprechend Bröckelschiefer + Obere Plattensandsteine) im NE“.

Der höhere Chirotheriensandstein ist ein durchlaufender Schichtkomplex von einigen Metern Mächtigkeit. Es sind helle Sandsteine mit kieseligem Bindemittel. Die Sandsteinbänke weisen z. T. Färbungen auf, die an die des Oberen Dolomithorizontes erinnern. Diese Anklänge werden noch deutlicher in den zwischengeschalteten Lagen von mürben Sandsteinen mit Mulmbildung und Karbonatimprägationen.

Insgesamt wiederholt sich also im Profil zweimal eine ganz ähnliche Gesteinsfolge:

Fränkischer Chirotheriensandstein = verkieselte helle Sandsteine

darunter: Oberer Dolomithorizont mit bunten karbonatischen Sandsteinen.

Thüringer Chirotheriensandstein = verkieselte helle Sandsteine

darunter: Dolomit-Karneol-Horizont mit bunten karbonatischen Sandsteinen.

In den höher folgenden Rötzonen sind dünnbankige Schluffsandsteine in Wechselagerung mit geringmächtigen Schiefertönen entwickelt. Bemerkenswert sind hier graugrüne Schiefertone und Sandsteine mit z. T. karbonatischem Bindemittel, die u. a. *Myophoria vulgaris* und *M. costata* enthalten. Diese Myophorienbank wird von STAESCHE (1927) dem unteren linksrheinischen Fossilhorizont von Wolmünster gleichgesetzt, der etwa der basalen Dolomitbrekzie des Voltziensandsteins im Saar-Lothringischen Gebiet entspricht (vgl. GRAUVOGEL 1951).

Verschiedentlich können sonst typische Merkmale des Plattensandsteins oder der Zwischenschichten schon tiefer, d. h. im Hauptkonglomerat auftreten, wie es am unteren Neckar beobachtet wird. Dieses Tiefergreifen z. B. der Lochverwitterung (ehemaliger Dolomitknollen?) beginnt schon bei Pirmasens und setzt sich nach Osten fort, bei Berücksichtigung des Gesamthabitus werden jedoch Verwechslungen leicht vermieden.

Schlußbemerkungen

Als wesentlichste vergleichbare Merkmale für die Gliederung des Buntsandsteins im gesamten behandelten Raum kann somit der Faziesschnitt zu Beginn des Oberen Buntsandsteins sowie die Violette Grenzzone = Karneol-Dolomit-Horizont = Thüringische Chirotheriensandstein-Zone gelten. Daß darüber hinaus eine ganze Anzahl von Leithorizonten oder besser leitenden Niveaus durchlaufend ausgebildet sind und sich verfolgen lassen, beweist doch wohl hinreichend eine zusammenhängende Sedimentation im angeführten Raum, die sich nach den aufgezeigten Merkmalen gesetzmäßig im Ablagerungsbereich ausdehnt. Die weite Verbreitung der Folge

gleicher oder sehr ähnlicher Schichtglieder setzt dann eine \pm gleichzeitige Entstehung voraus.

Wenn in denselben Räumen der Muschelkalk in seiner bekannten Abfolge den Buntsandstein überlagert, so wird man nicht den Buntsandstein oder auch nur den Oberen Buntsandstein als randlichen Muschelkalk in Buntsandsteinfazies hinstellen können. Die durch Fossilien gekennzeichneten und damit altersmäßig definierten Schichten des Muschelkalkes unterliegen im westlichen Bereich faziellen Änderungen, die paläogeographisch bedingt sind, Änderungen, die sich aber — ebenso wie die Faziesänderungen im Buntsandstein — innerhalb dieser Abteilung bewegen.

Daß Buntsandstein und Muschelkalk nicht durch eine glatte Naht miteinander verbunden sind, sondern daß es ein Hinüber- und Herübergreifen, ein enges Verzahnen entsprechender Sedimente gibt, ist bekannt. Das bezeugen die marinen Horizonte im höchsten Buntsandstein und die Schichten von typischem Buntsandsteincharakter im untersten Muschelkalk. Das beweist aber nichts anderes, als daß das Muschelkalkmeer nicht nach einem plötzlichen Ereignis, sondern infolge verstärkter epirogener Senkung in dieses Gebiet eindrang und sich in den randnahen Zonen des Beckens erst allmählich gegenüber der festländischen Sedimentation durchsetzen konnte. Kleine Verschiebungen in der Altersstellung der Grenze kontinental/marin sind also zweifellos vorhanden, insgesamt aber muß — wie bisher — der linksrheinische Muschelsandstein als das zeitliche Äquivalent des Unteren Muschelkalkes angesehen werden.

B. Die stratigraphische Gliederung des Buntsandsteins in der Maubach-Mechernicher Mulde (Nordeifel)

Die Trias von Maubach-Mechernich stellt das nördliche Endstück der Eifeler Nord-Süd-Zone dar, die als bedeutsames Lineament das linksrheinische Schiefergebirge quert. Bisher wurde noch niemals in Zweifel gezogen, daß die triadischen Ablagerungen innerhalb dieser Senkungszone, die in der Trierer Bucht und am Eifelrande sowie in kleineren zwischengeschalteten Resten bei Gerolstein und Blankenheim erhalten geblieben sind, ursprünglich einem gemeinsamen Sedimentationsraum angehörten. BLANCKENHORN (1885) hat bereits zeigen können, wie im Muschelkalk und Keuper nicht nur die einzelnen Unterstufen, sondern sogar manche fossilführenden Leitbänke in gleicher Weise in der Nordeifel wie bei Trier vorliegen. Wenn daneben gewisse Mächtigkeits- und Faziesunterschiede auftreten, so ist das im Bereiche der Randzone des Germanischen Triasbeckens durchaus verständlich.

Etwas anders liegen die Verhältnisse in der Unteren Trias. In diesem Zeitabschnitt, besonders während des tieferen Buntsandsteins, war die Nord-Süd-Senke erst im Werden begriffen, der Untergrund noch teilweise unausgeglichen und eine erzgebirgisch gerichtete Spezialundation besonders wirksam (SCHRÖDER 1952). So wurde die Sedimentation der Einzelgebiete zunächst durch örtliche Faktoren maßgeblich beeinflußt. Das zeigt sich besonders deutlich bei Mechernich, wo die groben Konglomerate des tieferen Buntsandsteins eine Lokalfazies darstellen, die keine unmittelbare Parallele im Trierer Raum findet.

Im Zusammenhang damit bestand auch über die obere Begrenzung des Mittleren Buntsandsteins im Mechernicher Gebiet noch keine Übereinstimmung. BLANCKEN-

HORN ließ die Grenzziehung noch offen, indem er eine Zone „gemischter Schichten“ zwischen die beiden Buntsandstein-Stufen einschaltete. SCHÖMER (1939) u. a. wollten den Oberen Buntsandstein mit dem roten Deckgebirge im Hangenden des Erzlagers beginnen lassen. Die Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Mechernich und der Bohrungen im Erzrevier führten später dazu, einen Komplex von etwa 40 m über dem Erzlager aus petrographischen Gründen noch dem Mittleren Buntsandstein zuzurechnen (SCHRÖDER 1954).

Inzwischen gelang es, im unmittelbaren Hangenden dieser Schichtfolge die von E. M. MÜLLER (1954) aus dem Saarland beschriebene „Violette Grenzzone“ bzw.

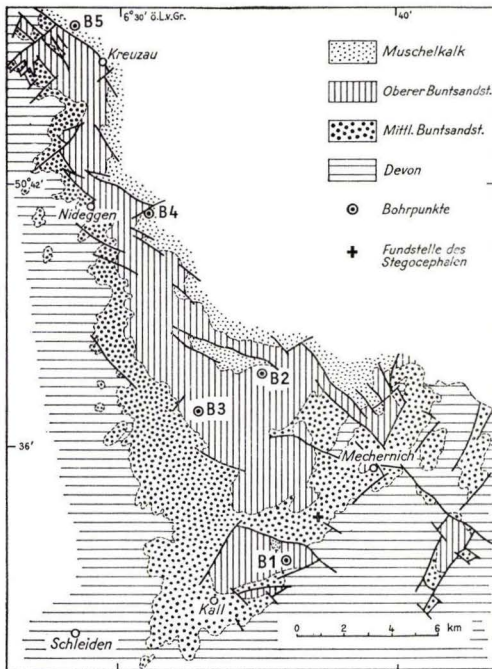


Abb. 2. Die Verbreitung des Buntsandsteins in der Maubach-Mechernicher Mulde mit dem Grenzverlauf Mittlerer/Oberer Buntsandstein und den Lagepunkten der beschriebenen Tiefbohrungen.

deren Äquivalent auch in der Maubach-Mechernicher Mulde festzustellen und damit die Grenze „sm/so“ ebenso wie in den weiter südlich gelegenen Verbreitungsgebieten des Buntsandsteins bei hinreichenden Aufschlüssen bis auf den Meter genau zu fixieren.

Die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im Gelände

In dem größeren Buntsandstein-Vorkommen der Mitteleifel, bei Gerolstein-Bettlingen, gleicht die Untergrenze des „so“ noch durchaus derjenigen in der nördlichen Trierer Bucht. Bezeichnend ist hier meist eine Geröllage, die neben den plötzlich erscheinenden dolomitischen Bildungen unmittelbar über fleckig verfärbtem mittelkörnigem Sandstein des „sm“ lagert (z. B. in einem Hohlweg bei Lissendorf).

Ganz entsprechende Verhältnisse sind aber auch wieder im Südostteil des Mechernicher Triasdreiecks anzutreffen. So beobachtet man in der Ortschaft Glehn, 5 km nordwestlich Mechernich, folgendes Profil (von oben nach unten):

- 1,8 m kreuzgeschichtete violettgraue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, Glimmer-, Dolomit- und Kaolin-führend, im höheren Teil geröllführend
- 0,3—0,5 m Gerölle bis Ei-Größe, durch tonigen Sand, Brauneisen und Dolomit verkittet, nach unten teilweise in eine Dolomitbröckelbank übergehend
- 0,05—0,1 m dunkelvioletter sandiger Schiefertone
mittelkörniger roter Sandstein, zuoberst mit gebleichten und verfärbten Partien („sm“)

Gegen Westen, zum Beckenrand hin, so z. B. bei Kall, nimmt diese verkittete Geröllbank noch an Mächtigkeit zu. Umgekehrt fehlt eine solche konglomeratische Lage weiter östlich. Bei Weißenbrunnen dicht westlich Mechernich liegt auf mittelgroßem ziegelrotem Sandstein mit Bleichungsflecken eine gelbe Dolomitbank, stellenweise von einer Bröckelbank unterlagert. Bunte Schiefertone und mürbe graue Sandsteine trennen sie von einem braunen geröllführenden dolomitischen Grobsandstein. Ähnliche Profile trifft man in der Umgebung immer wieder an.

Im Nordteil der Mulde fehlt vielfach eine charakteristische Grenzbank. Überall ist aber der plötzliche fazielle Umschlag von den mittelgroßen roten geröllführenden Sandsteinen des „sm“ zu der Folge von Sandsteinen verschiedener Farbe und Korngröße in der höheren Stufe sehr ausgeprägt. Dolomit-, Kaolin- und Glimmerführung sowie meist starker Tonanteil, im Bindemittel sowohl wie in Form von Tonstein-Lagen, und nicht zuletzt das rasche Auskeilen der verschiedenen Bänke sind typische Kennzeichen des „so“. Auch die auf S. 250 beschriebenen Dolomitbröckelbänke finden sich immer wieder, sowohl nahe der Basis wie in einem höheren Niveau.

Kaum eine Grenze innerhalb der Trias läßt sich im Gelände so gut verfolgen wie gerade die zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein (vgl. Abb. 2).

Das Schichtprofil des Buntsandsteins in den Tiefbohrungen

Im Hinblick auf die Ausführungen von JUX & PFLUG (1958) verdient die Frage besondere Beachtung, ob es sich bei den übertage beobachteten Gesteinsgrenzen tatsächlich um eine großräumige Überlagerung verschiedener Schichtenfolgen oder etwa um einen raschen seitlichen Fazieswechsel handelt. In dieser Hinsicht sind einige neuere Tiefbohrungen recht aufschlußreich, deren Befund zumeist an zusammenhängenden Kernfolgen studiert werden konnte (vgl. Abb. 3). Wie die Abb. 2 zeigt, verteilen sich die 5 Bohrpunkte auf die gesamte Triasmulde, so daß etwaigen Gesetzmäßigkeiten in der Schichtenfolge großräumigere Bedeutung zukommt.

In allen Bohrungen ist die Obergrenze des Mittleren Buntsandsteins scharf ausgebildet. Nirgends konnte eine Verzahnung der Gesteinsschichten vom Charakter der Mittleren und Oberen Stufe beobachtet werden, und immer wieder fiel sofort der starke petrographische Gegensatz in den Bohrproben beider Stufen auf.

Der Mittlere Buntsandstein ist in den Bohrungen 1 und 2 in zwei Schichtpakete unterteilt. Die tiefere Schichtenfolge umfaßt grobe Konglomerate in schroffem Wechsel mit mittelkörnigen mürben Sandsteinen. Sie stellt den Träger der Mecher-

nicher Bleierze dar⁵⁾. Das höhere Stockwerk besteht aus einer Wechselfolge von roten Sandsteinen, Tonstein-Schichten und konglomeratischen Lagen. Innerhalb dieser Folge, und zwar nahe der Basis, liegt beim Tagebau „Virginia“ die Fundstätte des von JUX & PFLUG beschriebenen Stegocephalen. Damit würde also auch dieser Fund noch ganz einwandfrei dem Mittleren Buntsandstein entstammen (vgl. Abb. 2).

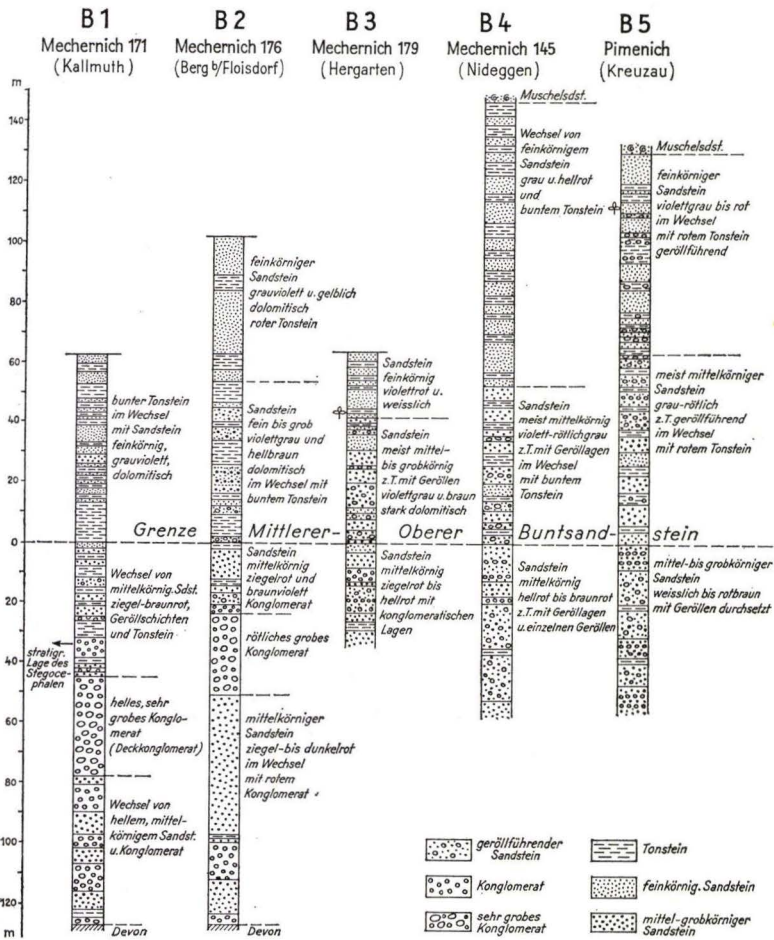


Abb. 3. Schichtprofile neuerer Tiefbohrungen im Bereich des Buntsandsteins der Nordeifel.

Weiter westlich (B 3 bis B 5) ist diese Zweiteilung nicht mehr durchführbar, da in dieser Richtung die starke Materialsonderung im tieferen Niveau und die Tonführung des höheren Abschnittes rasch abnehmen und — wie auch die Aufschlüsse an Urft

⁵⁾ Zur Frage der Genese dieser Lagerstätte, die JUX & PFLUG in ihrem genannten Aufsatz gleichfalls behandeln, wird im Rahmen der Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten ausführlich Stellung genommen.

und Rur zeigen — nach und nach die gesamte Folge des „sm“ aus roten, meist geröllführenden Sandsteinen und sandigen Konglomeraten besteht.

Der Obere Buntsandstein beginnt in B 2 und 3 mit stark dolomitischen Geröllschichten. In der hangenden Schichtenfolge sind alle bezeichnenden Merkmale des „so“ anzutreffen. Gleichzeitig gibt sich eine Untergliederung des gesamten Komplexes nach der Korngröße zu erkennen, wie sie im Gelände bisher nicht in dieser Deutlichkeit festgestellt werden konnte. Während im unteren Teil mittel- und grobkörnige, z. T. geröllführende Sandsteine in den Vordergrund treten, setzt sich der höhere Abschnitt ausschließlich aus feinkörnigen Sandsteinen mit Tonstein-Lagen zusammen. Man darf diese Verhältnisse wohl zwanglos der Gliederung in Zwischenschichten und Voltziensandstein innerhalb des süddeutschen Raumes zur Seite stellen, wenn damit auch keine stratigraphische Gleichsetzung i. e. S. erfolgen soll⁶⁾. Im übrigen ist bemerkenswert, daß innerhalb der unteren Folge zwischen B 2 und B 3, also auf 3 km Entfernung, bereits erhebliche Faziesverschiebungen auftreten. Ähnlich wie im höheren „sm“ nimmt mit Annäherung an den westlichen Beckenrand die Geröllführung zu, während der Tonstein-Anteil so gut wie ganz verschwindet.

Das Schichtprofil der Bohrung 4 bei Nideggen konnte lediglich nach Spülproben aufgestellt werden, so daß es im einzelnen Ungenauigkeiten aufweisen mag. Doch war auch dort, völlig unabhängig von den jüngeren Kernbohrungen, die gleiche Großgliederung festzustellen, wie in B 2 und B 3. Ebenso konnte die Grenze zum hangenden Muschelsandstein genau festgelegt werden. Beachtung verdient die große Gesamtmächtigkeit des Oberen Buntsandsteins von 146 m.

Auffallend tonig ist die 63 m starke Schichtenfolge des „so“ in der Kernbohrung 1, die im abgesunkenen Westfeld der ehemaligen Gewerkschaft Mechernich niedergebracht wurde und mit einer festen dolomitischen Bank beginnt. Etwas gröbere Sandsteine treten hier nur ganz untergeordnet auf. Wahrscheinlich steht dieses abweichende Profil noch in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Kallmuther Schwelle, jener erzgebirgisch gerichteten Aufwölbung, auf der kein Mittlerer Buntsandstein zum Absatz kam (SCHRÖDER 1954). Ob der tiefere „so“ (das Äquivalent der Zwischenschichten) in feinkörniger und stark toniger Entwicklung vorliegt oder möglicherweise ein höheres Niveau transgredierend auftritt, muß einstweilen offenbleiben.

Von der Bohrung Pimenich (B 5) bei Kreuzau im Norden des Triasdreiecks liegt nur eine unvollständige Kernfolge vor. Hier wurde der Buntsandstein, 2 km von der Grube „Maubacher Bleiberg“ entfernt, unter Tertiär und Muschelsandstein in einer überraschend großen Mächtigkeit und einer vom übrigen Triasgebiet stark abweichenden Fazies angetroffen. Drei Abteilungen kann man unterscheiden. Die untere, aus weißgrauen und rötlichen groben Sandsteinen mit Geröllen bestehend, gehört ohne Zweifel zum Mittleren Buntsandstein. Eine weitere, 60 m starke Folge mittel- bis grobkörniger, z. T. geröllführender Sandsteine mit Tonsteineinschaltungen dürfte den „Zwischenschichten“ des „so“ entsprechen, obschon hier karbonatische Bestandteile sehr zurücktreten. Sinngemäß gehören dann die feinkörnigen Sandsteinbänke im Hangenden zur höheren Abteilung des Oberen Buntsandsteins. Ihr besonderes Kenn-

⁶⁾ Möglicherweise umfaßt die obere Folge altersmäßig auch noch einen Teil der höheren feinkörnigen Zwischenschichten des Saarlandes.

zeichen sind tonige geröllreiche Zwischenlagen, die wieder auf geringe Entfernung des Beckenrandes hindeuten. Eine ähnliche, stark tonige Schichtfolge mit Geröllschichten lagert auf dem erzführenden „sm“ am „Maubacher Bleiberg“. Vermutlich greifen dort höhere Schichten des „so“ unter Ausfallen der „Zwischenschichten“ unmittelbar auf den Mittleren Buntsandstein über.

Ergebnisse

Im Gegensatz zu der Situation in der Trierer Bucht oder im Triasgebiet Saar-Lothringen, wo die Faziesverhältnisse über weite Gebiete hinweg relativ gleichförmig bleiben und damit eine Feingliederung erlauben, geben sich im Buntsandstein der Nordeifel bereits auf engem Raum recht beträchtliche Unterschiede in der Schichtenfolge zu erkennen. Sie sind offensichtlich dadurch bedingt, daß dieses Triasvorkommen weitgehend mit einer kleinen Spezielsenke innerhalb der Nord-Süd-Zone zusammenfällt, in der die westliche Randnähe zur Buntsandstein-Zeit besonders wirksam war. Auch die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteinprofils ist deshalb erheblichen Schwankungen unterworfen.

Um so bemerkenswerter ist die Tatsache, daß gewisse stratigraphische Grenzen und bestimmte Merkmale ganzer Schichtgruppen unverkennbar von den südlichen Triasräumen in das Nordeifeler Gebiet hinüberreichen. Das gilt insbesondere für den Grenzbereich Mittlerer und Oberer Buntsandstein. Die sog. „Violette Grenzzone“ E. M. MÜLLERS, die auf einen Hiatus in der Sedimentation hindeutet und einen plötzlichen, vermutlich klimatisch bedingten Fazieswechsel einleitet, ist im Kern der Nordeifeler Mulde ebenso typisch entwickelt wie in der Trierer Bucht oder im Saarland. Damit ist eine eindeutige stratigraphische Einstufung der schon immer zum Buntsandstein gerechneten sandigen Bildungen am Eifelrand im Rahmen der gesamten linksrheinischen Buntsandstein-Gliederung möglich geworden.

Im höheren Mittleren Buntsandstein läßt sich im Südostteil des Triasdreiecks eine Unterstufe abtrennen. Sie stellt zwar nur eine örtliche Fazies dar, ist aber insofern bedeutungsvoll, als in dieses Niveau die Fundschicht des Stegocephalen *Cyclotosaurus mechernichensis* n. sp. fällt⁷⁾.

Der Obere Buntsandstein von Mechernich läßt eine Zweiteilung in eine gröbere und eine feinkörnige und meist tonreichere Serie zu, wie sie etwa der Gliederung in Zwischenschichten und Voltziensandstein in Südwestdeutschland entspricht. Die höheren Schichten scheinen an den Beckenrändern in übergreifender Lagerung aufzutreten.

Die Grenze zum Muschelsandstein (Unteren Muschelkalk) ist ebensowenig scharf wie in den südlichen Verbreitungsgebieten, doch ermöglicht das erste Erscheinen mariner Fossilien, mit dem gewöhnlich auch das Auftreten typischer gelbgrauer Feinsandsteine, gelber Dolomitbänke und violetter Schiefertone verknüpft ist, meist eine

⁷⁾ Auf S. 250, Fußnote 2, wurde darauf hingewiesen, daß die tieferen Zwischenschichten des linksrheinischen Oberen Buntsandsteins offenbar dem Bausandstein des Sollings entsprechen. Sollte sich diese Auffassung, zu der beide Verf. unabhängig voneinander gelangt sind, bei weiteren paläogeographischen Untersuchungen bestätigen, würde der Amphibienfund etwa in die Hardegseener Gruppe des niedersächsischen Profils hinabrücken.

gute Abgrenzung vom Buntsandstein. Nirgends liegt der Muschelsandstein in der durch LUCIUS (1948) vom Ardennenrand beschriebenen gröberklastischen Randfazies vor, so daß er ohne Zweifel ursprünglich über das gesamte heutige Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins hinweggereicht hat. Andererseits fehlt auch hier jeder Hinweis auf eine starke Verzahnung mit den terrestrischen Ablagerungen, wie sie die von JUX & PFLUG vertretene These vom Muschelkalk-Alter des Mechernicher Buntsandsteins voraussetzen würde.

Genau so wie in den übrigen linksrheinischen Triasgebieten liegt also auch an der Nordeifel eine deutlich gegliederte Schichtenfolge von Mittlerem und Oberem Buntsandstein bis hin zum Unteren Muschelkalk vor. Faziesverschiebungen in ost-westlicher Richtung sind teilweise stark ausgeprägt, vollziehen sich aber innerhalb der einzelnen Stufen und Unterstufen.

Die stratigraphische Bedeutung des Mechernicher Labyrinthodonten

(WOLFGANG SCHMIDT)

Da bei der stratigraphischen Umdeutung der Buntsandstein-Schichten der Nord-eifel durch JUX & PFLUG dem Funde eines Stegocephalen besondere Beweiskraft zuerkannt wird, verdient diese paläontologische Neuentdeckung eine etwas genauere kritische Betrachtung⁸⁾.

JUX & PFLUG stellen den Mechernicher Labyrinthodonten zur Gattung *Cyclotosaurus* E. FRAAS 1889 (Fam. Capitosauridae VON MÜNSTER 1836) und begründen ihre stratigraphische Beurteilung der Fundschicht ausdrücklich und in erster Linie (S. 22 bis 23) auf diese Gattungs-Zugehörigkeit des Restes. Denn alle Funde von Art-Angehörigen dieser Gattung seien „eindeutig auf die höhere Trias beschränkt“ und so müsse man „aus diesen Betrachtungen ... folgern, daß *C. mechernichensis* n. sp. als ältester bisher bekannter Cyclotosaurier stratigraphisch Anis-Ladin (Muschelkalk!) anzeigt“.

Die Zugehörigkeit des Mechernicher Schädel-Fragmentes zu *Cyclotosaurus* wird (S. 19) mit dem Merkmal der „vom Tabulare und Squamosum vollständig umschlossenen Ohrlöcher“ begründet, „die für die Gattungsdefinition bestimmend sind“. Aus der Ähnlichkeit mit *Capitosaurus semiclausus* SWINTON 1927 (Oberer Buntsandstein!), bei dem der „Ohrschlitz ... fast geschlossen“ ist (S. 22), wird auf einen Übergang von *Capitosaurus* zu *Cyclotosaurus* geschlossen, der sich so vollzogen habe, daß mit zunehmend jüngerem geologischen Alter sich das Ohrloch zunehmend geschlossen habe. Nur aus diesen phylogenetischen Erwägungen heraus ist die Bemerkung von JUX & PFLUG (S. 22) zu verstehen: „Die Ausbildung der Ohröffnung von *Cyclotosaurus mechernichensis* n. sp. dürfte darauf hinweisen, daß diese Art geologisch jünger [als *Capitosaurus semiclausus*] ist, wenngleich sie innerhalb der Cyclotosaurier gewissermaßen ein Anfangsglied darstellt.“

⁸⁾ Über die gleichfalls von JUX & PFLUG im Zusammenhang mit der Altersdeutung des Mechernicher Buntsandsteins behandelten *Chirotherium*-Fährten äußerte sich kürzlich sehr kritisch H. SCHMIDT (Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 28, Wiesbaden 1959, S. 124, Anm. 1).

Der Mechernicher Stegocephale ist ein Einzel-Fund, der nach bisheriger Kenntnis keinerlei Art-Identität mit einem anderen Stegocephalen zeigt. Die Alters-Einstufung eines Einzel-Fundes lediglich auf Grund phylogenetischer Erwägungen hat bekanntlich oft schon zu Fehlschlüssen geführt. Ein solcher Schluß auf das Alter wäre höchstens (und auch dann nur mit Vorbehalt) berechtigt, wenn Merkmals-Änderungen in einer eindeutigen, einzigen Entwicklungs-Linie verliefen und wenn dann ebenso eindeutig der neue Einzel-Fund sich in diese Entwicklungs-Linie einordnen ließe. Speziell in diesem Falle wäre also nachzuprüfen, ob wir nach unseren heutigen Kenntnissen berechtigt sind, zu behaupten, daß nur eine einzige Entwicklungs-Linie von „*Capitosaurus*“ = *Parotosaurus* (noch ohne durch seitlichen Kontakt von Tabulare und Squamosum ringsum geschlossene Posttemporal-Öffnung) zu *Cyclotosaurus* (mit geschlossener Posttemporal-Öffnung) lief.

Neuere Untersuchungen haben nun gezeigt, daß das Merkmal einer ringsum geschlossenen Posttemporal-Öffnung keineswegs auf *Cyclotosaurus* beschränkt ist. Es ist auch anderen, sonst in vieler Hinsicht anders struierten Gattungen der Capitosauriden eigen, so wahrscheinlich *Rhadalognathus* WELLES 1947 und sicher *Paracyclotosaurus* WATSON 1958 und *Procyclotosaurus* WATSON 1958. So kommt WATSON (1958, S. 257) zu dem Schluß, „that the ‚Cyclotosaur‘ condition of total enclosure of the otic membrane by contact of the tabular and squamosal lateral to it has arisen more than once, and hence cannot by itself characterize a genus“.

Wenn aber innerhalb der Capitosauriden dieses Merkmal unabhängig voneinander mehrfach in verschiedenen Entwicklungs-Linien erworben wurde, wie es WATSON doch wahrscheinlich gemacht hat, wenn also die ringsum geschlossene Tympanal-Öffnung nicht Merkmal nur der einen Gattung *Cyclotosaurus* und darüber hinaus wohl überhaupt kein Gattungs-Merkmal ist, dann läßt sich auch keine exakte Aussage mehr über den Zeitpunkt machen, an dem dieses Merkmal innerhalb der verschiedenen Linien zum ersten Mal auftrat. Schon damit sind Rückschlüsse auf das stratigraphische Alter des Mechernicher Labyrinthodonten lediglich auf Grund phylogenetischer Erwägungen hinfällig.

Es fragt sich nun, ob wir auf Grund der neuen Untersuchungen von WATSON⁹⁾, die es verbieten, die geschlossene Ohr-Öffnung als Gattungs-Merkmal überzubewerten, das Mechernicher Fragment überhaupt noch zu *Cyclotosaurus* stellen dürfen. Betrachtet man die Photos des Mechernicher Restes auf Taf. 1 und 2 bei JUX & PFLUG, so erheben sich Zweifel, ob ihre Rekonstruktion (Abb. 2, S. 18) ganz den Tatsachen entspricht. Nach den Photos scheint doch die Posttemporal-Öffnung fast kaum oder nur gerade eben durch das auf jeden Fall sehr schmale Tabulare geschlossen zu sein, anders als es die Rekonstruktion angibt. Die von WATSON (1958, S. 258) aufgestellte Gattung *Subcyclotosaurus* bezieht sich auf einen in vieler Hinsicht sehr ähnlichen, allerdings kleineren Schädel, der ebenfalls durch ein relativ schmales Tabulare mit abgerundetem Vorsprung in Richtung auf das Squamosum gekennzeichnet ist, ohne daß es hier allerdings schon zu einer vollkommenen Umschließung der Otical-Öffnung

⁹⁾ Da seine Arbeit 1958 erschienen ist, war sie JUX & PFLUG, die sie nicht zitieren, unbekannt. Sie hätten sicher bei Kenntnis dieser Arbeit einige ihrer Schlußfolgerungen vermieden.

gekommen wäre. Auch sonst ist die Übereinstimmung groß, so in der relativen Größe der Augen-Höhlen, im Verlauf des postorbitalen Astes der Sinnes-Linie über dem Supratemporale in Richtung auf die Supraorbital-Linie usw. Aber auch zur Gattung *Parotosaurus* JAEKEL aus dem Buntsandstein von Helgoland [*P. helgolandiae* (SCHROEDER), *P. fronto* (VON MEYER)] und Bernburg [*P. nasutus* (VON MEYER)] zeigt das Mechnicher Stück zweifellos Beziehungen.

Herr Professor Dr. Freiherr VON HUENE, Tübingen, hatte die Freundlichkeit, auf eine Frage nach seiner Meinung über die Gattungs-Zugehörigkeit des Mechnicher Exemplares am 9. Februar 1959 brieflich mitzuteilen:

„Der *Cyclotosaurus mechnichensis* hat noch keine rund abgeschlossene Posttemporal-Öffnung, sondern eine apfelkern-förmige, die also noch kaum erst nach der Seite geschlossen war wie bei den typischen Cyclotosauriern. Das Tabulare hinter der Öffnung ist noch schmal wie bei der Gattung *Parotosaurus*, die im Buntsandstein zuhause ist (*nasutus*, *fronto*, *helgolandiae*). Diese genannten Gattungen, oder besser Art-Komplexe, gehen alle ineinander über. Der Fund aus Mechnich wird am besten als *Subcyclotosaurus* oder *Parotosaurus mechnichensis* (JUX & PFLUG) zu bezeichnen sein. Auf die stratigraphische Deutung braucht er keinen ändernden Einfluß zu haben. Die otische Region von *Procyclotosaurus* („*Capitosaurus*“) *stantonensis* (WOODW.) sieht gleich aus wie bei dem Fund von Mechnich.

Ich glaube also, daß der Fossilfund die bisherige geologisch-stratigraphische Altersdeutung nicht ändernd beeinflußt, sondern eher bestätigt.“

Zusammenfassend ist festzustellen: Der von JUX & PFLUG als *Cyclotosaurus mechnichensis* beschriebene Labyrinthodonten-Rest berechtigt nicht dazu, die diesen Fund enthaltenden Schichten vom Buntsandstein in den Muschelkalk zu versetzen. Die Zugehörigkeit des Restes zur Gattung *Cyclotosaurus* erscheint zweifelhaft.

Schriftenverzeichnis

- BLANCKENHORN, M.: Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Kommern, Zülpich und dem Roertale. — Abh. preuß. geol. L.-A., 6, 135 S., 3 Taf., Berlin 1885.
- BÖCKH, E.: Sedimentation und Krustenbewegungen im Oberen Buntsandstein zwischen Neckar und Main. — Diss. Univers. Heidelberg 1957.
- FORCHE, F.: Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 15, S. 15—55, 9 Abb., Hamburg 1935.
- GRAUVOGEL, L.: Sur un horizon à galets de dolomie fossilifère dans le grès à voltzia (trias inf.) des vosges. — C. R. Acad. Sc., 232, S. 2033—2034, Paris 1951.
- HILDEBRAND, E.: Die stratigraphische Stellung des Karneolhorizonts. — Cbl. Mineral. usw., Abt. B, 1929, S. 41—49, Stuttgart 1929.
- LUCIUS, M.: Das Gutland. — Erl. geol. Spez. Karte Lusbg., Bd. 1. — Veröffentlichungen d. Luxbg. Geol. Dienstes Bd. V, 408 S., 30 Abb., 4 Taf., Luxembourg 1948.
- MÜLLER, E.: Der Buntsandstein zwischen Vogesen und Trierer Bucht. — Dipl. Arb. Geol. Inst. Univers. Saarl., Saarbrücken 1952.
- Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Annales Univ. sarav., III/3, S. 176—201, 6 Abb., 6 Karten, 6 Taf., Saarbrücken 1954.
- REIS, O.: Erl. Geol. Spez. Karte Bayern, Blatt Zweibrücken. München 1903.
- SCHAD, A.: Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östlichen Saargebietes. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, 14, 84 S., 2 Abb., 1 Taf., München 1934.

- SCHÖMER, R.: Chirotherien-Fährten aus dem Buntsandstein von Mechernich (Eifel). — N. Jb. Min. etc., Abt. B, 82, S. 155—159, Stuttgart 1939.
- SCHRÖDER, E.: Erläuterungen zu Blatt Zülpich — geol. Karte v. Preußen usw., Liefg. 318, Berlin 1938.
- Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Z. deutsch. geol. Ges., 103, S. 209—215, 3 Abb., Hannover 1952.
- Zur Paläogeographie des Mittleren Buntsandsteins bei Mechernich/Eifel. — Geol. Jb., 69, S. 417—428, 6 Abb., Hannover 1954.
- SCHUSTER, M.: Die Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins 2. a) Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, 9, 58 S., 2 Taf., 9 Abb., München 1933.
- STAESCHE, K.: Der Buntsandstein des Saarlandes. — Festschr. 44. Tgg. Oberrhein. Geol. Ver. Saarbrücken, 1, S. 39—91, Saarbrücken 1927.
- WATSON, D. M. S.: A new Labyrinthodont (*Paracyclotosaurus*) from the upper Trias of New South Wales. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology, 3, 7, S. 233—263, Taf. 27—31, 16 Abb., London 1958.

Manuskript eingegangen am 5. 1. 1960

Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau¹⁾

Von **FATHOLLAH BOZORGNIA**, Teheran

Mit 8 Abbildungen

Inhalt

A. Einleitung und Problemstellung	267
B. Die Schichtfolge	267
I. Das Tertiär	268
1. Oligozän	268
a) Mittel-Oligozän (Rupelien)	268
b) Ober-Oligozän (Chattien)	269
2. Miozän	270
Unter-Miozän (Aquitanien)	270
3. Pliozän	272
II. Das Quartär	272
C. Spezielle, besonders mikropalaeontologische Untersuchungen am Profil des Steinbruches von Weisenau	272
D. Vergleichende Untersuchungen des Aquitanien in der näheren Umgebung des bearbeiteten Gebietes	277
E. Zusammenfassung	280
Schriftenverzeichnis	281

¹⁾ Gekürzt aus: FATHOLLAH BOZORGNIA: „Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung der mikropalaeontologischen Untersuchungen im Steinbruch Weisenau.“ Dissertation Mainz 1958.

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. H. FALKE, von März 1956 bis Juni 1957 an der Universität Mainz durchgeführt. Für wertvolle Ratschläge bei der Geländearbeit wie auch bei den Untersuchungen im Laboratorium möchte ich ihm herzlich danken.

Herrn Professor Dr. H. TOBIEN danke ich für eine gemeinsame Begehung des Geländes, Herrn Dr. F. DOEBL, Bruchsal, für die Nachbestimmung der Mikrofossilien. Weiterhin danke ich Herrn Dr. H. BANK, Mainz, für freundliche Hinweise und Herrn E. WEYL, Mainz, für die photographische Aufnahme der Mikrofossilien. Die Mikrofossil-Namen wurden von Herrn Dr. F. DOEBL, Landau, im April 1959 auf den neuesten Stand gebracht.

Die Arbeit wurde zur Veröffentlichung von H. G. REHKOPF, Mainz, überarbeitet.

A. Einleitung und Problemstellung

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich südlich von Mainz, westlich des Rheins, von Weisenau bis Gau-Bischofsheim (s. Abb. 1).

Es umfaßt damit einen Teil des rheinhessischen Plateaus und dessen Abbruch zum Rheintal.

Geologisch gesehen gehört das Gebiet zum Mainzer Becken, in dem, beginnend im Mittel-Oligozän (Alt-Tertiär), in zweimaliger Abfolge marine, brackische, limnische und fluviatile Sedimente abgelagert wurden.

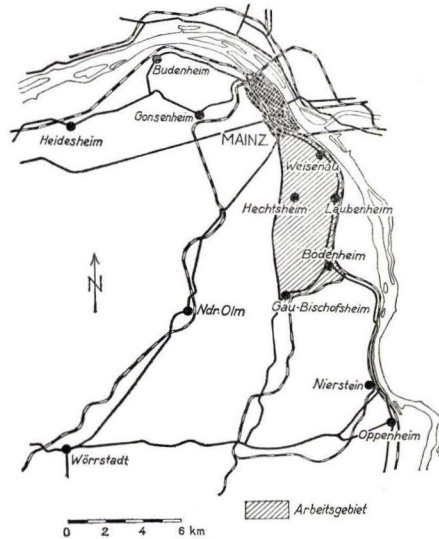


Abb. 1. Übersichtsskizze zur Lage des Arbeitsgebietes.

In dieser Arbeit soll der Versuch unternommen werden, besonders die stratigraphische Gliederung des Aquitanien in dem zuvor beschriebenen Raum auf mikropalaeontologischer Grundlage unter Berücksichtigung der faziellen Einflüsse zu klären.

Da nur der Weisenauer Steinbruch eine fast lückenlose Untersuchung des Aquitanien gestattete, werden diese Ergebnisse nach der Beschreibung der gesamten Gesteinsabfolge vom Oligozän bis zum Pliozän in einem besonderen Kapitel dargestellt.

Die hier gewonnenen Erkenntnisse werden schließlich mit weiteren Untersuchungen des Aquitanien in der Umgebung des kartierten Gebietes verglichen und erlauben anhand bestimmter Faunen-Horizonte weitergehende stratigraphische Aussagen.

B. Die Schichtfolge

Die Abfolge liegt als wenig gestörtes Schichtpaket vor, das mit etwa $4-6^\circ$ nach Nordwesten einfällt. Wegen mächtiger Löß-Bedeckung ist das Gebiet außerordentlich arm an Aufschlüssen. Nur am Ost- und Südost-Abhang des Plateaus treten die vorwiegend kalkigen Schichten zu Tage.

Abb. 2 zeigt das räumliche Auftreten der einzelnen Schichtglieder.

I. Das Tertiär

1. Oligozän

a) Mittel-Oligozän (Rupelien)

Rupelton

Der Rupelton tritt, sonst weitgehend von Löß bedeckt, nur an einem schmalen Streifen südsüdöstlich von Bodenheim, an den beiden Seiten des Weges nordöstlich

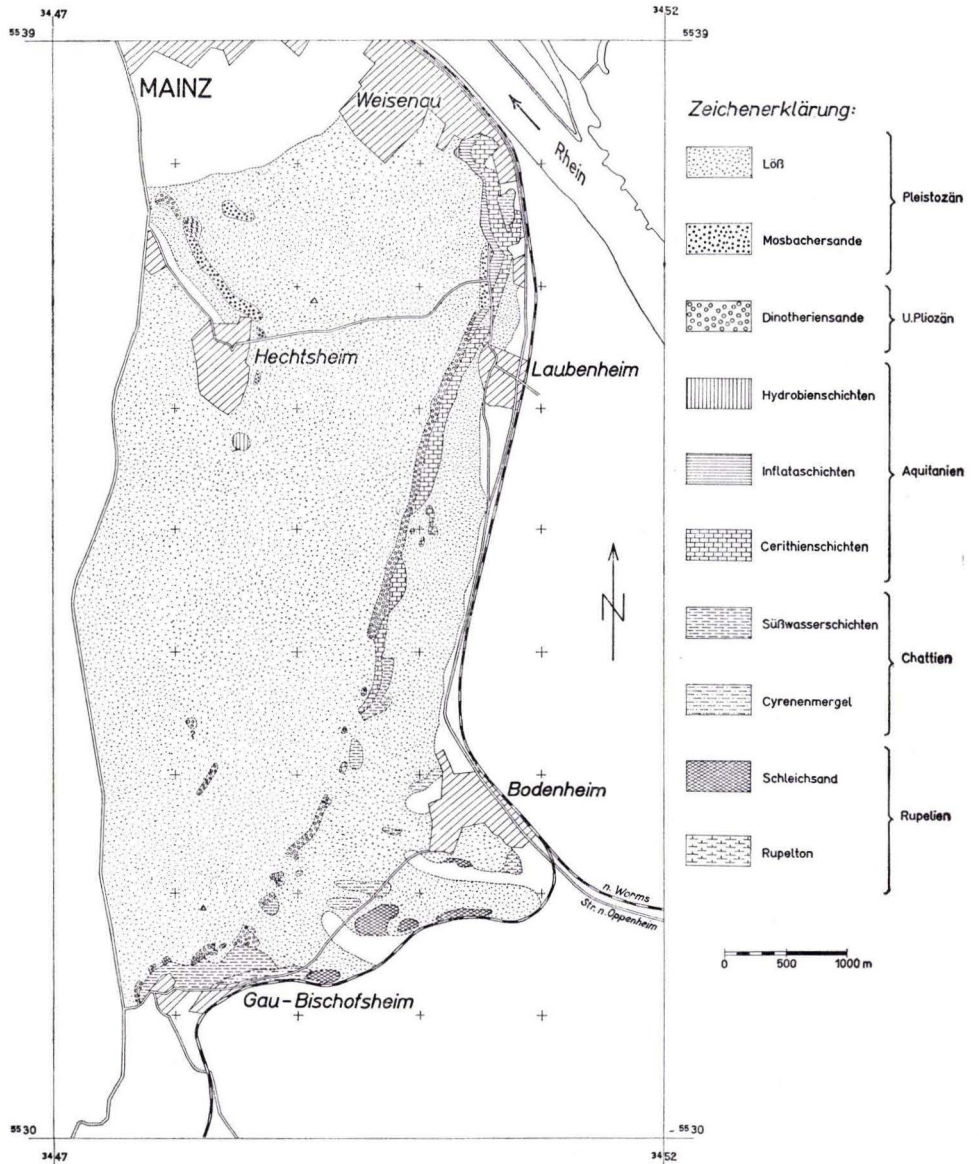


Abb. 2. Übersichtskarte des Arbeitsgebietes.

der evangelischen Kirche zu Tage. Es handelt sich um einen fetten, graugrünen Ton bis Tonmergel, der von Makrofossilien völlig frei ist. Der Schlämmrückstand besteht aus Quarz und wenig Schwefeleisen und hat die in Abb. 3 angeführten Mikrofossilien geliefert. Die gesamte Fauna, besonders *Spiroplectamina carinata intermedia*, entspricht dem oberen Rupelton (SPANDEL 1909 und DOEBL 1954).

Schleichsand

Der Schleichsand ist entweder als graugrüner bis gelblicher, feinkörniger, glimmerreicher Sand oder als graugrüner bzw. bläulicher, sand- und glimmerhaltiger Mergel ausgebildet. Er ist mehrfach aufgeschlossen oder erbohrt worden. Der größte Aufschluß liegt östlich der Straße Bodenheim—Gau-Bischofsheim, etwa 700 Meter südwestlich von Bodenheim, am Nordhang eines kleinen Tales. Der graugrüne, schwach sandige Mergel ist hier etwa 15 Meter mächtig und enthält die in Abb. 3 erwähnten Mollusken.

b) Ober-Oligozän (Chattien)

Cyrenenmergel

Der Cyrenenmergel ist im Gebiet Bodenheim—Gau-Bischofsheim verbreitet (s. Abb. 2). Seine Mächtigkeit beträgt etwa 15 Meter. Er ist als graugrüner bzw. grauer bis bläulicher, schwach sandiger Mergel ausgebildet. Eingeschaltet sind hin und wieder feinkörnige, glimmerhaltige, hellbraune Sande. Das Sediment ist sehr fossilreich und läßt sich in zwei Teile untergliedern (vgl. HÖLZL 1957):

1. unterer Teil mit *Postamides plicatus galeotti* NYST (etwa 10 Meter),
2. oberer Teil mit *Polymesoda convexa* (BRONG.) (etwa 5 Meter).

Der beste Fossilpunkt befindet sich am Wasserbehälter, 700 Meter südsüdwestlich von Bodenheim. Er ergab die in Abb. 3 angeführte Makro- und Mikrofauna.

Süßwasserschichten

Die Süßwasserschichten bestehen aus grünem, bläulichem, grauem und graugrünem Ton bis mergeligem Ton mit eingeschalteten sand- und glimmerreichen Mergellagen. Wo die kalkigen Cerithienschichten über ihnen erhalten sind, sind sie meist durch starken Hangschutt verdeckt. Ihre größte Verbreitung haben die Süßwasserschichten im Raume Gau-Bischofsheim (s. Abb. 2). Hier beträgt ihre Mächtigkeit etwa 35 Meter. Teilweise sind sie von Löß überdeckt. Weiterhin finden sich die Süßwasserschichten hin und wieder bis zum Steinbruch Weisenau, wo sie sehr wahrscheinlich durch die im unteren Abschnitt der Tongrube anstehenden Schichten vertreten werden. Mehrere Proben aus dem Raume Gau-Bischofsheim, die mikropalaeontologisch untersucht wurden, lieferten die in der Zusammenstellung auf Abb. 3 angegebene Fauna. Das Vorkommen von Foraminiferen in Süßwasserschichten kann entweder durch Umlagerung oder durch marine Einschläge bedingt sein. Eine Entscheidung über ihre Herkunft läßt sich nicht ohne weiteres treffen.

Die Abgrenzung der Süßwasserschichten gegen den Cyrenenmergel gestaltet sich insofern schwierig, als beide Einheiten keine wesentlichen petrographischen Unterschiede zeigen. Auch aufgrund der mikropalaeontologischen Untersuchungen ist diese Grenze nicht genau bestimmbar. Jedoch ist der Cyrenenmergel reich an Makrofossi-

lien, die in den Süßwasserschichten fast völlig fehlen. Es erscheint daher gerechtfertigt, die Grenze zwischen beiden Einheiten dorthin zu legen, wo die Makrofossilien des Cyrenenmergels aufhören. Die obere Grenze der Süßwasserschichten, gegen die Cerithiensichten, ist scharf und an der Platten Hohl erfaßbar. Hier liegen kalkig ausgebildete Cerithiensichten mit vielen *Potamides sp.* und großen, mit der Lupe sichtbaren *Quinqueloculina sp.* auf bläulichen, makrofossilfreien Kalkmergeln, die zum oberen Teil der Süßwasserschichten gehören.

2. Miozän

Unter-Miozän (Aquitanien)

Cerithiensichten

Die marinen Cerithiensichten sind im Raume Weisenau—Gau-Bischofsheim kalkig ausgebildet, und zwar in Form von Kalkgeröllen, unverfestigten Kalkkonglomeraten und Calcareniten (REICE 1952, PETTIJOHN 1948) sowie feinkörnigen, dichten, harten Kalkbänken, Kalkmergeln und Mergelkalken. Sie sind zwischen Laistenberg und Weisenau verbreitet.

Ein vollständiges Profil dieser Schichten finden wir im Steinbruch Weisenau. Es wurde genau aufgenommen und wird in einem späteren Kapitel beschrieben. Die gesamte vorgefundene Aquitan-Fauna ist aus den Abb. 4 und 5 zu ersehen.

Weiterhin sind die Cerithiensichten in zwei kleinen Steinbrüchen am Johannesberg gut aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Schichten beträgt im Steinbruch Weisenau etwa 25 Meter und nimmt nach Süden bis zum Laistenberg auf 2,5 Meter ab. Noch weiter südlich sind sie fast völlig der Abtragung anheimgefallen.

Inflataschichten (Corbiculaschichten)

Die Inflataschichten (STEUER 1909, WAGNER 1926, 1930, 1931), früher Corbiculaschichten, liegen in der gleichen petrographischen Ausbildung wie die Cerithiensichten vor, unterscheiden sich jedoch von diesen durch deutliche Schichtung infolge eingeschalteter Mergellagen zwischen den dickbankigen, harten bzw. lockeren Kalken. Gut aufgeschlossen sind die Inflataschichten nur im Weisenauer Steinbruch, wo sie im oberen Teil in einer Mächtigkeit von etwa 25 Metern auftreten. Von dort lassen sie sich durch Schlagbohrungen unter geringmächtigem Löß bis zum alten verlassenen Steinbruch nördlich des Friedhofes von Laubenheim verfolgen. Weiter südlich fehlen die Inflataschichten.

Hydrobienschichten

Der größte Teil der Hydrobienschichten in unserem Raum ist sehr wahrscheinlich in der postaquitanischen Zeit abgetragen worden. Ein Rest findet sich noch im nördlichen Teil des Weisenauer Steinbruches. Auf einen halben Meter graubraunen bis gelben Mergel folgt etwa 2,5 Meter mächtiger weißgelber Hydrobienschill, der nur aus *Hydrobia elongata* (FAUJAS) gebildet wird. Nördlich des Hechtsheimer Wasserwerkes befand sich früher ein Steinbruch, der heute völlig zugeschüttet ist. Nach WENZ 1921 waren hier Hydrobienschichten aufgeschlossen.

Makro-Fauna	Mikro-Fauna
Hydrobienschichten Inflataschichten Cerithienschichten	} aus Abb. 4 u. 5 zu ersehen
Süßwasserschichten	
	<i>Bolivina cf. beyrichi carinata</i> Rss. <i>Globigerina bulloides</i> D'ORB. <i>Cibicides</i> sp. <i>Bulinina</i> sp. <i>Robulus</i> sp. <i>Globorotalia</i> sp. <i>Globotruncana</i> sp. <i>Nonion</i> sp. <i>Candona praecox</i> STRAUB <i>Stenocypris</i> sp. <i>Ilyocypris</i> sp. Streifen-Ostracoden Characeen-Oogonien
Cyrenenmergel	
<i>Polymesoda convexa</i> BRONG. <i>Pitaria incrassata</i> var. <i>obtusangula</i> SANDB. <i>Corbulomya crassa</i> SANDB. <i>Potamides plicatus</i> var. <i>galeotti</i> NYST <i>Potamides lamarcki</i> BRONG. <i>Murex conspicuus</i> SANDB. <i>Tympanotonos margaritaceus</i> BROCC.	<i>Elphidium nonionoides</i> (ANDR.) <i>Eponides kiliani</i> (ANDR.) <i>Globigerina bulloides</i> D'ORB <i>Pyrulina lanceolata</i> (RSS.) <i>Quinqueloculina impressa</i> <i>subovalis</i> ANDR. <i>Nodosaria ewaldi</i> RSS. <i>Nodosaria cf. kinkelini</i> SPAND. <i>Guttulina</i> sp. <i>Dentalina</i> sp. Kreide-Foraminiferen <i>Cytheromorpha zinndorfi</i> (LIEN.)
Schleichsand	
<i>Pedalion maxillata sandbergeri</i> (DESH.) <i>Glycimeris obovata</i> (LAM.) <i>Pitaria incrassata</i> (SANDB.) <i>Pitaria splendida</i> (MERI.) <i>Ostrea cyathula</i> LAM. <i>Siphonochelus cuniculus</i> (NYST.)	
Rupelton	
	<i>Quinqueloculina impressa subovalis</i> ANDR. <i>Bolivina beyrichi</i> RSS. <i>Gyroidina girardana</i> (RSS.) <i>Spiroplectamina carinata intermedia</i> (SPAND.) <i>Pyrulina lanceolata</i> (RSS.) <i>Dentalina</i> sp. <i>Paracyprideis cf. rarefistulosa</i> (LIEN.) <i>Loxoconcha</i> sp. <i>Seeigelstacheln</i> <i>Pteropoden</i> <i>Fischzähne</i> Characeen-Oogonien

Abb. 3. Die Fauna des untersuchten Gebietes.

3. Pliozän

Mit der Ablagerung der Hydrobienschichten verläßt das Meer endgültig das Mainzer Becken. Im Laufe des Mittel- und Ober-Miozän wurden die Schichten des Aquitanien teilweise oder ganz, besonders im Süden des bearbeiteten Gebietes, wieder abgetragen. So liegen in der Umgebung der Ebersheimer Hohle nur Reste der Cerithienschichten vor, stellenweise liegt das Jung-Pliozän (J. BARTZ 1949) unmittelbar auf den Süßwasserschichten. Es sind weiße, grauweiße, kalkfreie Sande, Kiese und sandige Tone. Sie treten an den Hängen von Gau-Bischofsheim bis Weisenau fast ununterbrochen auf. Etwa 1 Kilometer nördlich von Hechtsheim, gegenüber der französischen Kaserne, liegen im Westen und Norden einer alten Sandgrube unter mächtiger Lößbedeckung weiße und gelbbraune Kiese und Sande, die Kiesoolithgerölle und Hornsteine enthalten. Nach BARTZ handelt es sich um Jung-Pliozän.

II. Das Quartär

Der größte Teil des bearbeiteten Gebietes ist von quartären, besonders diluvialen Ablagerungen überdeckt. An einigen Stellen zwischen Hechtsheim und Weisenau treten gelbe, graugelbe, feinkörnige, glimmer- und kalkhaltige Sande mit darüberliegendem rostbraunem Ton auf. Die petrographische Ausbildung spricht für Mosbacher Sande. Das weitaus vorherrschende Sediment ist der Löß, der stellenweise über 6 Meter mächtig ist. Seine stratigraphische Einstufung ist schwierig. Nach Mitteilung von Herrn Dr. ZAKOSEK, Wiesbaden, dem ich für seine Mithilfe danke, gehört der Löß wahrscheinlich in das Würm III.

Hangschutt und umgelagerter, verlehmteter Löß stellen abschließende alluviale Bildungen dar.

C. Spezielle, besonders mikropalaeontologische Untersuchungen am Profil des Steinbruches von Weisenau

Die Abfolge des Tertiärs vom obersten Oligozän bis zu den Hydrobienschichten ist besonders gut im Steinbruch Weisenau der Firma Heidelberger Portland-Zementwerke aufgeschlossen.

1. Das Chattien (?)

In einer in der Steinbruchsohle eingelassenen Tongrube stehen tonig-mergelige Sedimente an. Im tieferen Teil sind es Tone bis Mergeltone, deren Farbe zwischen dunkelgrau und graugrün wechselt. Zum Hangenden hin gehen sie in dunkelgraue, sandige Mergel über. In der Sohle des Steinbruches wurde im Jahre 1956 eine 24,35 Meter tiefe Bohrung niedergebracht. Sie durchteufte die gleiche Schichtfolge, die in der Tongrube angetroffen wird.

Die Probenentnahme erfolgte in der Bohrung so oft wie möglich, in der Tongrube im Abstand von einem halben Meter. Das Ergebnis der mikropalaeontologischen Schlämmanalyse ist in Abb. 4 dargestellt.

Nach diesem Befund ist die stratigraphische Stellung der Schichten nicht eindeutig. Es erhebt sich die Frage, ob sie zum Ober-Chattien oder zum Unter-Aquitanien ge-

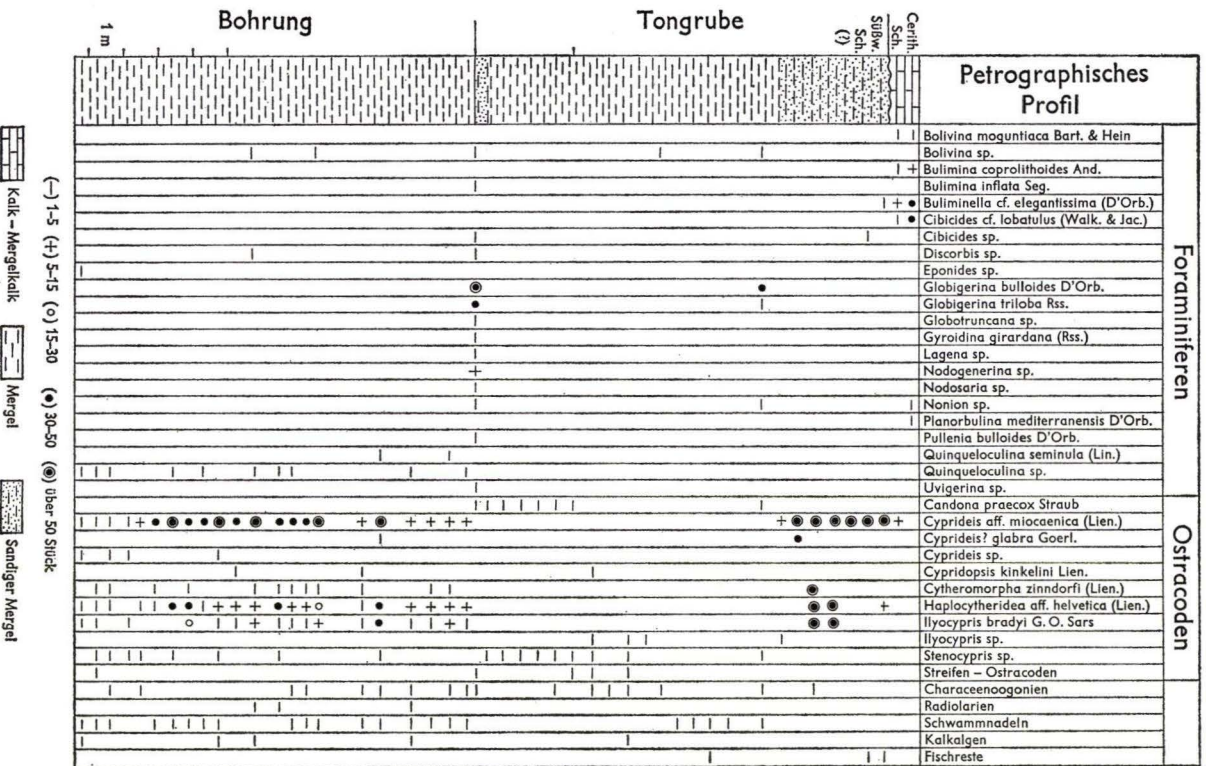


Abb. 4. Verteilung der Mikrofossilien im Profil der Tongrube des Steinbrunnens von Weisenau.

hören. In der in der Bohrung angetroffenen Brackwasser-Fauna (untere 11,5 Meter des Profils von Abb. 4) tritt besonders häufig *Cyprideis aff. miocaenica* (LIEN.) auf.

Ihre stratigraphische Stellung ist noch vieldeutig, denn sie kommt im Aquitanien, eventuell aber auch tiefer vor. Die Foraminiferen des darüber folgenden Faunenhorizontes, 13 Meter unter der Steinbruchsohle (s. Abb. 4), geben keine Auskunft über das Alter dieses Horizontes und sind unter Umständen umgelagert und entstammen tieferen Horizonten des Oligozäns.

Die in den 9 Meter mächtigen Mergeln des hangenden Teils der Tongrube (Teufe 13 bis 4 Meter) vorgefundenen Mikrofossilien: *Candona praecox* STRAUB, *Stenocypris sp.*, *Ilyocypris sp.*, *Streifen-Ostracoden* und *Characeen-Oogonien* sind dagegen nach den bisherigen Befunden typische Vertreter der Süßwasserschichten. Im höchsten Teil dieser Mergel (Teufe 4,5 Meter) schaltet sich ein Foraminiferen-Horizont ein, der bereits das Einsetzen der marinen Cerithienschichten ankündigt (s. Abb. 4). Von Teufe 4 bis 1 Meter sind dunkelgraue bis bläuliche, schwach sandige, schwefeleisenhaltige Mergel aufgeschlossen, die außerordentlich reich an Brackwasser-Ostracoden sind.

Die beschriebenen Schichten haben also im Liegenden und Hangenden brackischen, im mittleren Teil (9 Meter grauer Mergel) limnischen Charakter.

Der mikropalaeontologische Befund würde aufgrund der in den mittleren Mergeln gefundenen Fauna für ein Ober-Chattien-Alter der Schichten sprechen. Jedoch möchte ich mich in dieser Hinsicht nicht festlegen, da die Möglichkeit besteht, daß weitere palaeontologische Funde eine andere Aussage erlauben.

Im Hangenden der beschriebenen Schichten setzen, 1 Meter unter der Steinbruchsohle, die kalkigen Cerithienschichten ein.

2. Das Aquitanien

a) Cerithienschichten

Die etwa 25 Meter mächtigen Cerithienschichten im Weisenauer Steinbruch lassen sich petrographisch in zwei Teile gliedern. Der liegende Teil besteht aus Kalkmergeln bis mergeligen Kalken, die noch im obersten Teil der Tongrube auftreten. An der Basis des Steinbruches gehen sie rasch in feinkörnigen, lockeren, porösen Kalk über. Die Kalke sind fast rein und bestehen zu 98% aus CaCO_3 .

Der hangende Teil der Cerithienschichten beginnt mit der Perna-Bank. Es sind harte Kalke mit dünnen Mergel-Zwischenlagen. In dieser Abfolge liegen Calcarenite, zum Teil mit Schrägschichtung, und kleine Algenstotzen. Die Calcarenite bestehen aus Kalk-Sanden, verkrusteten Foraminiferen und Bruchstücken von Molluskenschalen. Echte Ooide treten nicht auf, obwohl hier und dort das Gestein einen oolithischen Eindruck macht.

Auffallend ist, daß sich die Perna-Bank nicht, wie sonst im Mainzer Becken, an der Basis, sondern in der Mitte der Cerithienschichten findet.

Die gesamten Cerithienschichten sind sehr fossilreich und enthalten die für sie typische und bekannte Makro-Fauna (s. Abb. 5).

Die mikropalaeontologische Schlämmanalyse von 26 Proben, die aus den Cerithienschichten entnommen wurden, lieferten die in Abb. 5 angeführte Mikro-Fauna.

Das Auftreten der Mollusken *Pedalion oblonga* (RÖM.-BÜCH.) und *Pitaria incrassata solida* (SANDBG.) im liegenden Teil der Cerithienschichten beweist rein marine Ent-

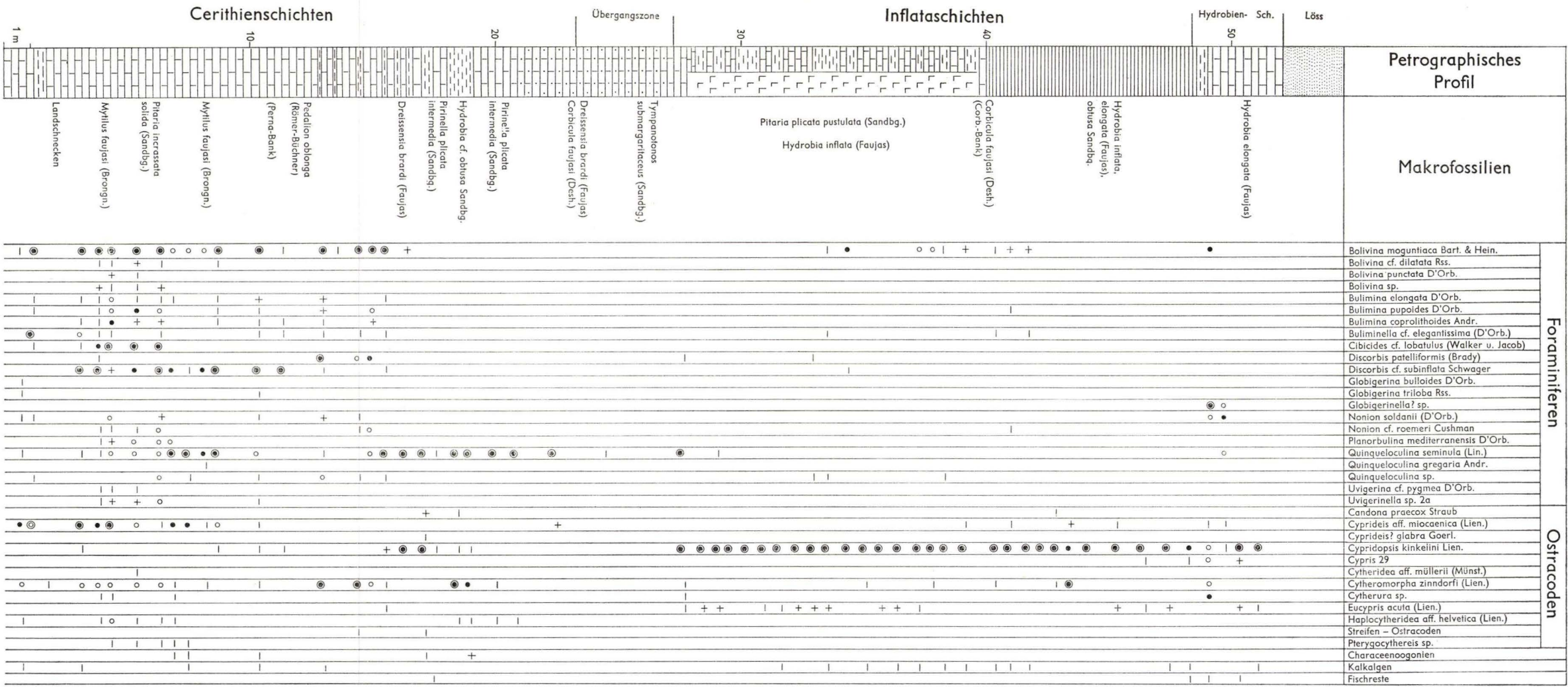


Abb. 5. Verteilung der Makro- und Mikrofossilien im Profil des Steinbruches von Weisenau (zusammengefäßtes Profil).

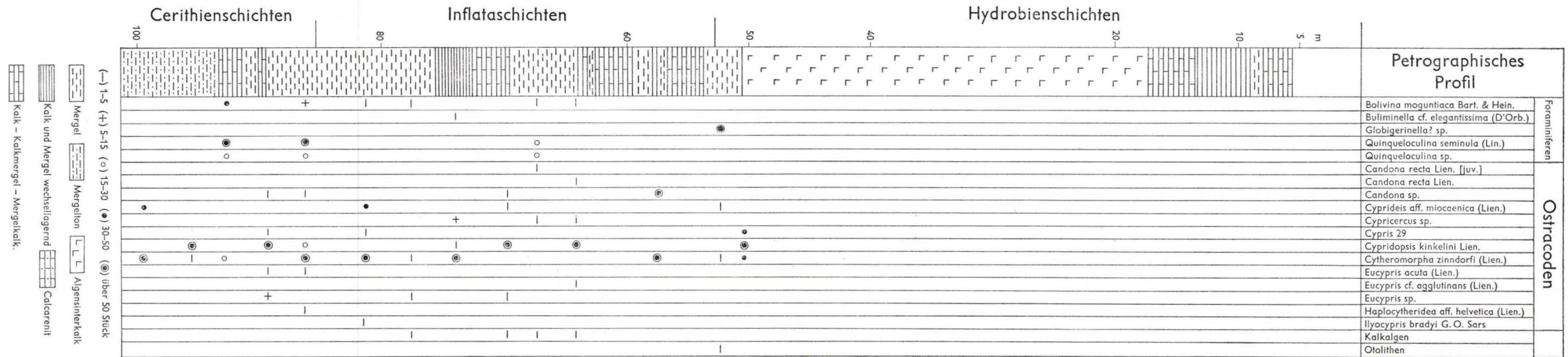


Abb. 7. Verteilung der Mikrofossilien im Profil der Bohrung Badenheim 4.

stehung dieser Sedimente. *Mytilus faujasi* BRONG. und eingeschwemmte Landschnecken zeigen jedoch die Nähe der Küste an.

Das Verhalten der Foraminiferen und Ostracoden in den Cerithienschichten ist aus den Profilen (Abb. 4 und 5) und dem Häufigkeitsdiagramm (Abb. 6) zu ersehen.

Die Foraminiferen im liegenden Teil der Schichten sind arten- und individuenreich. Es handelt sich vorwiegend um marine Formen wie: Bolivinen, Buliminen, Globige-

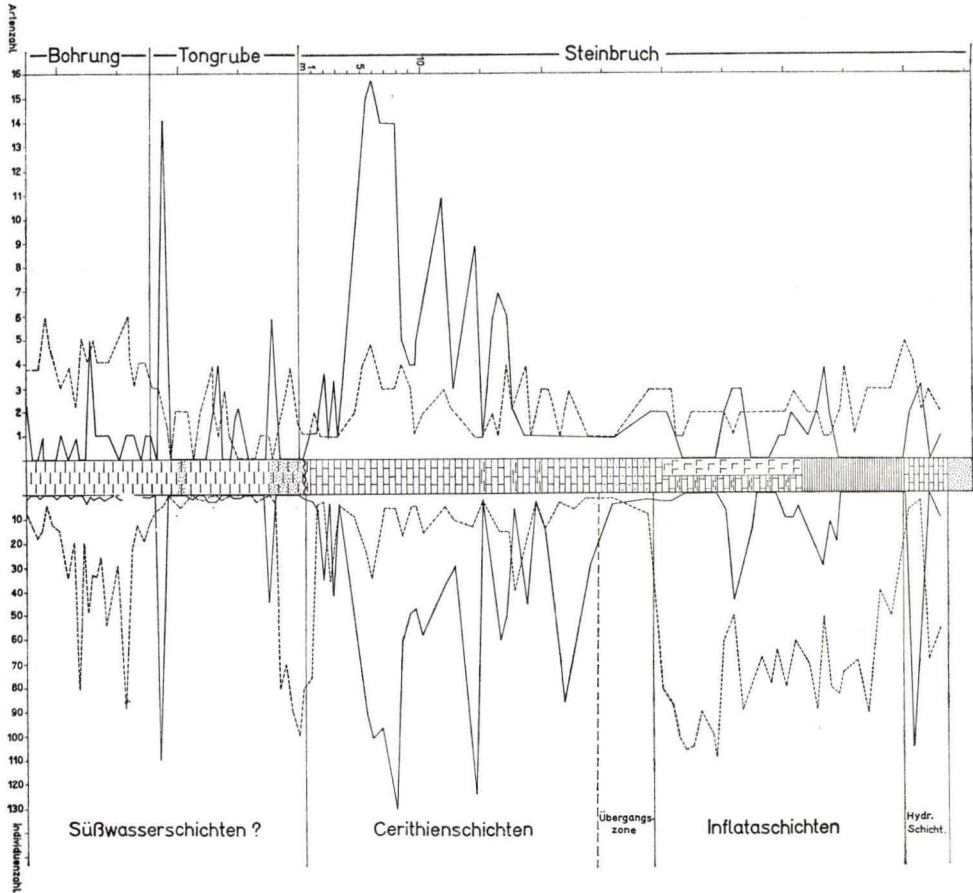


Abb. 6. Diagramm über Artenzahl (linker Teil) und Individuenzahl (rechter Teil) der Foraminiferen und Ostracoden im Profil der Tongrube und des Steinbruches von Weisenau

----- = Foraminiferen
 ————— = Ostracoden

Darstellung der petrographischen Einheiten wie in Abb. 4 u. 5.

rinen und Discorbis. Der Artenreichtum nimmt aber zum hangenden Teil der Schichten hin rasch ab, bis im oberen Teil nur noch eine Art, *Quinqueloculina seminula* (LIN.), auftritt. Diese Brackwasserform hat hier ihre größte Verbreitung und erlischt schlagartig mit dem Beginn der Inflataschichten.

Auch bei den Ostracoden nehmen die marinen Formen wie *Cyprideis* und *Cytherura* zum Hangenden hin ab, während brackische Formen wie *Cypridopsis* und *Eucypris* zunehmen.

Aus diesen Befunden ergibt sich, daß es sich bei den Cerithienschichten um marine, küstennahe Sedimente handelt, die zum Hangenden hin allmählich brackischer werden.

b) Inflataschichten

Die etwa 22 Meter mächtigen Inflataschichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Kalken und Kalkmergeln bis Mergeln und unterscheiden sich durch ihre gute Schichtung deutlich von den Cerithienschichten. Der Fossilinhalt ist in Abb. 5 dargestellt.

Im unteren, mehr kalkig ausgebildeten Teil liegen geringmächtige Mergellagen zwischen mächtigen Kalkbänken. Algensinterkalke, die an manchen Stellen eine Mächtigkeit bis zu 12 Metern erreichen, sind sehr verbreitet.

Die Grenze zu den oberen Inflataschichten ist durch eine 0,15—0,20 Meter mächtige Bank aus braunem *Corbicula*-Pflaster mit *Corbicula faujasi* (DESH.) leicht festzulegen.

Der hangende Teil der Inflataschichten setzt sich aus einer Wechsellagerung von dünnen Algensinterkalken, Hydrobienschill und Mergelbänken zusammen. *Hydrobia inflata* und *Hydrobia elongata* sind in großer Zahl im ganzen Schichtkomplex anzutreffen. Bemerkenswert ist, daß sich häufig auf den Schichtflächen der Kalke Trockenrisse finden, die auf einen zeitweiligen Trockenfall in diesem Ablagerungsraum hinweisen. Außerdem ist das Auftreten von Algensinterkalken, die hier und dort Riffe bilden, für küstennahe Lage bezeichnend.

Aufgrund der vorgefundenen Makrofauna, insbesondere des reichlichen Auftretens von *Hydrobia inflata* (FAUJAS), sind diese Schichten den Inflataschichten zuzurechnen.

Die Mikrofauna wurde aus Proben gewonnen, die im Abstand von 0,5 Meter entnommen wurden. Die Ostracoden sind in den Inflataschichten artenarm, aber individuenreich. Es handelt sich vorwiegend um Süß- bis Brackwasserformen wie *Candona praecox* STRAUB, *Eucypris acuta* (LIEN.) und *Cypridopsis kinkelini* LIEN.

Foraminiferen finden sich in diesen Schichten selten. Ihr Auftreten beschränkt sich auf einzelne Proben, in denen sie dann aber relativ arten- und individuenreich sind (s. Abb. 5 und 6). Es handelt sich um marine (Bolivinen und Buliminen) und brackische (Quinqueloculinen) Formen. Die marinen Formen sind ihrer Häufigkeit und ihres Erhaltungszustandes nach nicht umgelagert. Es handelt sich also bei den Inflataschichten um brackische Ablagerungen mit einzelnen marinen Einflüssen.

c) Hydrobienschichten

Die 2,5—3 Meter mächtigen Hydrobienschichten sind nur im nördlichen Teil des Steinbruches Weisenau aufgeschlossen. Ihr Fossilinhalt ist ebenfalls in Abb. 5 dargestellt. Die Grenze zu den Inflataschichten bildet ein brauner Mergel, der viele Foraminiferen enthält. Darüber liegen etwa 2 Meter gelber Hydrobienschill, der fast nur aus *Hydrobia elongata* (FAUJAS) besteht.

Der Mergel, mit dem die Hydrobienschichten beginnen, enthält an Foraminiferen vorwiegend eine *Globigerinella*-ähnliche Form. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn

Dr. DROOGER, Utrecht, an Herrn Dr. DOEBL, Landau, während der Miozän-Tagung im April 1959 in Kiel handelt es sich nicht um *Globigerinella*, sondern um eine bislang unbekannte Gattung. Die Form deutet auf marine Entstehung der Ablagerungen. Die Individuenzahl der Ostracoden nimmt gleichzeitig mit Einsetzen des foraminiferenreichen Horizontes sehr stark ab. Diese Abnahme beschränkt sich auf die brackischen Formen wie *Cypridopsis kinkelini* LIEN. und *Eucypris acuta* (LIEN.), während die marine Form *Cytherura sp.*, die in den Inflataschichten völlig fehlt, hier noch einmal in großer Zahl angetroffen wird. Das häufige Vorkommen der *Globigerinella*-ähnlichen Form, die hier im Aquitanien erstmalig auftritt, ist sehr auffällig. Nach Ansicht von Herrn Dr. HILTERMANN vom Amt für Bodenforschung in Hannover (schriftliche Mitteilung vom 16. 8. 1957) scheint es sich um einen stratigraphisch sehr wichtigen Horizont zu handeln. Da der Gattungsname der hier vorherrschenden Foraminiferen-Form noch nicht festgelegt werden konnte, wird der Horizont vorläufig „Basis-horizont“ genannt. Die Mächtigkeit dieses Horizontes im Steinbruch Weisenau beträgt etwa 1 Meter. Der darüber liegende Hydrobienschill enthält die *Globigerinella*-ähnliche Form nicht mehr. Hier findet sich wieder häufig die Brackwasser-Ostracode *Cypridopsis kinkelini* LIEN.

Aus den beschriebenen Verhältnissen geht hervor, daß sich die Basis der Hydrobienschichten als mariner Horizont deutlich heraushebt.

D. Vergleichende Untersuchungen des Aquitanien in der näheren Umgebung des bearbeitenden Gebietes

1. Budenheimer Steinbruch der Bonner Portland-Zementwerke A.G.

Der Steinbruch Budenheim liegt 10,5 km nordwestlich von Weisenau (s. Abb. 1). Von der Bonner Portland-Zementwerk A.G. wurden in der Umgebung des Steinbruches sechs Bohrungen niedergebracht. Es bot sich die Gelegenheit, diese zu untersuchen. Die Bohrung 4 am Waldfriedhof, zwischen Budenheim und Gonsenheim, durchteufte Hydrobien-, Inflata- und Cerithienschichten, die Bohrung 6, angesetzt auf der Sohle des Steinbruches, noch die Hydrobien- und ebenfalls die Inflata- und Cerithienschichten. Bohrprofile und Fauna der beiden Bohrungen sind in Abb. 7 und 8 dargestellt. Auch hier tritt die *Globigerinella*-ähnliche Form an der Basis der Hydrobienschichten erstmalig und zwar sehr häufig auf. Dieser Horizont liegt in der Bohrung 4 etwa bei 53,5 Meter, in der Bohrung 6 bei 2 Meter und in der Tongrube des Steinbruches in dem dunkelgrauen, bituminösen Mergel. Dieser Mergel überlagert eine für diese Schichtfolge charakteristische dolomitische Kalkbank und bildet den hangendsten Teil der Tongrube. In Bohrung 4 wurde bei Teufe 93 und 85 Meter ein sehr häufiges Auftreten von *Quinqueloculina seminula* (LIN.) beobachtet. Da diese Form in den darüberliegenden Schichten sehr selten wird, wurde die Grenze Cerithien-/Inflataschichten in die Teufe 84 gelegt. Diese Grenzziehung wäre analog zu der in Weisenau. Auch dort beginnen die makrofossil-belegten Inflataschichten da, wo *Quinqueloculina seminula* (LIN.) zurücktritt.

Ebenso konnte die Grenze in der Bohrung 6 in Teufe 32 Meter festgelegt werden. Nur sind hier die Verhältnisse nicht so deutlich, da auch die Inflataschichten relativ viele Foraminiferen enthalten. Von den 21 Foraminiferenarten aus den Cerithien-

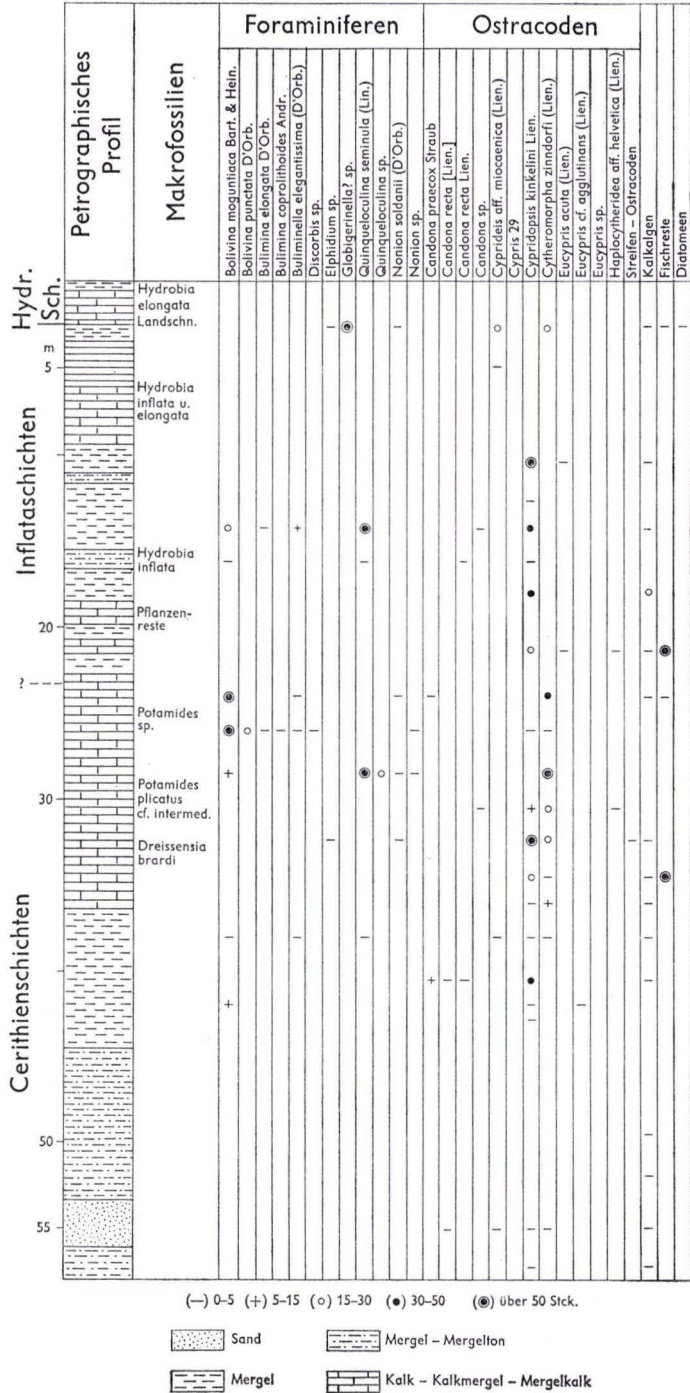


Abb. 8. Verteilung der Makro- und Mikrofossilien im Profil der Bohrung Budenheim 6.

schichten im Steinbruch von Weisenau wurden in Bohrung 4 nur vier und in Bohrung 6 nur elf Arten wiedergefunden. Auch die Individuenzahl ist in Budenheim viel geringer. Die dafür auftretenden Ostracoden: *Candona praecox* STRAUB, *Candona recta* LIEN., *Candona recta* (LIEN.), *Candona sp.*, *Cypridopsis kinkelini* LIEN. und *Streifen-Ostracoden* sind vorwiegend Süß- bis Brackwasserostacoden.

Damit kann man annehmen, daß die Cerithienschichten im Raume Budenheim in einem brackischeren Milieu als in Weisenau abgelagert wurden.

2. Steinbruch der Firma Dyckerhoff bei Oppenheim

Der Oppenheimer Steinbruch liegt 13,5 km südlich von Weisenau (s. Abb. 1). Ein vollständiges Profil des dortigen Aquitanien findet sich in einer Arbeit von THEWS (1957). Auch hier tritt im höchsten Teil der Cerithienschichten *Quinqueloculina semimula* (LIN.) sehr häufig auf, während sie in drei Proben aus den Inflataschichten fehlt. Daher kann auch hier mit Hilfe des „*Quinqueloculina*-Horizontes“ die Grenze Cerithien-/Inflataschichten festgelegt werden. Wie an den vorher beschriebenen Stellen ist auch in Oppenheim ein Horizont mit der *Globigerinella*-ähnlichen Form zu finden, der mit dem untersten braunen Horizont übereinstimmt, den THEWS als Grenze zwischen den Inflata- und Hydrobienschichten ansieht. Drei Proben aus den Inflataschichten und sechs Proben aus dem über dem braunen Horizont liegenden Kalkmergel waren frei von dieser Form, so daß die Grenzziehung durch das häufige Auftreten der *Globigerinella*-ähnlichen Form erleichtert wird.

3. Steinbruch der Firma Dyckerhoff bei Amöneburg

Der Steinbruch Amöneburg liegt 7,5 km nordnordöstlich von Weisenau. Im tiefsten Teil der Tongrube des Steinbruches liegen helle, graugrüne Mergel, die viele schlecht erhaltene Hydrobien enthalten. Eine genaue Bestimmung der Hydrobien ist deshalb nicht möglich. Da die Windungen, besonders die letzte, der gefundenen Exemplare sehr breit sind, wird vermutet, daß es sich dabei um *Hydrobia inflata* (FAUJAS) handelt. Somit würde der tiefste Teil der Tongrube den Inflataschichten entsprechen. Um die Grenze zwischen ihnen und den darüber im ganzen Steinbruch anstehenden Hydrobienschichten zu finden, wurden an der etwa 7 Meter hohen Wand der Tongrube 12 Proben im Abstand von 0,5 Meter entnommen. In Probe 9, 4 Meter über der Basis der Tongrube, tritt die *Globigerinella*-ähnliche Form sehr häufig auf; sie beschränkt sich auf diese eine Probe.

4. Verlassener Steinbruch 900 Meter nordöstlich von Ober-Ingelheim

Der verlassene Steinbruch bei Ober-Ingelheim liegt 16,5 km westlich von Weisenau. In seinem östlichen Teil ist eine harte, gelblich-graue Kalkbank aufgeschlossen, die *Corbicula faujasi* (DESH.) in großer Zahl enthält. Zwei Proben wurden unterhalb dieser Bank und vier oberhalb entnommen, jeweils im Abstand von 0,5 Metern. Im obersten Teil des Steinbruches, 1,5 Meter über der Kalkbank, liegt ein brauner Mergel der die *Globigerinella*-ähnliche Form, allerdings nur selten, geliefert hat. Daher kann dieser Mergel mit großer Wahrscheinlichkeit als der tiefste Teil des „Basishorizontes“ und somit als das Liegendste der Hydrobienschichten angesehen werden.

5. Bohrung Westerhäuserhof

Im Jahre 1958 wurde bei einer Bohrung am Westerhäuserhof, südöstlich von Ingelheim, in einer Teufe von 17 Metern der „Basishorizont“ in sehr deutlicher Ausbildung gefunden.

6. Bohrung Alsheim

Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. DOEBL, Landau 1959, wurde der gleiche „Basishorizont“ unlängst in einer Bohrung westlich von Alsheim, 25 Kilometer südlich von Weisenau, über den Inflataschichten angetroffen.

Der Vergleich zwischen den angeführten Fundpunkten hat gezeigt, daß an der Grenze zwischen Inflata- und Hydrobienschichten stets eine Häufung der *Globigerinella*-ähnlichen Form anzutreffen ist. Da diese in den Inflata- und Cerithienschichten nirgends angetroffen wurde, erlaubt der „Basishorizont“ vorerst eine genauere Grenzziehung zwischen Inflata- und Hydrobienschichten.

E. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit erfolgt eine Beschreibung der geologischen Verhältnisse zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim unter Berücksichtigung der mikropalaeontologischen Untersuchungen im Steinbruch Weisenau.

In dem Kapitel über die allgemeine stratigraphische Abfolge werden die einzelnen Schichtglieder mit ihrem petrographischen und palaeontologischen Inhalt behandelt.

Das liegendste Schichtglied des Tertiärs ist der Rupelton, der nur mikropalaeontologisch belegt werden konnte. Vom Schleichsand ist nur die Perna-Schicht aufgeschlossen. Der darüber folgende Cyrenenmergel des Chattien ist sehr fossilreich und kann in eine liegende und hangende Partie gegliedert werden. Die weitverbreiteten Süßwasserschichten enthalten keine Makrofossilien, wenige Foraminiferen, aber häufig Ostracoden. Das Miozän beginnt mit den Cerithienschichten, die durch die sogenannte Perna-Bank in eine untere, fast rein kalkige, und eine obere, mergelig-kalkige Schichtserie aufgeteilt werden können. Auch die im Hangenden folgenden Inflataschichten können in zwei Teile gegliedert werden, einen liegenden aus dickbankigen Kalken mit dünnen Mergel-Zwischenlagen und Algensinterkalken und einen hangenden mit dünnplattigen Kalken und Mergeln in Wechsellagerung, zwischen beiden tritt die Corbicula-Bank auf. Die Hydrobienschichten, die noch zum Aquitanien gehören, bestehen aus Kalkmergeln und Hydrobienschill. Jung-Pliozän, vermutliche Mosbacher Sande und Löß bedecken weitgehend die tertiären Ablagerungen.

In einem späteren Kapitel sind besonders die aquitanischen Schichten im Steinbruch von Weisenau mikropalaeontologisch genauer untersucht worden.

Die stratigraphische Stellung der in der Tongrube angetroffenen Schichten konnte nicht eindeutig geklärt werden, sie gehören wahrscheinlich den Süßwasserschichten des Ober-Chattien an. In den unteren Cerithienschichten sind Foraminiferen sehr häufig, nehmen aber zum Hangenden hin langsam ab, und in den obersten Teilen wird nur noch *Quinqueloculina seminula* (LIN.), allerdings sehr häufig, gefunden. Da diese Form in den Inflataschichten sehr stark zurücktritt, erlaubt der Horizont mit *Quinqueloculina* die Grenzziehung zwischen Cerithien- und Inflataschichten. In letzteren sind

Foraminiferen auf einzelne Horizonte beschränkt. Die Grenze zu den Hydrobienschichten wird durch einen Horizont mit einer *Globigerinella*-ähnlichen Form bestimmt. Diese Foraminifere tritt erstmalig und zwar sehr häufig an der Basis der Hydrobienschichten auf. Der charakteristische „Basishorizont“ bedarf einer eingehenderen Untersuchung, um festzustellen, ob die dort verbreiteten Formen pathologisch sind oder, wahrscheinlicher, bisher unbekannte Gattungen darstellen.

Die Vergleichsuntersuchungen ergaben, daß an weiteren Orten in der Umgebung der „Basishorizont“ an der Grenze Inflata-/Hydrobienschichten auftritt. Der *Quinqueloculina*-Horizont an der Grenze Cerithien-/Inflataschichten wurde ebenfalls an mehreren Punkten angetroffen.

Aus den angeführten Tatsachen ergibt sich, daß auf mikropalaeontologischem Wege Ansätze zu einer Gliederung des Aquitanien im Mainzer Becken gegeben sind.

Schriftenverzeichnis

- BARTENSTEIN, H. & W. HEINEMANN: Brackwasser-Foraminiferen im oberen Aquitan des Mittelrhein-Gebietes. Ein Beitrag zur Grenzziehung zwischen den Corbicula- und Hydrobienschichten innerhalb der Beckenfazies. — *Senckenb. Leth.*, **35**, S. 23—25, Frankfurt a. M. 1954.
- BARTZ, J.: Das Unterpliocän in Rheinhessen. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, **25**, S. 121—228, Stuttgart 1936.
- BROSIUS, M. & F. GRAMANN: Eine Oligocänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**, Wiesbaden 1957.
- CUSHMAN, J. A.: Foraminifera, their classification and economic use. — 4. Edition, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1950.
- DAM, A., TEN & TH. RHEINHOLD: Die stratigraphische Gliederung des Niederländischen Oligo-Miocäns nach Foraminiferen. — *Medd. Geol. Sticht.*, Serie C—V, **2**, S. 1—106, Taf. 1—10, Maastricht 1942.
- DOEBL, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mittelloligocän) im Mainzer Becken. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**, S. 57 bis 111, Wiesbaden 1954.
- EGGER, J.: Die Ostracoden der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Niederbayern. — *N. Jb. Mineral.*, 1958, S. 403—443.
- GEIB, K. W.: Die geologischen Verhältnisse des Mainzer Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Entstehung und der wirtschaftlichen Bedeutung seiner Sedimente. — *Sd.-heft z. 32. Jahrestagg. deutsch. Mineral. Ges. in Mainz*, S. 9—16, Idar-Oberstein 1954.
- GOERLICH, F.: Ostracoden der Cytherideinae aus der tertiären Molasse Bayerns. — *Senckenbergiana*, **34**, S. 117—148, Frankfurt a. M. 1953.
- Über die Genotypen und den Begriff der Gattungen Cyprideis und Cytheridea (Ostracoden). — *Senckenbergiana*, **33**, S. 185—192, Frankfurt a. M. 1952.
- HÖLZL, O.: Die Corbiculidae der oligocänen und miocänen Molasse Oberbayerns. — *Geologica Bavarica*, Bayer. geol. L.-Amt, **29**, S. 1—62, München 1957.
- LIENENKLAUS, E.: Die Ostracoden des Mainzer Tertiär-Beckens. — *Ber. senckenb. naturf. Ges.*, 1905, S. 1—47, Frankfurt a. M. 1905.
- PAALZOW, R.: Foraminiferen aus den Cerithiensanden von Offenbach am Main. — *Ber. Offenb. Ver. Naturk.*, **54—65**, S. 8—29, Offenbach 1924.
- PAUL, B.: Gliederung und Foraminiferenfauna des Rheintaltertiärs bei Bruchsal. — *Mitt. bad. Geol. L.-A.*, **12**, S. 1—52, Freiburg 1938.
- REUSS, A. E.: Beitrag zur Kenntnis der tertiären Schichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. — *Sd.-Ber. Akad. Wiss.*, **18**, S. 197—273, Wien 1856.

- SACAL, V. & A. DEBOURLE: Foraminifères d'Aquitaine. — Mém. Soc. Géol. France, **36**, Paris 1957.
- SCHAD, A.: Einige Ergebnisse der Erdölaufschlüsse bei Landau-Rheinpfalz. — Geol. Jb., **74**, S. 243—268, Hannover 1957.
- STAECHÉ, K. & H. HILTERMANN: Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. — Abh. Reichsstelle Bodenforsch., N. F., **201**, S. 1—26, Berlin 1940.
- THEWS, J. D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 197—205, Wiesbaden 1957.
- TRIOBEL, E.: Fossile Arten der Ostracoden-Gattung *Paracyprideis* Klie. — Senckenbergiana, **23**, S. 153—164, Frankfurt a. M. 1941.
- WAGNER, W.: Das Mainzer Becken. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **27**, S. 25—62, Stuttgart 1938.
- Oberoligocäne Süßwasserbildungen des Mainzer Beckens bei Vendersheim in Rheinhessen. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **36**, S. 12—19, Stuttgart 1954.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — (W. Ihrig) Heidelberg 1921.
- ZILCH, A. & K. G. A. FISCHER: *Tympanotonos francofurtanus* n. nom. und seine stratigraphische Bedeutung im Aquitan des Mainzer Beckens. — Arch. f. Molluskenkunde, **79**, S. 151—154, Frankfurt a. M. 1950.

Manuskript eingegangen am 28. 9. 1959

Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravolzhausen auf Grund von Molluskenfunden

Von

FRITZ HÄUSER, Windecken

Am 20. 3. 1959 entdeckte ich in Begleitung von Herrn Dr. med. KITTSTEINER, Hannau eine Reihe von paläolithischen Artefakten im Gelände der Tongrube Ravolzhausen, deren Untersuchung im Gange ist. Es lag nahe, um die Werkzeuge besser datieren zu können, auch eine stratigraphische Aufnahme der Fundstelle vorzunehmen. Bei mehreren Begehungen, unter anderen einer mit Herrn Prof. Dr. F. K. DRESCHER-KADEN, Hamburg, und einer weiteren mit Herrn Prof. Dr. W. WAGNER, Darmstadt, entdeckte ich am 5. 4. 59 an der Basis der nordwestlichsten Stelle des derzeitigen Abbaues eine schmale Bank mit zahlreichen Hydrobien.

Das von einigen Verwerfungen durchzogene und von einem doleritischen Basalt gangförmig durchbrochene Tertiär von Ravolzhausen setzt sich aus petrographisch sehr verschiedenen Schichten zusammen. An der Basis der Ziegelei treten 1. hell- bis dunkelmausgraue, blättrige, sandige und bituminöse Schiefertone auf, die zuweilen Ausscheidungen von Gipskriställchen zeigen. Darüber folgen 2. geringmächtige Sande, welche ihrerseits von 3. a) grauen Tönen überlagert sind. Durch einen erhöhten Kalkgehalt gehen sie örtlich in 3. b) Mergel über, welche stellenweise stark fossilführend sind. Zuweilen werden diese Tone und Mergel von Sandlagen, die z. T. stark eisenschüssig sind, durchzogen. Im Osten der Grube liegen an der Basis weiße bis gelbe Sande, über denen sich die unter 3. genannten Tone und Mergel fortsetzen. An der Grenze beider Gebiete zieht eine Schar kleiner Verwerfungen, die den westlichen Teil in ein tieferes Niveau absinken ließ.

Über den Tönen liegt eine Erosionsfläche, die von geringmächtigen pliozänen Geröllen bedeckt ist. Sie setzen sich aus gerollten, braunen Eisenschalen, Milchquarzen, Bauxitkugeln und feinerem Material zusammen. In diese Schicht eingedrückt und zwischen ihr und dem überlagernden Lehm, den ich als verlehmtten Löß deute, und der eine Mächtigkeit von höchstens 0,50 m hat, liegen größere bis 0,70 m lange Quarzite eingestreut. Ein großer Teil der kleineren Stücke zeigt deutlichen Artefaktcharakter. Diese Quarzite sind hier nicht auf primärem Lager. Entweder sind es Reste eines wesentlich höheren Niveaus und sind bei der Erosion leichter zerstörbarer Zwischenschichten immer tiefer sinkend an die jetzige Stelle gekommen, oder sie stammen aus einem weiter östlich gelegenen größeren Quarzit-

vorkommen am Rötelberg gegenüber dem Bruder Diebacher Hof und sind durch Eistransport im älteren Pleistozän verfrachtet worden.

Zwischen der Ziegelei und diesem östlichen Quarzitvorkommen liegt ein Kalkhorizont. Die Ergänzung des zuvor begonnenen Profils würde demnach über den unter 3. a) und 3. b) genannten Tonen und Mergeln 4. Kalke und schließlich 5. Quarzite bringen. Ob dazwischen noch weitere Schichten von anderem petrographischen Charakter liegen, ist nicht nachgewiesen, aber doch wahrscheinlich.

Bei meinem Datierungsversuch gehe ich von der höchstgelegenen Schicht, den Quarziten aus. Sie wurden von KINKELIN (1889) in das Oberpliozän gestellt. BÜCKING (1891, Erl. Bl. Langenselbold, S. 28–29) reiht sie in Übereinstimmung mit VON REINACH 1899 (Erl. Bl. Windecken, S. 16–17 und Bl. Hanau, S. 14) in das Aquitan ein. Er stellt sie zu den Corbículaschichten. VON REINACH hatte 1891 sowohl am Rötelberg gegenüber dem Bruder Diebacher Hof, wie auch beim Oppertshäuser Hof nahe Altenstadt *Tichogonia (Congeria)*, *Mytilus* und Hydrobien in den Quarziten gefunden. TROPP verweist in Übereinstimmung mit KLÜPFEL (1936) diese Gesteinsserie in das Helvet, gibt ihr also nicht ein untermiozänes, sondern ein mittelmiozänes Alter. Mir ist es nun gelungen, auch bei Ostheim einige Stücke von Quarzit zu finden, die voller Hydrobienkerne stecken. Sie gehören meistens zur *Hydrobia obtusa*; *Mytilus faujassi* ist in Bruchstücken, aber deutlich erkennbar, enthalten. *Hydrobia inflata* ist noch unsicher. Aber allein diese beiden Arten genügen, um den Quarziten ihren Platz in den Corbículaschichten zuweisen zu können.

In den tieferen Kalken fand BÜCKING (1891) *Hydrobia obtusa*, *Hydrobia inflata*, *Hydrobia atunensis* und *Tichogonia (Dreissena) brardi-Congeria brardi*. Wegen des Vorkommens von *Hydrobia inflata* verwies er „diesen Kalk an die Basis der Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, denen ein untermiozänes Alter zuerkannt wird“. Dieses Fossil gilt aber nach W. WENZ als Leitform der Corbículasstufe, wodurch die Einstufung der Kalke in das Aquitan ebenfalls als gesichert anzusehen ist (W. WAGNER 1959).

Die Tone und Mergel, welche miteinander und mit den Sanden wechsellagern, wurden schon 1876 bei Abschluß der Untersuchungen zu Blatt Langenselbold von BÜCKING für älter als die eben erwähnten Kalke erkannt. Sie gehören nach ihm „einer älteren Bildung, etwa den tieferen Corbículaschichten KOCH's, zu, welche dem Tertiär im Büdinger Wald und bei Münzenberg in der Ausbildung näher steht als den gleichalterigen Ablagerungen in der Mitte des Mainzer Beckens“. Ich muß auch dieser Alterseinstufung beipflichten. Neben einigen Fischwirbeln fand ich noch in einer schmalen 10–20 cm mächtigen Tonschicht eine Fülle von meist zerstörten Schnecken- und Schalen, die ich Herrn Prof. Dr. WAGNER gleich an Ort und Stelle am 5. 4. 59 und später auch Prof. Dr. DRESCHER-KADEN zeigen konnte. *Hydrobia obtusa*, die sowohl in den Cerithien- wie den Corbículaschichten vorkommt, aber in den Hydrobienschichten fehlt, ist reichlich vertreten. *Hydrobia inflata*, eine charakteristische Form der Corbículaschichten, kommt nur sehr viel seltener vor. Wegen ihrer bauchigen Form und der weiten Schalenöffnung ist sie stärker als die schlankere *obtusa* der zerstörenden Wirkung des bewegten Wassers ausgesetzt. Beim Schlämmen mußte ich feststellen, daß das mit Ton gefüllte Schneckenhaus durch den entstehenden Quellungsdruck im Wasser sehr leicht zerstört wurde. Das verhältnismäßig

selteneres Auftreten der *Hydrobia inflata* zur *Hydrobia obtusa* spricht für ein tieferes Niveau der Corbiculastufe. *Littorina tumida* BOETTGER ist zweifelhaft. Die Einstufung der Tone, Mergel und Sande ist somit ebenfalls eindeutig. Sie gehören zu den Corbiculaschichten der Aquitanstufe des unteren Miozäns.

Die Stellung der grauen bituminösen Schichten an der Basis der Grube ist noch nicht geklärt. Fossilfunde fehlen und petrographische Parallelen in unmittelbarer Nachbarschaft kenne ich nicht.

Dagegen habe ich keinen Grund, die liegenden Sande nicht auch wie v. REINACH und BÜCKING den Stubensanden der Blätter Windecken und Hüttengesäß gleichzusetzen und sie als besondere Fazies, und zwar als eine der ältesten der Corbiculastufe anzusehen. Ich sehe in ihnen auch eine Überleitung zu den mächtigen vorbasaltischen Tertiärsedimenten des Büdinger Waldes, die nichts anderes als eine länger anhaltende terrestre Fazies des Aquitan darstellen. Ich kann mich der Auffassung KLÜPFEL-TROPP, welche die Sande bei Windecken der Wetterstaustufe des Helvet zuweisen, nicht anschließen (TROPP 1936, S. 15). Wenn beide die Mächtigkeit von 300 m für die Corbiculastufe unter anderen Gesichtspunkten als Stütze für ihre Ansicht ansehen, diese Ablagerung dem Helvet zuweisen zu müssen, so vertrete ich die begründete Auffassung, daß die Corbiculastufe wirklich sehr mächtig ist und die Schichten unter einem sehr häufigen faziellen Wechsel entstanden sind, der die stratigraphischen Unterschiede bedingt. Gerade der Aufschluß in der Ravolzhausener Tongrube und die Fossilfunde in den Tonen und Quarziten, welche die Sande überlagern, stützen die alte Auffassung BÜCKINGS und VON REINACHS, die auch meine ist.

Ein neuer Aufschluß in der Ziegelei Ostheim unmittelbar neben der Windecker Straße, hat ein Profil freigelegt, das ich zur Zeit in Beobachtung und Bearbeitung habe, welches eine glückliche Ergänzung und Erweiterung des Profils von Ravolzhausen ergeben dürfte.

Schriftenverzeichnis

- BÜCKING, H.: Die geognostischen Verhältnisse des Büdinger Waldes und dessen nächster Umgebung, mit besonderer Berücksichtigung der tertiären Eruptivgesteine. — 17. Ber. Oberhess. Ges. Nat.- u. Heilkunde, S. 49—90, Tafel 2, Gießen 1878.
- Über die Aufnahmen auf den Blättern Gelnhausen, Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten. — Jb. Kgl. preuß. geol. L.-A. für 1888, S. LXXXI—LXXXVI, Berlin 1889.
- Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thür. St., Lfg. 49, Bl. Langenselbold, 42 S., Berlin 1891.
- Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. Thür. St., Lfg. 49, Bl. Gelnhausen, 31 S., Berlin 1891.
- HÄUSER, F.: Geologie der südöstlichen Wetterau. — Diss. 1933.
- Die Hanau-Seligenstädter Senke und ihre Randgebiete. Topographie, Geologie und Tektonik. — Beiheft zu „Hanau Stadt und Land“, 62 + VIII S., Hanau (Verl. Hanauer Geschichtsver.) 1954.
- Die Geologie des Büdinger Landes. — M. Kreis Büdingen, Wesen und Werden, 24 S., Büdingen (Verl. Hanauer Geschichtsver.) 1956.
- KINKELIN, F.: Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliocänsees in der Wetterau und im unteren Untermaintal bis zum Rhein. — Abh. senck. naturforsch. Ges., 31, S. 199—238, 1 Kte., 1 Profiltaf., 1 Abb., Frankfurt Main 1913.
- KOCH, K.: Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiär-Meeress im Mainzer Becken. — Ber. senck. naturforsch. Ges., 1876—1877, S. 75—93, Frankfurt Main 1877.
- Das Mainzer Becken und seine Veränderungen bis zu seiner Austrocknung. — Mainz 1878.

- TROPP, W.: Tertiärgeologische Untersuchungen am Südwestrande des Vogelsberges. 1936.
- WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 376—397, 1 Tab., Taf. 22, Wiesbaden 1959.
- WEILER, W.: Neue geologische und paläontologische Untersuchungen im südlichen Rheinhessen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) 16, S. 56—81, Taf. 4—8, Darmstadt 1935.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — 351 S., 518 Abb., 41 Taf., Heidelberg 1921.

Manuskript eingegangen am 4. 1. 1960

Die würmzeitliche Kleinfafauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen)

Von

REINHOLD HUCKRIEDE, Hannover

Die Entdeckung einer Reihe von steinzeitlichen Quarzit-Schlagstellen in Nieder- und Oberhessen, die eine z. T. unerschöpflich erscheinende Fülle klassischer Geräte der verschiedensten Kulturepochen vom Acheul und Levallois bis zum Mesolithikum liefern, mußte das besondere Interesse der Urgeschichtler und Geologen wieder auf die alte, bekannte Grabungsstelle Treis an der Lumda lenken. Ein Teil der vom Ausgräber Prof. H. RICHTER (1925) mitgeteilten Beobachtungen und Deutungen über die Stratigraphie der Hohlraum-Ausfüllungen und das einst gefundene Artefakt-Inventar wird umgedeutet oder bezweifelt (KRÜGER 1956, S. 7—18; 1957), und sowohl die Deutsche Quartärvereinigung (Eiszeitalter und Gegenwart 8, 1957, S. 212, 213, 215), als auch die Obermaier-Gesellschaft (FREUND 1959, S. 296, 297) haben auf Exkursionen die „Höhlensiedlung“ besucht und an Ort und Stelle die Meinungsverschiedenheiten und Probleme kennengelernt.

In den als Wohngrotten gedeuteten Hohlräumen I bis III sind Kontrollprofile nicht mehr zu gewinnen. Auch Gesteinsproben sind von der alten Grabung nicht mehr vorhanden; dazu ist ein großer Teil des paläontologischen und urgeschichtlichen Fundstoffes im Kriege vernichtet worden. Anhaltspunkte für die Stratigraphie der vollständig ausgeräumten „Grotten“ bieten aber noch „Grotte“ IV und die noch im alten Grabungsgebiet liegenden Ausfüllungen der Quarzitfelsen-Zwischenräume und Klüfte, wie sie verdienstvollerweise Dr. KRÜGER hat aufschürfen lassen. Das umfangreichste Profil, dem sich auch das derzeitig angeschnittene der „Grotte“ IV einpassen läßt, bietet vor allem die hohe schmale Kluft (B) bei der „Grotte“ IV.

Dem von allen sich um Treis rankenden urgeschichtlichen Vorstellungen unbefangenen Geologen zeigt diese Kluft ein einfaches Bild: Unter einem mächtigen, periglazial gerutschten Block von Tertiärquarzit liegen

1. um 0,6 m LÖB, gelbbraun, gespickt mit groben Tertiärquarzit-Stücken,
2. um 2,0 m LÖB, bräunlichgelb. Die unteren 1,4 m enthalten grobe Brocken von Tertiärquarzit und Basaltgerölle. Ohne scharfe Grenze geht die Schicht hervor aus
3. 1,1—1,5 m lößhaltiger Fließerde, gelbbraun, voller Basalt-, Bauxit- und Quarzit-Stücke. Sie enthält Partien, in denen die LÖB-Komponente zunimmt und der Gehalt an beigemengten Steinen zurücktritt. Eine solche, kaum 0,6 m aushaltende, maximal

0,2 m starke linsenförmige Einschaltung liegt um 0,6 m von der Unterkante der Fließerde entfernt. Die untersten 4—5 cm der Fließerde sind sehr tonig und braunviolett verfärbt.

4. um 0,3 m tertiärer Fein- bis Mittelsand, gelb, in den obersten cm rostbraun.

Über tertiären, nicht zu Quarzit verfestigten Sanden liegt also eine \pm stark lößhaltige Fließerde, die allmählich in einen \pm mit Gesteinsschutt verunreinigten Löß übergeht. Reste eines fossilen Bodens gibt es in diesem Löß nicht, und man hat den Eindruck, daß Fließerde und Löß der gleichen Kaltphase des Würm angehören.

Auf einer Exkursion wurde jedoch von berufener Seite der Verdacht geäußert, die oben erwähnte lößige Einschaltung im Fließerde-Komplex trenne zwei verschiedene Fließerden, nämlich jene des Würm 1 und 2, und der Löß gehöre dem Würm 3 an. Aus diesem Grunde wurde die Kleinf fauna des Profils untersucht, ob sie für eine solche Aufteilung der Schichtserie spricht. Herrn Dr. KRÜGER sei Dank für die Anregung und die Hilfe bei der Probenentnahme, Frau Dr. SOERGEL und Herrn Dr. WEILER für die Bestimmung des Vogelcoracoids und der Fischechuppe.

Die Faunen

Probe 1: Fester, gelbbrauner, kalkhaltiger Löß, 4,3 m über Basis des Grabungsanschnittes. Aufbereitet wurden etwa 15 kg. Enthält vereinzelt gerundete Bröckchen von Basalt, Bauxit, Buntsandstein oder Tertiärsandstein, Splitter von Tertiärquarzit, kalkige Wurzelröhrchen, aber kaum Sandkörner.

Pupilla muscorum (LINNÉ) häufig
Succinea oblonga DRAPARNAUD häufig
 Kalkkörnchen von *Arion* sp. häufig
Microtus agrestis — *arvalis* — Formenkreis 2
Microtus sp. 2
Microtus anglicus HINTON 1 [im Sinne von
 v. MANDACH (1946, S. 14, 15, Taf. 6)]
Dicrostonyx sp. 6
 unbestimmbare Nagerreste
 Bruchstück eines Coracoids von *Nyctea scandiaca* (LINNÉ).

Probe 2: Fester, braungelber, kalkhaltiger Löß, 3,8 m über Basis des Grabungsanschnittes (18 kg). Enthält gerundete Gerölle von Basalt, Bauxit, Basalteisenstein, Buntsandstein oder Tertiärsandstein, Gangquarz, Splitter von Tertiärquarzit, kalkige Wurzelröhrchen, Sandkörner.

Pupilla muscorum (LINNÉ) häufig
Succinea oblonga DRAPARNAUD häufig
 Kalkkörner von *Arion* sp. häufig
Microtus arvalis — *agrestis* — Formenkreis 6, darunter 2,
 die in Zahnform jener von BLASIUS (1857, Abb. 209)
 von *Microtus arvalis* abgebildeten recht nahe kommen.
Microtus sp. 10
Microtus anglicus HINTON 1
Dicrostonyx henseli HINTON 4
Dicrostonyx sp. 21
 unbestimmbare Nagerreste.

Probe 3: Fester, braungelber, kalkhaltiger Löß, etwa 3 m über Basis des Grabungsanschnittes (20 kg). Enthält gerundete Brocken und Bröckchen von Basalt, Bauxit, Basalteisenstein, Buntsandstein oder Tertiärsandstein, vereinzelt Gangquarz, eckige Stücke von Tertiärquarzit, Mangan-Eisen-Konkretionen, kalkige Wurzelröhrchen.

Pupilla muscorum (LINNÉ) häufig

Succinea oblonga DRAPARNAUD häufig

Kalkkörnchen von *Arion* sp. vereinzelt

eine Fischschuppe, worüber Dr. WEILER schreibt:

„Sie hat am meisten Ähnlichkeit mit den Schuppen der Aesche (*Thymallus thymallus* L.). Da es sich jedoch nur um ein noch dazu defektes Fundstück handelt, würde ich es lediglich als *Thymallus* ? sp. bezeichnen.“

Microtus agrestis — *arvalis* — Formenkreis 10

Microtus sp. 27

Microtus anglicus (HINTON) 2

Microtus gregalis (PALLAS) 7 [im Sinne von V. JACOBSHAGEN (1955, S. 36, 37, Taf. 2, Abb. 3)]

Dicrostonyx sp. 13

ein Schneidezahn von *Lepus* (juv.), der nach den Querschnittsabbildungen bei KORMOS (1916, Abb. 28) zu *Lepus*

timidus L. = Schneehase gehören wird.

unbestimmbare Nagerreste.

Probe 4: Fester, braungelber, kalkhaltiger Löß direkt über der Fließerde, 1,8 m von Basis des Grabungsanschnittes (3 kg). Enthält größere Brocken und Splitter von Tertiärquarzit, gerundete Stücke von Basalt, Bauxit, Basalteisenstein, vereinzelt Gangquarz, häufig kalkige Wurzelröhrchen, Sandkörner.

Succinea oblonga DRAPARNAUD

Microtus gregalis (PALLAS) 1

Microtus sp. 2

Dicrostonyx gulielmi (SANFORD) 1

Dicrostonyx sp. 1

unbestimmbare Nagerreste.

Probe 5: Lößige Fließerde, kalkhaltig, sandig, mit vielen gerundeten Brocken und Bröckchen von Basalt, Bauxit, Buntsandstein oder Tertiärsandstein, vereinzelt Quarz und eckigen Stücken von Tertiärquarzit 1,5—1,7 m über Basis des Grabungsanschnittes (2 kg).

Succinea oblonga DRAPARNAUD 4

Arion sp.

Fruticicola hispida (L.) 1.

Probe 6: Lößlehmartige, sandige, braune bis gelbbraune, kalkhaltige Einschaltung in der Fließerde, 0,9 m von Basis des Grabungsanschnittes. Aufbereitet wurden etwa 17 kg. Enthält gerundete Stückchen von Basalt, Buntsandstein oder Tertiärsandstein, Bauxit, Basalteisenstein, kantige Stückchen von Tertiärquarzit, einige löbkindelartige Kalkkonkretionen, kalkige Wurzelröhrchen, Mangan-Eisen-Konkretionen.

Succinea oblonga elongata SANDBERGER u. *S. oblonga* DRAP. 42

Pupilla muscorum (LINNÉ) 26

Columella edentula [wahrscheinlich *C. edentula columella*

(MARTENS) 2]

Fruticicola hispida (LINNÉ) 14

Microtus sp. 2

Dicrostonyx sp. 4

unbestimmbare Nagerzahnreste 14

einige Knochensplitterchen.

Probe 7: Lößige Fließerde, kalkig, sandig, mit vielen gerundeten Brocken und Bröckchen von Basalt, Bauxit, Basalteisenstein, Buntsandstein oder Tertiär-Sandstein, Tertiärquarzit, Basalthornstein, Quarz-Geröllchen, Lößkindel, Mangan-Eisen-Knöllchen; Fuß der Fließerde, um 0,4 m über Basis des Anschnittes (3 kg):

Pupilla muscorum (LINNÉ) 1

Succinea oblonga DRAPARNAUD 16

Arion sp.

Fruticicola hispida (LINNÉ) 2.

Klimatologische und stratigraphische Auswertung der Faunen

Heutzutage leben die Halsbandlemminge (*Dicrostonyx*) nach NEHRING (1890, S. 22, 23) und BREHM (HECK) (1914, S. 273) nur im äußersten Nordosten Rußlands östlich vom Weißen Meer, auf Nowaja Semlja, in den eisigen Gebieten des nördlichen Urals, im nördlichen Sibirien bis Kamtschatka und in den arktischen Ländern Nordamerikas. Niemand bezweifelt mehr, daß auch die eiszeitlichen mitteleuropäischen *Dicrostonyx*-Arten für ihre Lebenszeit ein Klima beweisen, das dem dieser heutigen Tundragebiete entsprach.

Der Schneehase ist zwar heute auch in den subarktischen Steppen Rußlands und Sibiriens verbreitet, ist aber eigentlich ein Tundrentier (NEHRING 1890, S. 30, 106).

Microtus gregalis (PALLAS), die Sibirische Zwiebelmaus, bewohnt heute nach NEHRING (1890, S. 86) (siehe auch SEREBRENNIKOV 1930, S. 102) zwar nur die Steppe, findet sich aber in pleistozänen Faunen häufig in Gesellschaft mit *Dicrostonyx*. BRUNNER (1939, S. 444, 445) bezeichnet sie als typische kälteliebende Steppenform. Ähnliches mag für *Microtus anglicus* gelten.

Die Hauptverbreitung des *Microtus agrestis-arvalis*-Kreises liegt in den Steppengebieten (BRUNNER 1939, S. 444), doch geht auch heute *Microtus agrestis* (LINNÉ), die Erdmaus, in die Tundren (NEHRING 1890, S. 33) und lebt in den Alpen auch über der Baumgrenze.

Über die Schnee-Eule [*Nyctea scandiaca* (LINNÉ)] schreibt NEHRING (1890, S. 39, 40): „Diese große Eule darf zu den Charakter-Vögeln des hohen Nordens und namentlich auch der Tundren gerechnet werden. BREHM nennt sie „ein Kind der Tundra“, und in der Tat ist sie dort als Brutvogel weit verbreitet.“ „Ihre Hauptnahrung besteht in Lemmingen; daher richtet sich ihre Häufigkeit in bestimmten Districten der Tundren je nach der Häufigkeit jener nordischen Nager.“ Im Winter ziehen jedoch viele Schnee-Eulen nach Süden, erscheinen in den nördlichen U.S.A., in den südwestsibirischen Steppen, in Ostpreußen, selten sogar in anderen Teilen Deutschlands.

Das einzige Säugetier aus den Faunen der Kluft B, das heute die Tundren meidet, mag *Microtus arvalis* (PALLAS), die Feldmaus sein, der vielleicht zwei Reste aus dem Löß zugewiesen werden müssen. Allerdings findet man ab und zu in pleistozänen Faunen auch die Feldmaus neben typischen Tundrentieren aufgeführt (z. B. bei HELLER 1955, S. 229, 238).

Die Zusammensetzung der Säugetierfauna, in der ausgesprochene Waldtiere gänzlich fehlen, zeigt, wie man sich die Landschaft bei Treis während der Ausfüllung der Kluft B vorzustellen hat: Tundra verzahnte sich hier mit subarktischer Steppe. Das steht im Einklang mit der von RICHTER (1925, S. 9, 10) aus der sogenannten Kulturschicht von Treis aufgeführten Wirbeltierfauna, die charakteristische Tundrentiere wie Moschusochse, Mammut, Eisfuchs und Halsbandlemming, daneben aber auch Tiere enthält, die man sich gewöhnlich — vielleicht mit Unrecht — als nur in etwas milderen Bereichen lebend vorstellt.

Die wahrscheinlich zur Äsche gehörende Schuppe mag durch Raubvogelgewölle in den Löß gekommen sein, wie man das auch nach dem Erhaltungszustand zu schließen, von den Nagerresten annehmen kann. Die Äsche liebt Flüsse und Bäche, die weder zu kaltes noch zu warmes Wasser haben und in denen rasche Strömungen und ruhige Stellen miteinander abwechseln (BREHM 1914, S. 293), und man kann wohl annehmen, daß die würmeiszeitliche *Lumda* zeitweise diese Bedingungen geboten haben mag. Erstmals ist der Fund der Äsche in Höhlenbildungen nicht, sondern *Thymallus thymallus* (LINNÉ) wurde von BRUNNER (1941, S. 212, 218, Abb. 11, 12) schon aus dem Skythenloch in Oberfranken beschrieben.

Die Schneckenfauna der Schichten von Treis ist recht artenarm. Neben den gewöhnlichen Lößschnecken kommt eine Wegschnecke vor, was keineswegs gegen die klimatische Einstufung spricht, geht doch z. B. das heutige Verbreitungsgebiet von *Arion (Mesarion) subfuscus* (DRAPARNAUD) nach EHRMANN (1933, S. 106) in Rußland bis an die Eismeerküste und auch in Finnland und Skandinavien bis zum höchsten Norden.

Leider sind die beiden Exemplare von *Columella edentula* nicht vollständig. Es wird sich aller Wahrscheinlichkeit nach um *Columella edentula columella* (MARTENS) handeln, die heute für Nordskandinavien, Nordfinnland und für die Alpen über der Baumgrenze charakteristisch ist (EHRMANN 1933, S. 46) und als typische Lößschnecke gilt (GEYER 1918). Im mährisch-slowakischen Gebiet ist sie Leitform im Würm 2 und 3-Löß (BRANDTNER 1956, S. 156 nach LOZEK 1953; PROSEK & LOZEK 1957, S. 77); ein solcher Leitwert ist aber für Hessen noch nicht erwiesen.

Eine direkte Alterszuweisung der Schichten zu einem bestimmten Würm-Stage allein nach der Fauna ist bei den heutigen geringen Kenntnissen der Faunen-Abfolge des Würm noch unmöglich. Es kann aber aus der Gleichartigkeit der Faunen und dem Vorkommen von Halsbandlemmingen sowohl im Löß als auch im Fließerde-Komplex geschlossen werden, daß beide Sedimente der gleichen Kaltzeit (Stage) angehören. Würde die Serie Bildungen vom Alt- bis zum Jungwürm umfassen, so wäre das Zusammentreffen von verschiedenen alten Faunen aus dem Tundra-Bereich doch ein erstaunlicher Zufall, gerade wo reine Steppenfaunen doch im hessischen Löß viel verbreiteter sind. Was die innige Verbindung von Löß und Fließerde schon vermuten ließ, unterstützt auch der faunistische Befund. Muß man den Löß nach petrographi-

schen Vergleichen mit anderen hessischen Vorkommen in das Würm 3 (im Sinne von SCHÖNHALS) stellen, so gehört sicherlich auch der Fließerde-Komplex dazu. Das würde bedeuten, daß bei allen zur Zeit bei Treis aufgeschürften Hohlräumausfüllungen keine älteren Bildungen als dieses Stadial vorliegen, wie dieses wohl auch bei den früher ausgegrabenen „Grotten“ anzunehmen ist.

Zusammenfassung

Anhaltspunkte für die Schichtfolge der gänzlich ausgeräumten „Grotten“ bietet zur Zeit besonders die schmale Kluft im Westteil des alten Grabungsgebietes. Hier liegen nicht, wie vermutet wurde, Bildungen vom Alt- bis zum Jungwürm vor, sondern nur eine lößhaltige Fließerde, die nach oben, gelegentlich aber auch in ihrem Niveau in einen mit Gesteinsschutt verunreinigten Löß übergeht. Der faunistische Befund spricht dafür, daß beide Bildungen im Tundra-Bereich entstanden sind und nur ein Stadial (höchstwahrscheinlich Würm 3) vertreten.

Schriftenverzeichnis

- BLASIUS, J. H.: Naturgeschichte der Säugethiere Deutschlands und der angrenzenden Länder von Mitteleuropa. Braunschweig (VIEWEG) 1857.
- BRANDTNER, F.: Lösstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, S. 127—175, 3 Abb., 1956.
- BREHM, A.: Die Fische. — In Brehms Tierleben 4. Aufl., herausgegeben von O. ZUR STRASSEN, Leipzig u. Wien 1914.
- BREHM, A.: Die Säugetiere 2: Nagetiere (neubearbeitet von L. HECK). — In Brehms Tierleben, 4. Aufl., Leipzig u. Wien 1914.
- BRUNNER, G.: Die Hirtenweberhöhle bei Neukirchen (Sulzbach, Opf.). — Z. deutsch. geol. Ges., 91, S. 432—449, 5 Abb., Berlin 1939.
- Das Skythenloch und die Höhle im Wirtstein bei Freienfels (Ofr.). — Z. Karst- u. Höhlenkunde, H. 3/4, S. 197—227, 12 Abb., Berlin 1941.
- EHRMANN, P.: Mollusken (Weichtiere). — In BROHMER, EHRMANN & ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, 2, Leipzig (QUELLE & MEYER) 1933.
- FREUND, G. (unter Mitarbeit von G. HEBERER, H. KRÜGER u. WÜST): Die 6. Tagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft 1957 in Gießen und die anschließenden Exkursionen in Hessen. — Quartär, 10/11, S. 287—310, 4 Abb., Bonn 1959.
- GEYER, D.: *Sphyradium edentulum columella* G. v. MARTENS. — Nachr.-Bl. deutsch. malakozool. Ges., 50, S. 27—33, Frankfurt/M. 1918.
- HELLER, F.: Die Fauna. — In ZOTZ, L. F.: Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. — Quartär-Bibliothek, 2, Bonn 1955.
- JACOBSHAGEN, V.: Eine spätglaziale Wirbeltierfauna vom Wildweiberhaus-Felsen bei Langenaubach (Dillkreis). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 32—43, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1955.
- KORMOS, Th.: Die Felsnische Pilisszántó. — Mitt. Jb. ungar. geol. Reichsanst., (23) 6, S. 333—523, 67 Abb., 4 Taf., Budapest 1916.
- KRÜGER, H.: Paläolithikum in Oberhessen. — Quartär, 7/8, S. 5—65, 27 Abb., Bonn 1956.
- Archäologische Randbemerkungen zur Paläolithstation Treis-Lumda in Oberhessen. — Germania, 35, S. 189—198, 1957.
- MANDACH, E. v.: Die kleineren Wirbeltiere der Kohlerhöhle (Brislach, Amt Laufen, Kt. Bern). — Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen, 21, (1), S. 1—28, 11 Taf., 2 Abb., Schaffhausen 1946.

- NEHRING, A.: Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin (DÜMMLER) 1890.
- PROŠEK, F. & V. LOŽEK: Stratigraphische Uebersicht des tschechoslowakischen Quartärs. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 8, S. 37—90, 19 Abb., 3 Tab., Öhringen 1957.
- RICHTER, H.: Die altsteinzeitliche Höhlensiedlung von Treis a. d. Lumda. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 40, (1), Frankfurt/M. 1925.
- SEREBRENNIKOV, K.: Album einiger osteuropäischer, westsibirischer und turkestanischer Säugetiere. — Z. Säugetierkde, 5, S. 96—104, Taf. 6—14, Berlin 1930.

Manuskript eingegangen am 13. 10. 1959

Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems¹⁾

Ein taphrogeneretischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben

Von

HANS MURAWSKI, Köln

Mit 3 Abbildungen

Das Bemühen jeglicher geologischen Forschung ist im Endziel darauf gerichtet, den Ablauf erdgeschichtlichen Geschehens zu erkennen. Das gilt nicht nur für stratigraphische und paläogeographische, sondern auch für alle anderen Untersuchungsgebiete innerhalb der geologischen Forschung. In diesen Bemühungen laufen die mit so verschiedenen Mitteln und Methoden arbeitenden einzelnen Forschungsrichtungen zusammen und tragen mit ihrem Beobachtungsmaterial dazu bei, die Kenntnis von der Entwicklung des Erdbildes mehr und mehr zu vervollkommen. Die Tektonik — als Teilgebiet der Geologie — kann sich dieser Aufgabe nach einer zeitlichen Erfassung der einzelnen Vorgänge naturgemäß ebenfalls nicht entziehen, obwohl hier vielfach zunächst der Wunsch nach Aufhellung der mechanischen Bedingungen und der Erfassung des Kräfteplanes im Vordergrund steht. Für die Betrachtung des großen mechanischen Bildes kann in der Tat die Beachtung des Zeitfaktors zunächst unwichtig erscheinen. So betonte H. Cloos (1939) bei der tektonischen Analyse der ostafrikanischen Großgräben, daß es mechanisch gleichgültig sei, ob die Vorgänge nacheinander oder miteinander abgelaufen sind. Wenn auch eine solche Betrachtungsweise zum Erkennen der tektonischen Grundkonzeption oft notwendig erscheinen mag, so ist die Interpretation des örtlichen Bildes, der Vergleich der einzelnen örtlichen Bilder innerhalb einer tektonischen Einheit miteinander, sowie der Einbau des Gesamterscheinungsbildes in den Rahmen des allgemeinen geologischen Geschehens des betreffenden Gebietes nur auf dem Wege geochronologischer Betrachtungen möglich. Es ist daher notwendig, nach Möglichkeit ein in der Natur beobachtetes tektonisches Erscheinungsbild nach der Zeit zu entzerren, um zu erkennen, ob das heute beobachtbare Bild nicht infolge mehrfacher (u. U. verschiedenartiger) tektonischer Beanspruchung mechanisch undurchsichtig oder mehrdeutig geworden ist. Man muß damit nicht unbedingt eine „historische“ von einer „mechanischen“ Tektonik (G. Richter 1948) trennen. Hier ist selbst eine nomenklatorische Unterscheidung weder notwendig, noch zweckmäßig. Das wäre nur sinnvoll, wenn man Zeitlichkeit und Mechanik innerhalb der Tektonik ohne weiteres voneinander lösen könnte, ein Verfahren, das aber schon deshalb nicht zulässig ist, weil die geologisch-tektonischen Vorgänge ohne die

¹⁾ Erweiterte Fassung eines mit gleichem Titel am 4. 6. 1955 anlässlich des Kolloquiums zum 60. Geburtstag von E. Bederke in Göttingen gehaltenen Vortrages.

Beachtung der Langzeitigkeit dieser Erscheinungen mechanisch gar nicht vorstellbar wären. Die Ausdeutung schon des kleinsten tektonischen Bildes ist aber ohne Beachtung des inneren zeitlichen Ablaufes unmöglich. Die diffizilen Untersuchungen von H. CLOOS (z. B. 1950) bestätigen dieses ebenso wie die vielen Forschungen mikrotektonischer oder gefügekundlicher Art. Andererseits läßt sich eine Untersuchung der tektonischen Historie eines Gebietes ohne Beachtung streng mechanischer Regeln ebenfalls nicht durchführen. Man liefe sonst Gefahr, verschieden Mechanisches (wahrscheinlich damit auch verschieden Zeitliches) in unberechtigter Weise zu vermengen.

Es erscheint unter diesem Gesichtswinkel reizvoll, in einem der großen europäischen Grabensysteme, der Mittelmeer-Mjösenzone, einige solcher Zeitanalysen durchzuführen. Ein solches Bemühen kann keinesfalls den Charakter auch nur des annähernd Endgültigen besitzen, denn dazu ist unsere Kenntnis der Einzelheiten noch viel zu lückenhaft. Die Ergebnisse können in vielen Fällen nicht endgültig sein bezüglich der Gleichzeitigkeit der einzelnen Bilder, aber vielfach auch nicht bezüglich der Gleichartigkeit der Ursachen und Vorgänge. Das trifft in besonderem Maße für das örtliche Bild und seinen Vergleich mit anderen örtlichen Bildern zu.

Die hier als Beispiel herangezogene Mittelmeer-Mjösenzone ist im morphologischen wie im geologischen Bild alles andere als einheitlich. Das findet seine Ursache einerseits darin, daß der Gesteinsaufbau der einzelnen Gebiete sich sehr stark voneinander unterscheidet, andererseits aber auch dadurch, daß die entscheidenden tektonischen Bewegungen in den einzelnen Abschnitten zu ganz verschiedenen Zeiten und mit unterschiedlicher Intensität stattgefunden haben. Für unsere Betrachtungen genügt es daher, zwei Teilbereiche dieser Großgrabenszone herauszugreifen, die räumlich nahe beieinander liegen und durch zahlreiche Untersuchungsergebnisse den Anreiz näherer Betrachtung und des Vergleichs in besonderem Maße besitzen: die Hessische Senke und der Oberrheinalgraben. — Um hierbei überhaupt einen allgemeinen Vergleich durchführen zu können, ist es notwendig, einige der wichtigsten Grundzüge des Erscheinungsbildes, des geologischen Aufbaues und der erdgeschichtlichen Entwicklung der beiden Gebiete aufzuzeigen. Dabei wird das Interesse vor allem auf die Tektonik und ihre Zeitlichkeit, sowie auf den Zusammenhang zwischen Tektonik und (tertiären) Vulkanismus gelenkt werden.

Die Hessische Senke und der Leinetalgraben

Diese zwischen das Rheinische Schiefergebirge und die nördlich anschließende Westfälische Kreidemulde einerseits und den Harz, das Thüringer Becken, die Ausläufer des Thüringer Waldes und die Rhön andererseits eingelagerte Nord-Südzone tritt morphologisch als Senke kaum in Erscheinung. Das ist begründet in dem bereichsweise sehr starken Auftreten von Härtlingsbergen, die aus tertiären Vulkaniten bestehen; als größere Komplexe: der Vogelsberg mit Höhen bis 772 m, das Knüllgebirge bis 632 m und der Habichtswald bis 598 m. Andererseits treten im nördlichen Teil auch durch triassische Gesteine aufgebaute Beulenstrukturen wie der Solling (bis 528 m) und der Reinhardswald (bis 472 m), und schließlich ganz im Norden die SE-NW-streichenden saxonischen Strukturen im Elfas, mittleren Leinetal und Hildesheimer Wald, sowie in der Hils- und Gronauer Mulde morphologisch kräftiger hervor

(Abb. 1 und H. STILLE ... Übersichtskarte der Saxonischen Gebirgsbildung, 1922). Dazu treten noch Aufbrüche Alten Gebirges, wie z. B. das Werra-Grauwacken-gebirge usw.

Die Bezeichnung „Hessische Senke“ verdankt daher dieses Gebiet weniger seiner morphologischen Gestaltung als vielmehr seiner geologischen Geschichte. — Für das präpermische Paläozoikum sind Korrelationsversuche der Gesteinsverbände des Rheinischen Schiefergebirges über die heutige Hessische Senke hinweg zum Harz mehrfach durchgeführt worden (z. B. H. SCHMIDT 1931, H. STARK 1951). Auch die neuen Bohrerergebnisse im nordöstlichen Teil der Senke bei Northeim, die unter dem Perm geringmächtiges unteres Oberkarbon und darunter oberes Unterkarbon erfaßten (H. J. FABIAN 1957a), deuten ein Fortstreichen des Varistikums im Untergrund der Senke an. CHANG SHOU-CHANG konnte 1940 nachweisen, daß am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges die varistischen Faltenachsen in einer Achsenrampe unter die Hessische Senke abfallen. Ihre Neigung ist wesentlich stärker als das Einfallen der Deckgebirgsserien, ein Beweis dafür, daß die Rampenbildung zum Teil vor dem Zechstein stattgefunden hat (SHOU-CHANG: zu 88% vorher und zwar während der varistischen Faltungen und zu 12% später!). Da im Oberharz offenbar spiegelbildliche Verhältnisse auftreten (H. A. HEDEMANN 1957), gibt sich damit eine Depression der varistischen Faltenachsen im Bereich der Hessischen Senke wahrscheinlich bereits während der varistischen Faltung zu erkennen. H. CLOOS (1940) hat die Ursache für die Bildung solcher Achsenrampen im tieferen Stockwerk gesucht, so daß man auch für die Bildung derjenigen in der Hessischen Senke ursächliche Zusammenhänge mit Bewegungen im tieferen Untergrund annehmen kann. G. RICHTER-BERNBURG (1949) vermutete auf Grund wesentlicher Unterschiede im tektonischen Bild des Varistikums westlich und östlich der Senke eine bereits vorvaristische Bruchanlage im Untergrund, die in varistischer Zeit immer wieder mit geringer Intensität wirksam geworden wäre. W. KEGEL (1950) konnte für den Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges so deutliche Faziesgrenzen im Silur und Devon nachweisen, daß damit der Hinweis auf eine in der varistischen Geosynklinale etwa im Bereich der heutigen Hessischen Senke wirksam gewesene Spezialstruktur gegeben sein dürfte. Die neuen eingehenden Faziesuntersuchungen von U. JUX (1960) lassen für das Mitteldevon ganz ähnliche Verhältnisse erkennen. Damit ergeben sich also deutliche Hinweise auf eine altangelegte Nord-Südzone. Manche Beobachtungen lassen sich allerdings nicht ganz mit der präpermischen Existenz der Hessischen Straße als ständigem Senkungsgebiet vereinbaren. Schon K. JOCHMUS-STÖCKE (1928) hatte bei der Untersuchung des Geröllinhaltes der Kulmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges die Vermutung geäußert, daß auf Grund der Korngrößenverteilung und des petrographischen Charakters der Gerölle im Unterkarbon mit einem kristallinen Hochgebiet im Bereich der Hessischen Senke zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge gerechnet werden müsse, zumal, da in den Kulmkonglomeraten des Harzes spiegelbildliche Verhältnisse vorliegen. Diese Tatsache führte W. KEGEL (1950) dazu, anzunehmen, daß die Hessische Senke — ebenso wie die Eifeler Nord-Südzone — zeitweilig innerhalb der varistischen Geosynklinale als „Hochgebiet gegenüber ihren Nachbargebieten“ fungiert haben müsse. E. BEDERKE hat 1957 diese Gedanken aufgegriffen und versucht, sowohl das Auftreten zahlreicher kristalliner Einschlüsse in den Basalten des Zentralteiles



Abb. 1. Geotektonische Übersichtskarte der Hessischen Senke. 1 ... Altes Gebirge und Grundgebirge. -- 2 ... Kreide. -- 3 ... Haupt-Grabenzonen. -- 4 ... Größere Verwerfungen. -- 5 ... tertiäre Vulkanite. -- Aufbrüche des Alten Gebirges: B ... Baumbach/Fulda („Fulda-Grauwackengebirge“), M ... Mühlbach, R ... Ruhlkirchen, W ... „Werra-Grauwackengebirge“.

der Hessischen Senke als auch die ungewöhnlich geringe Tiefenlage der CONRAD-Diskontinuität in diesem Raum hiermit in Zusammenhang zu bringen. — Es ist somit erkennbar, daß uns die präpermische Geschichte der Hessischen Senke in vielen wesentlichen Punkten noch unbekannt ist. Es geht jedoch zum mindesten aus allen Beobachtungen hervor, daß sie innerhalb der varistischen Geosynklinale auch zu damaliger Zeit offenbar vielfach eine ekzeptionelle Rolle gespielt hat.

Zeugnisse für das Vorhandensein einer echten Senke lassen sich dagegen aus dem sedimentofaziellen Bild des Zechsteins unmittelbar ablesen (G. RICHTER 1941/42). So findet auch das zeitweilig weite Vordringen des Zechsteinmeeres durch diesen Raum nach Süden seine Erklärung. Der Westrand der Senke am Rheinischen Schiefergebirge wird dabei durch deutliche Randfazies und Einschaltung klastischen Materials gekennzeichnet (G. RICHTER-BERNBURG 1951). Vielfach läßt sich sogar eine sehr grobklastische Litoralfazies am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des Zechsteins beobachten. In dem gut aufgeschlossenen Bereich des Eisenberges westlich von Korbach/Waldeck kann man aus der Zusammensetzung der grobklastischen Fazies erkennen, daß das Geröllmaterial zum großen Teil aus der näheren und weiteren westlichen Umgebung stammt. Die bei vielen Geröllen erkennbare gute Abrollung läßt sich wohl zu einem guten Teil aus der Brandungstätigkeit erklären, da die Länge der Transportwege für einen solchen Abrollungsgrad allein vielfach nicht ausreichen dürfte. Man wird damit auch wohl kaum in der Annahme fehlgehen, daß die Hessische Senke bereits in ihrer Anlage frühpermisch in Erscheinung trat (G. RICHTER-BERNBURG 1951). Das Rotliegende ist in einer Anzahl von Bohrungen in der Senke angetroffen worden und zwar mit unterschiedlichen Mächtigkeiten. Man muß wohl annehmen, daß hier Schwellen und Spezialtröge den inneren Bereich der Senke aufgeteilt haben, eine Entwicklung, die sich auch im Zechstein I bis zu einem gewissen Grade noch fortgesetzt zu haben scheint (H. J. FABIAN 1957). Insgesamt deutet sich aber damit auch für das Rotliegende eine Senke an, die aus einem — dem norddeutschen Becken angeschlossenen — nördlichen und einem — der erweiterten Saarsenke zugehörigen — südlichen Sedimentationstrog bestanden hat (G. RICHTER-BERNBURG 1949).

Eine deutliche Betonung des Senkencharakters dieser Nordsüdzone gibt sich in der Mächtigkeitsverteilung der Buntsandstein-Sedimente zu erkennen (H. A. HEDEMANN 1957, G. RICHTER-BERNBURG 1949 Abb. 6, H. G. WUNDERLICH 1957 Abb. 4). Vielfach läßt sich in unmittelbarer Nähe des Ostrandes des Rheinischen Schiefergebirges im Buntsandstein eine Zunahme der gröberklastischen Fazies beobachten. Auch entsprechen die Transportrichtungen des Sedimentmaterials ohne Zweifel dem Verlauf dieser großen Rinne (R. BRINKMANN 1927, 1933; K. KREYSING 1958; H. G. WUNDERLICH 1957). Die Senkungsbewegungen dieses Bereiches können allerdings — offenbar ebenso wie im Perm — nur jeweils sehr langsam vor sich gegangen sein, da sich ausweislich der neuen feinstratigraphischen Untersuchungen des Buntsandsteins die Horizonte trotz z. T. erheblicher Mächtigkeitschwankungen ohne große Faziesunterschiede über weite Räume hinweg verfolgen lassen. Innerhalb dieser langsamen Absenkung scheinen sich Zeiten schwacher Senkung (oder Stillstandszeiten) mit solchen verstärkter Senkungsbeträge abgelöst zu haben (K. KREYSING 1957). Das über Kilometer hinweg in der Horizontalen relativ faziesarme Erscheinungsbild im Bereich

des Sedimentationsbeckens ist ohne langsame synsedimentäre Trogsenkungen unverständlich. Erst bei großräumiger Betrachtung ergibt sich ein in der Horizontalen auf längere Erstreckung sich vollziehender deutlicher Fazieswechsel. Er bildet jedoch ebenfalls einen Hinweis auf den zwischen dem süddeutschen und dem norddeutschen Sedimentationsraum vermittelnden Charakter der Hessischen Senke (vgl. H. BOIGK 1957 Abb. 3, G. GUNZERT 1958 Abb. 13). Ebenso wie im Zechstein (G. RICHTER 1941/42, G. RICHTER-BERNBURG 1951) ergibt sich offenbar auch für den Buntsandstein eine im Faziesbild gut erkennbare westliche Begrenzung der Senke am Rheinischen Schiefergebirge (K. KREYSING 1957). Als Ostgrenze läßt sich dagegen sowohl für den Zechstein, als auch für den Buntsandstein nur eine Schwellenzone ansprechen, die als „Eichsfeldschwelle“ (auch als „Hunsrück-Oberharz-Schwelle“: H. STILLE 1930) bestimmte fazielle Bilder verursachte. Sie hatte wohl meistens — vielleicht mit Ausnahme des Rotliegenden — nicht den Charakter eines Abtragungsgebietes, sondern lag als „Untiefenbereich“ zwischen der Hessischen Senke und dem Thüringer- bzw. im Süden auch dem Werra-Becken. An ihr zeichnen sich im Zechstein deutliche Faziesänderungen (A. HERMANN 1957, G. RICHTER 1941/42), und auch im Buntsandstein neben Faziesänderungen erhebliche Mächtigkeitsreduktionen ab (A. HERMANN 1957 a, K. KREYSING 1958). Die paläogeographische Bedeutung dieser Schwelle kennzeichnet sich z. B. in der Verbreitung des „Werra-Salzes“, das auf der Schwelle fehlt, aber südöstlich von ihr in dem SW-NE-verlaufenden Werra-Fulda-Becken und nördlich von ihr im Bereich von Kassel und der oberen Weser nachgewiesen werden kann. Weiterhin treten im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle einige isolierte Aufbrüche paläozoischer Gesteine mit Devon- bis Kulm-Alter auf: Ruhlkirchen, Mühlbach, Baumbach a. d. Fulda, Werra-Grauwackengebirge (G. GUNZERT 1955). Dabei befindet sich das erstgenannte Vorkommen am Schnittpunkt der Hunsrück-Oberharz-Schwelle mit der Kellerwaldschwelle (Abb. 1).

Wenn insgesamt im Muschelkalk die Verhältnisse nicht ganz so klar wie im Buntsandstein erscheinen, so ergeben sich doch auch Hinweise dafür, daß der Senkencharakter der Hessischen Straße nicht verloren gegangen ist (vgl. R. BRINKMANN 1954 Abb. 35, G. RICHTER-BERNBURG 1955 Abb. 4).

Im Keuper sind wiederum deutliche Hinweise für eine Senke im Bereich der Hessischen Straße gegeben (A. KUMM 1941 Abb. 31 und Abb. 42, M. LAEMMLER 1958). Die während des Perms und des Buntsandsteins im Osten erkennbare Eichsfeldschwelle ist auch hier verfolgbar (G. RICHTER 1936). Im Rhät greift die Senke weit nach Süden bis zum Maingebiet vor und leitet damit zum Jura über, in dessen paläogeographischen Karten die Hessische Straße eine wichtige Rolle als Verbindungsglied zwischen nord- und süddeutschem Sedimentationsraum spielt (K. HOFFMANN 1949). Wenn auch diese Verbindung seit dem Oberen Dogger unterbrochen ist, so deutet doch das Einschwenken der rekonstruierbaren Südküstenlinie des norddeutschen Sedimentationsbeckens sowohl im Oberen Dogger (A. KUMM 1952) und Malm (W. SCHOTT 1949), als auch mindestens in der Oberen Kreide (A. DUPER 1952, R. HUCKRIEDE 1954) an, daß trotz der Heraushebung des Mitteldeutschen Festlandes die Hessische Straße auch jetzt noch ihren Senkencharakter zu erkennen gibt.

Zieht man für das Tertiär lediglich den Verlauf der marinen Küstenlinie zu Rate, so könnte es erscheinen, als ob nur das Oligozän, namentlich das Rupélien mit seiner

das Nord- und Südmeer verbindenden Meeresstraße, dieses Gebiet als Senke charakterisiere. Die zahlreichen tertiärgeologischen Arbeiten im Raum der Hessischen Senke haben jedoch erwiesen, daß auch die festländische Sedimentation des Tertiärs diesen Raum als Ablagerungsgebiet bevorzugte. Hier herrschen große fazielle Unterschiede — Teilbecken und Schwellen gliedern den Raum —, aber insgesamt ist das Vorhandensein einer Großsenke immer festzustellen (vgl. M. BLANCKENHORN 1950, H. A. HEDEMANN 1957, F. KUTSCHER 1956, H. MURAWSKI 1953, H. UDLUFT 1950; jeweils mit ausführlichen Literaturangaben).

So bleibt auch für das gesamte Quartär die Senke als bedeutendes, wenn auch modifiziertes Element erkennbar, zentral entwässert durch die nach Norden fließende Weser mit ihren Ursprungs- und Nebenflüssen, randlich durch die ebenfalls nach Norden fließende Leine. Außerdem entsendet der Vogelsberg auch nach Süden abfließende Maintributäre.

Dürfte mit diesen stratigraphisch-paläogeographischen Bemerkungen das Vorhandensein einer erkennbaren Senkenzone im Bereich der Hessischen Straße seit dem Perm hinlänglich belegt sein, so interessiert nun vor allem die Frage nach den tektonischen Ereignissen, die mit dieser Senkenbildung verknüpft waren. Betrachtet man eine geotektonische Karte (Abb. 1), dann kennzeichnet sich im großen gesehen die Hessische Senke durch zwei deutliche Bruchsysteme, die ihren westlichen und ihren östlichen Rand begleiten: der Göttinger Leinetalgraben im Osten mit seiner südlichen Fortsetzung über den Lichtenauer Graben nach Südwesten zum Vogelsberg ziehend, und im Westen die Eggebrüche mit ihren südlichen Fortsetzungen, die ebenfalls bis in den Vogelsberg hinein verfolgbare sind. Zwischen diesen markanten tektonischen Strukturen vermitteln Bruchbündel und kleinere Grabenzonen, die ihrerseits Schollen mit geringerer Bruchbildung begrenzen. Die auf der Linie Driburg-Moringen (bei Northeim) etwa 60 km voneinander entfernten großen Bruchzonen laufen 130 km weiter südlich im Gebiet des Vogelsberges zusammen. Es erscheint von besonderem Interesse, daß der tertiäre Vulkanismus in diesem Treffpunkt der beiden Systeme im Vogelsberg besonders kräftig produktiv geworden ist. Seine Fördermengen nehmen jedoch von hier nach Norden in dem Maße ab, wie die Divergenzbeträge der beiden Grenzbruchzonen zunehmen. Das nördlichste an der Tagesoberfläche erkennbare Vorkommen tertiärer Vulkanite befindet sich im Nordwesten der Senke, bei Horn-Sandebek (15 km südsüdöstlich von Detmold), aber offensichtlich sind auch in der nördlichsten Fortsetzung der Hessischen Senke im Untergrund Nordwestdeutschlands noch weitere Vorkommen tertiärer vulkanischer Gesteine verborgen. Solche Hinweise wurden durch Bohrungen im Braunschweiger Raum gegeben (E. HARBORT 1911, P. DORN 1957). Gestalt und Streichrichtung der Salzstöcke in dieser nördlichen Fortsetzung der Hessischen Senke ist von verschiedenen Autoren ebenfalls als Beweis für das Fortstreichen der Bruchstrukturen der Mittelmeer-Mjösenzzone in diesem Raum herangezogen worden (vgl. z. B. H. J. MARTINI 1955, G. RICHTER-BERNBURG und W. SCHOTT 1959). — In verblüffender Weise markiert sich die bezüglich des Auftretens tertiärer Vulkanite unterentwickelte SE-NW-verlaufende Kellerwaldschwelle (K. HUMMEL 1929) in ihrem Schnittbereich mit der Hunsrück-Oberharz-Schwelle. Sie schiebt sich gewissermaßen wie ein Riegel zwischen den an ihrer Südflanke kräftig entwickelten Vogelsbergvulkanismus und den nördlich von ihr wieder stark einsetzen-

den Vulkanismus im Knüllgebiet. Die Verteilung der mit dem tertiären Vulkanismus in Zusammenhang stehenden CO₂-Quellen in der Hessischen Senke und ihrer unmittelbaren nordwestlichen Verlängerung unterstreicht die interessanten Abhängigkeiten von Vulkanismus und Tektonik dieses Gebietes ganz besonders (K. FRICKE 1954, 1955; H. MURAWSKI 1953). Damit erweist sich schon bei der großräumigen Übersicht eine Abhängigkeit von Vulkanismus und Tektonik, die bei der Betrachtung des kleineren Raumes fast noch deutlicher in Erscheinung tritt.

Versucht man das heute beobachtbare summarische tektonische Bild aufzulösen, indem man gewissermaßen eine Entzerrung nach der Zeit durchführt, so erweist sich dieses Bild trotz aller lückenhaften Überlieferung als zeitlich mehrschichtig. Hatte auch schon O. GRUPE (1909) auf das Vorhandensein einer präoligozänen und einer jungmiozänen Tektonik hingewiesen, so gelang es vor allem aber H. STILLE (1903, 1913) im Eggegebirge und später ihm selber und seinen Schülern und Mitarbeitern an anderen Stellen der Hessischen Senke festzustellen, daß die Anlage der großen Brüche nach dem Lias (der noch tektonisch betroffen ist) und vor der Oberen Kreide erfolgt sein muß (jungkimmerische Phase H. STILLES). Es zeigte sich bald, daß aber auch noch zahlreiche jüngere Bewegungen vorhanden sein müssen, die vor allem das Tertiär betroffen haben. Unter den Versuchen, hier mindestens für ein Teilgebiet eine klare Abschätzung des Ausmaßes solcher jungen Bewegungen zu geben, ist vor allem die Bearbeitung dieser Erscheinungen am Leinetalgraben durch R. BRINKMANN (1932) hervorzuheben. Neuere Untersuchungen in diesem interessanten östlichen Randgebiet der Hessischen Senke vermochten noch weitere zeitliche Aufgliederungen vorzunehmen. Hatten die mesozoischen (postliassischen) tektonischen Bewegungen im Leinetalgraben bei Göttingen relative Senkungsbeträge von etwa 700—800 m erzeugt, so belebt sich diese Tektonik im Tertiär aufs neue. Die Kenntnis der Vorgänge im präoligozänen Zeitabschnitt ist infolge von Abtragungs- und stratigraphischen Lücken so gering, daß für dieses Gebiet eine Aussage bisher nur mehr oder weniger spekulativ sein konnte. Dagegen zeigt sich, daß das oberoligozäne Meer („Kasseler Meeressand“) über den Graben hinweggereicht hat. Damit erweist es sich, daß der Graben zu damaliger Zeit als bedeutendere morphologische Form nicht vorhanden gewesen sein kann. Es müssen daher vorher erhebliche Einebnungserscheinungen stattgefunden haben. Die Kontrolle der Verbiegung der Basisfläche dieses Meeres ergab, daß hier mit relativen Verwerfungsbeträgen von ca. 200 m nach dem Oberoligozän gerechnet werden muß (H. MURAWSKI 1955). In deutlicher Weise geben die jungmiozänen Basalte durch ihr Eingehen auf die bei diesen tektonischen Bewegungen sich öffnenden Fugen das Geschehen wieder. Sie begleiten den Graben nur im Westen und auch nur dort, wo dessen Flanke flexurartig zum Graben absinkt und im Scharnier präexistente Brüche zu Förderspaltten öffnet (H. MURAWSKI 1956). Manche Parallele ergibt sich hier weiter südlich im Raum von Großalmerode, wie die Untersuchungen von E. PLEIN (1954) gezeigt haben. Die tektonischen Bewegungen mit Grabenbildung und die Öffnung der Förderspaltten fanden auch in diesem Gebiet in post-mittelmiozäner Zeit statt, denn die Basalte überlagern am Hohen Meißner unter- bis mittelmiozäne Braunkohlensande, am Hirschberg bei Großalmerode solche des mittleren Miozäns (entsprechend den Pollendatierungen nach G. PFLANZL 1956). Aber auch diese postoberoligozänen Bewegungen sind nicht einzeitig. Die Betrachtung der tertiären Sedimente einerseits

(H. MURAWSKI 1953, 1955) und die Versuche geomorphologischer Deutung andererseits (R. BRINKMANN 1932, J. HÖVERMANN 1953) weisen auf mehrfache Bewegungen innerhalb des Jungtertiärs hin. Darüber hinaus zeigen Ergebnisse neuerer Arbeiten von G. LÜTTIG (1954) und H. G. WUNDERLICH (1955, 1959a) mindestens für Teilgebiete des Leinetalgrabens quartäre Bewegungen an. Sie werden von H. G. WUNDERLICH mit Relativbeträgen von 50 m angegeben. Manche Modifikation und Spezialausbildung im Bereich des Leinetalgrabens findet zudem ihre Erklärung in halokinetischen und vor allem auch subrosiven Erscheinungen des Zechsteinsalinars. Auch könnten nach H. G. WUNDERLICH (1959) stoffliche Probleme wie etwa das Verhältnis von kompetenten zu inkompetenten Schichtenkomplexen oder die Wirkung langzeitiger Beanspruchung — selbst durch reine Schwerkraftwirkung — eine gewisse Rolle spielen.

Es wäre jedoch falsch, die Bewegungen in den großen Grabenzonen als gesonderte Erscheinungen zu betrachten; sie gehören unablässig in das Bewegungsbild der Gesamtsenke hinein. Das kommt wohl schon dadurch zum Ausdruck, daß sich — nach unseren bisherigen Kenntnissen — das Beckentiefste des Sedimentationsraumes im Mesozoikum vom Bereich der oberen Weser (Untere Trias: H. BOSSE 1931 u. a.) nach Osten in den Bereich der Leine (Mittlerer Keuper bis Lias) verlagerte und so gewissermaßen die postliassische jungkimmerische Bruchzone des Leinetalgrabens bereits im Lias vorfixierte. — In analoger Weise verhält sich die Solling-Großscholle (Solling, Reinhardswald, Bramwald), wie die sehr interessanten und eingehenden Untersuchungen H. A. HEDEMANNS (1957) gezeigt haben. Damit erweist sich auch dieses Element als unabdingbar mit der Geschichte der Hessischen Senke verbunden. Der Trogcharakter dieses Raumes, der vom Perm bis in die Mittlere Trias deutlich nachweisbar ist, ging durch die in der jüngeren Trias einsetzenden Hebungen verloren. Für den älteren Jura wurde von einigen Autoren bereits von einer „Solling-Insel“ gesprochen. So konnte sich während der jungkimmerischen Tektonik der Solling bereits als ein charakteristisches Mittelelement der Hessischen Senke herausbilden. — Gewisse Parallelen zeigen sich hierzu im Tertiär. Mindestens das oberoligozäne Meer („Kasseler Meeressand“) hat über den Solling und das Leinetalgebiet hinweggegriffen. Damit deuten sich Einebnungserscheinungen an, die zwischen jungkimmerische Tektonik und das Oberoligozän eingeschaltet sind. In modifizierter Form bleibt dieses Gebiet noch Sedimentationsraum während des Miozäns (H. HEDEMANNS 1957, H. MURAWSKI 1953) und erst im Pliozän — vielleicht schon mit Anfängen im obersten Miozän — setzen Hebungen ein, die das Sollinggebiet als fernbeliefernten Sedimentationsraum ausschalten. Im Oberen Pliozän wird nachweislich nur noch Sedimentmaterial aus dem Gebiet selber in kleine Innensenken hinein verfrachtet (H. MURAWSKI 1953). Dieser Heraushebung der Sollingscholle entspricht eine posthume Senkungstendenz im Leinetalgraben.

Anscheinend schließen sich also an Zeiten mit weitspannigen Vertikalbewegungen und vielfach nachweisbaren synsedimentären Senkungen kräftige an tektonische Brüche gebundene Differentialbewegungen an. So erfolgen die Bildungen der großen Bruchzonen im Osten und Westen der Hessischen Senke erst nach ausgedehnten jungpaläozoischen und mesozoischen relativ ruhigen Senkungen (Perm bis Jura). Es handelt sich hierbei um keine echte Faltung, sondern um diktyogenetische Vertikal-

tektonik im Sinne S. v. BUBNOFFS. Diese Erscheinung wiederholt sich im Tertiär in den gleichen Räumen, wenn auch, entsprechend den kürzeren Zeiträumen, nicht mit den gleichen Sedimentmächtigkeiten. Die ausgezeichnete Strukturkarte der Niederhessischen Senke, bezogen auf die Tertiärbasis (H. UDLUFT und H. D. LANG 1956) zeigt eine solche aus zahlreichen Teilbecken und -schwelen zusammengesetzte Senkenzone aus dem Raum zwischen Ziegenhain und Kassel (vgl. auch: M. BROSIUS und F. GRAMANN 1957, K. HUMMEL 1929). Diese Senkungserscheinungen ereignen sich also im Mesozoikum wie im Tertiär jeweils zwischen den heute sichtbaren großen östlichen und westlichen Bruchsystemen, wobei sich die Tertiärbecken innerhalb der Großen Senke vielfach im Gitter und auf Knotenpunkten der älteren herzynischen, rheinischen und eggischen Bruchsysteme anlegten (H. D. PFLUG 1958). Folgt die kräftige jungkimmerische Bruchtektonik den vielfach synsedimentären starken Senkungen des ausgehenden Paläozoikums und Mesozoikums nach, so folgt die weniger kräftige jungtertiäre Bruchtektonik den wahrscheinlich ebenfalls in vielen Fällen synsedimentären, aber im Verhältnis zum Mesozoikum geringeren langsamen Senkungen. Solche langzeitigen relativ ruhigen Vertikalbewegungen dokumentieren sich z. B. in dem von H. UDLUFT und H. D. LANG (1956) erwähnten flexurellen Abbiegen der Hauptbraunkohlenflöze in Borken in Richtung auf die Senke. Sie deuten sich offenbar aber auch durch ein Wandern des Senkentiefsten des tertiären Sedimentationsraumes von der Westseite der Hessischen Senke zu ihrer Ostseite vom Eozän zum Miozän im Südteil der Senke an (H. UDLUFT und H. D. LANG 1959). — Im Großen gesehen zeigen sich die großräumigen langsamen Vertikalbewegungen auch in dem langsamen Zurückweichen des Oberoligozänmeeres nach Norden. Ob diese Nordwanderung der Küstenlinie des oberoligozänen Meeres dabei ein einfacher oder mehrfach oszillatorischer Vorgang gewesen ist, bleibt bei diesen Überlegungen vollkommen ohne Belang. Es sei hier mit Nachdruck betont, daß dieses Zurückweichen der Küstenlinie nach Norden eine großregionale Erscheinung ist¹⁾. Sie beruht auf einer allgemeinen Hebung des mitteldeutschen Festlandsbereiches und betrifft an der Wende Oligozän/Miozän nicht nur die Hessische Senke, sondern ebenso auch die Niederrheinische Bucht (vgl. auch J. GÖRGES und H. PENNDORF 1952, H. MURAWSKI 1960). Diesem zurückweichenden Meer folgt die limnisch-fluviatile Sedimentation von Süden her nach. In der ehemals vom Meer bedeckten Senke bildeten sich Sedimentationsbecken aus, die sich z. T. durch Braunkohlenbildungen auszeichnen. In der Hessischen Senke entstehen dabei Einzelvorkommen, in der Niederrheinischen Bucht ein ausgedehntes küstennahes Sumpfgebiet. In diesem langsamen Auswandern des Meeres nach Norden und dem Nachrücken der limnisch-fluviatilen Sedimentation liegt auch die große Schwierigkeit einer scharfen Fixierung der Grenze Oligozän-Miozän begründet. Das gilt für die Hessische Senke wie für die Niederrheinische Bucht, aber auch für andere Sedimentationsräume. Daher ist für diese Sedimente eine genaue Datierung nach Oberoligozän oder Untermiozän nicht möglich (H. MURAWSKI 1960). Man hat daher häufig als Verlegenheitslösung die Bezeichnung „Chatt-Aquitän“ eingeführt.

Ein weiterer Hinweis für ruhige Vertikalbewegungen im Zentralbereich der Senke ergibt sich aus der Verteilung der tertiären Vulkanite. Sie meiden in allen Fällen die

¹⁾ Eine wichtige Ergänzung für diese Frage stellen die soeben erschienenen Arbeiten von H. BAATZ (1959) und H. BARTENSTEIN (1959) dar.

großen Bruchzonen mit Ausnahme des Schnittpunktes dieser Bruchzonen im Vogelsberg. In diesem letzteren Gebiet lieferten tiefreichende und über lange Zeit hinweg immer wieder sich öffnende Spalten ausgiebige Aufstiegswege für die Schmelzen. Im übrigen Gebiet der Hessischen Senke zeigt der Basaltvulkanismus dagegen ein anderes Verhältnis zur Bruchtektonik. Er meidet die großen Bruchzonen und entwickelt sich im Bereich vom Knüllgebirge bis zum Habichtswald in den Zonen langsamer Senkung zwischen den beiden großen Bruchsystemen. Die Anordnung der einzelnen Vorkommen tertiärer vulkanischer Gesteine erfolgt hier nach H. UDLUFT und H. D. LANG (1956) nicht nur auf Spalten rheinischer Richtung, sondern auch auf anderen Systemen (eggisch, herzynisch), ein Zeichen dafür, daß bei diesen Senkungsbewegungen präexistente, und nur zu kleinerem Teil neu aufreißende Brüche je nach Gestaltung des Kräftefeldes sich öffneten und den Weg für die Schmelzen freigaben. Es handelt sich hierbei um eine ähnliche Erscheinung, wie beim „Scharniervulkanismus“ (H. MURAWSKI 1951) in der Flexurzone der westlichen Leinetalgrabenschulter. Während jedoch am Leinetalgraben durch die kräftige Belebung der Verwerfungen vor allem im Pliozän die Aufstiegswege für die vulkanischen Schmelzen geschlossen wurden, bleibt im Zentralteil der Hessischen Senke die Zurverfügungstellung von Aufstiegswegen auch noch bis in das Pliozän hinein erhalten. — Die allgemein in der Hessischen Senke beobachtbare z. T. wirre tertiäre Tektonik („Schachbrett-Tektonik“ W. KLÜPFELS 1928, 1941, Häufung tektonischer Phasen in der tertiärstratigraphischen Gliederung von F. SCHWARZ z. B. 1932) dürfte wohl ebenfalls durch die Übernahme der mannigfachen präexistenten Unstetigkeitsflächen aus der Unterlage des Tertiärs in die verschiedenen tertiären Bewegungserscheinungen hinein zu erklären sein.

Das Abwechseln von ruhiger synsedimentärer Senkung, Auftreten von ortsbedingten Vulkaniten und kräftiger Bruchtektonik gibt uns gewisse Hinweise für die Beantwortung der Frage nach der Großgenese der Hessischen Senke. Dabei muß versucht werden, aus dem Bild der Deckgebirgsstrukturen eine ungefähre Vorstellung von den Ereignissen im Sockel zu gewinnen. Die Möglichkeit des Vorhandenseins einer Tiefenstruktur gab sich schon in der Beobachtung von Faziesveränderungen im Paläozoikum und in der Achsenrampenbildung innerhalb der varistischen Orogenese zu erkennen. Eindeutiger zeigt sich die Herausbildung einer durch ausgedehnte Senkungsbewegungen charakterisierten Struktur im Mesozoikum. Sie vermag erhebliche Mengen von Sedimentmaterial aufzunehmen und entwickelt sich so zu einem Großsedimentationsraum. Die im Sockel wahrscheinlich durch Zerbrechung hervorgerufenen Bewegungen brachten das Deckgebirge immer mehr zum Nachsinken. Hierbei wurden gewaltige Sedimentmengen gestapelt (z. B. nach G. GUNZERT 1958 im Solling Buntsandsteinmächtigkeiten von ca. 1300 m; vgl. dazu auch: Abb. 5 bei H. STILLE und FR. LOTZE 1933). Während sich der Solling seit der Oberen Trias herauszuheben beginnt, wandern die Sedimentationsbecken von dieser zentralen Hebungszone nach Osten und auch nach Westen, wo sie — besonders erkennbar im Bereich des Leinetalgrabens — die jungkimmerischen Bruchstrukturen vorfixieren. An diesen Rändern, am Rheinischen Schiefergebirge und an der Eichsfeldschwelle, kompensieren sich dann die ursächlich aus dem Sockel stammenden Senkungserscheinungen durch kräftige Brüche, die nach dem Lias und vor Ablagerung der Oberen Kreide in deutlicher Weise erkennbar werden. — Es ist leicht verständlich, daß im Tertiär infolge der zahlreich

vorhandenen präexistierenden Brüche schon bei viel geringeren Senkungsbeträgen tektonische Belebung erfolgt. Aber auch hier folgen ruhigeren, z. T. synsedimentären Senkungen kräftige Brucherscheinungen nach.

Sprechen so die beiden großen Randbruchzonen der Hessischen Senke für die Projektion einer im Sockel vorhandenen, vielleicht grabenartigen Bruchstruktur nach oben in das Deckgebirge, so lassen die quer dazu verlaufenden Bruchsysteme weitere Schlüsse zu. Sie zerteilen die zwischen den Brüchen im Zentralteil befindliche Großscholle in mehrere Einzelschollen und zwar in eine Teilscholle südlich des Homberg-Fritzlarer Grabens, eine zwischen diesen und das Wolfhagen-Kassel-Großalmeröder System gelagerte Scholle, ein darauf nördlich folgendes, durch das Warburg-Hofgeismarer Bruchsystem im Norden begrenztes und ein nördlich davon bis zum Falkenhagener Bruchbündel reichendes Teilstück (Abb. 1). Die Streichrichtungen dieser Bruchsysteme schwenken von Süden nach Norden von einer SE—NW- zu einer WSW—ENE-Richtung ein. Die Abstände zwischen den im Norden und Süden begrenzenden Bruchsystemen werden dabei, mit Ausnahme des zwischen Kasseler und Warburger Graben liegenden Stückes, nach Norden immer größer. Außerdem erscheinen von Süden nach Norden gesehen immer jüngere Glieder der Trias in den Teilschollen (im Süden: Buntsandstein, im Norden Keuper). — Diese Quersysteme haben ihre hauptsächlichliche Verbreitung im westlichen Teil der Hessischen Senke, wo sie in die Randbruchzonen fiederartig einmünden. Sie vermögen es nicht, das Sollinggroßgewölbe zu durchschlagen, sondern beschränken sich auf den Bereich westlich von ihm. Der Solling mit seinem gewölbeeigenen tektonischen Inventar (vgl. H. A. HEDERMANN 1957) scheint also mechanisch gesehen als Störkörper innerhalb dieser Bruchtektonik zu fungieren. Die großen Bruchsysteme östlich (Leinetalgraben) und westlich (verlängerte Eggebrüche) zeigen untereinander sowohl in der Streichrichtung der Brüche, als auch in der Ausbildung derselben z. T. erhebliche Unterschiede. Der tertiäre Vulkanismus meidet mit geringen Ausnahmen die Gewölbestruktur, schaltet sich dagegen in die südöstlich zwischen die Gewölbestruktur und den Leinetalgraben geschalteten Zerrzonen und andererseits zwischen den Gewölbestrand und die Eggebrüche ein.

Die für die Erfassung des tektonischen Bildes am Westrand der Hessischen Senke so überaus wichtigen Arbeiten von H. MARTINI (1937), F. A. MIXIUS (1940) und G. SEIDEL (1938) weisen auf eine in der jungkimmerischen Tektonik erkennbare zeitliche und mechanische Zweigliederung hin. Einem älteren tektonischen Akt mit durch Zerrung entstehenden eggisch, herzynisch und rheinisch streichenden Brüchen soll dabei ein jüngerer tektonischer Akt mit Pressung an herzynisch und eggisch streichenden, sowie mit Zerrung an rheinisch streichenden Brüchen gegenüberstehen. Es muß hier mit Nachdruck auf den ständigen Zerrungscharakter an rheinisch streichenden Brüchen hingewiesen werden, wie er ja auch für den Leinetalgraben typisch ist. Damit dürfte der schon oben angedeutete Rückschluß berechtigt sein, daß hier alle Brucherscheinungen im Deckgebirge im Endeffekt auf Bewegungen an etwa rheinisch streichenden Bruchstrukturen im paläozoischen Sockel oder in noch tieferen Bereichen zurückgeführt werden können. Es ist dabei anzunehmen, daß die fiedrig angeordneten eggisch und herzynisch streichenden Brüche ebenfalls dieser Kräfteprojektion aus dem Sockel untergeordnet sind. Das von den oben genannten Autoren als

erster tektonischer Akt bezeichnete Zerrungsverhalten an rheinisch, eggisch und herzynisch streichenden Brüchen ist zwanglos mit einem Nachsinken anlässlich tektonischer Bruchvorgänge in einem tieferen Stockwerk erklärbar. Die Pressungserscheinungen an eggisch und herzynisch streichenden, primär als Zerrbrüchen angelegten Fugen im oben als 2. tektonischen Akt bezeichneten Vorgang wurde wohl mit Recht von einigen Autoren mit Schollenrotation erklärt. Es gibt keinen Hinweis dafür, daß der 1. und 2. Akt zeitlich weit auseinander gelegen haben (vgl. dazu auch FR. LOTZE 1931a, H. BOSSE 1931). Da sowohl der Zerrungscharakter an rheinisch streichenden Brüchen im 2. Akt weiterläuft, als auch kein Hinweis für einen grundsätzlichen Wandel im tektonischen Großplan mit hinlänglicher Wahrscheinlichkeit gegeben werden kann, müssen diese Bewegungen einschließlich der Schollenrotation wohl verstanden werden als unmittelbare Folge des nach wie vor bestehenden Korrespondenzverhaltens auf die Bewegungen im Sockel. Der erste tektonische Akt entspräche dabei der Bildung eines Systems von Entlastungsrissen. Im zweiten tektonischen Akt als unmittelbarer Fortsetzung des ersten antworten nun die einzelnen im 1. Akt gebildeten Großschollen jeweils auf die Tiefenbewegungen. Dabei erleiden sie Verschiebungen gegeneinander und Rotation, vor allem aber macht sich die en-bloc-Wirkung des großen Sollingstörkörpers mechanisch stark geltend. Das zeigt sich im Ausklingen der herzynisch streichenden Brüche nach Osten, in Pressungserscheinungen an den nicht rheinisch streichenden Brüchen, im Gegeneinandergleiten und Rotieren der einzelnen Schollen im Bereich der eggischen Fiedern, namentlich in den Umbiegungszonen von herzynischer zu eggischer Streichrichtung der Brüche an der tektonischen Westbegrenzung der Hessischen Senke und anderen Erscheinungen. — Die eingehende tektonische Untersuchung des Falkenhagener Störungssystems durch FR. LOTZE (1931) zeigte u. a., daß im westlichen Teil dieses Systems nur Zerrungsformen auftreten, während im östlichen Teil zahlreiche ostnordöstlich streichende Pressungsgebilde beobachtet werden können. Es liegt nach dem vorher Ausgeführten die Vermutung nahe, daß sowohl die Gesamtposition des Falkenhagener Systems, als auch die Lage der oben erwähnten Bereiche mit vorherrschender Zerrung oder Pressung mit der Lage dieses Bruchsystems zum „Störgewölbe“ des Sollings zusammenhängen könnten.

Ein Nacheinander von Zerrung auf rheinisch streichenden und Pressung auf herzynisch und eggisch streichenden Brüchen wurde aber auch vom östlichen Teil der Hessischen Senke durch FR. LOTZE (1932) aus dem südlichen Teil des Leinetalgrabens beschrieben. Es erinnert also auch hier vieles an die Verhältnisse im Westteil der Senke, so daß eine, im großen gesehen, ähnliche Entstehung angenommen werden kann.

Zusammenfassend kann also zweierlei festgestellt werden. 1. Die Tatsache, daß das heute beobachtbare tektonische Bild groß- und kleinzeitig mehrschichtig ist. — 2. Die hohe Wahrscheinlichkeit einer im Sockel vorhandenen Großbruchstruktur, die infolge ihrer großen vertikalen Entfernung von der Erdoberfläche und entsprechend dem mechanischen Verhalten des Deckgebirges eine dem heutigen Bild entsprechende Projektion in das Deckgebirge hinein erzeugte. Tektonische Bewegungen in den Sockelbrüchen hatten zunächst großräumige mehr oder weniger langsame Senkungen im oberen Stockwerk zur Folge, und erst bei Überbeanspruchung ergaben sich randliche

Zerrbruch-Strukturen. Die jungkimmerisch angelegte Zerteilung des Deckgebirges und die relativ geringe Mächtigkeit der tertiären Sedimente ergaben bei den tertiären Bewegungen eine schneller einsetzende Aktivität und eine dem alten Bild angepaßte Ausdrucksform, die ein örtlich differentes, aber im großen weitgehend ähnliches Erscheinungsbild erzeugten.

Es blieb bisher die Frage nach dem Tiefgang der Tektonik vollkommen offen. Die bisherigen geophysikalischen Untersuchungen und Ergebnisse geben keine eindeutigen unmittelbaren Hinweise für diese Frage. W. v. z. MÜHLEN (1956) versuchte durch Betrachtung eines Nord-Südprofils vom Raum nördlich von Kassel bis in den Spessart einen allgemeinen geophysikalisch-geologischen Überblick zu erhalten. Hier ist vor allem die schon 1931 von B. BROCKAMP in gleicher Tiefe angenommene Lage der Grenze „Granit-Gabbro“ in 7,5—8 km Tiefe interessant, weil diese Werte wesentlich geringer sind, als die in Süddeutschland außerhalb der „Neckar-Tauber-Anomalie“ gemessenen (vgl. auch: E. BEDERKE 1957). — Es ergibt sich hier mithin auch kein ausgesprochener Hinweis für das Vorhandensein größerer basischer Massen in geringerer Tiefe als 7,5 km, etwa in Form der von H. CLOOS (1939) angenommenen Zwischenherde der Tertiärvulkane oder größerer subvulkanischer Massen. Man muß also wohl damit rechnen, worauf E. BEDERKE (1957) und auch H. A. HEDEMANN (1957) besonders hingewiesen haben, daß diese basaltischen Schmelzen des Tertiärs unmittelbar aus großen Tiefen aufgestiegen sein dürften. H. A. HEDEMANN hatte angenommen, daß sie wohl aus der hier relativ nahe der Oberfläche liegenden „Gabbroschicht“ stammen könnten. Die mineralogisch-petrographischen Untersuchungen an Einschlüssen und Auswürflingen des tertiären Vulkanismus der Hessischen Senke durch S. SCHWARZMANN (1957) kann durchaus als Stütze für die Annahme einer Tiefenherkunft der basaltischen Schmelzen angesehen werden. Damit ergibt sich aber auch eine Antwort für die oben gestellte Frage nach dem Tiefgang der Tektonik in der Hessischen Senke. Erst durch die Bruchwirkungen dieser Tektonik werden Aufstiegswege für solche profunden Schmelzen zur Verfügung gestellt. E. BEDERKE (1957) nimmt an Hand einer ganzen Reihe von Indizien an, daß die basaltischen Schmelzen wohl kaum der „Gabbroschicht“ entstammen könnten, wie es H. A. HEDEMANN (1957) für möglich gehalten hatte. Er leitete sie eher aus Bereichen unterhalb der MOHORovičič-Diskontinuität, aus der „Peridotitschicht“ ab. Das würde für die Hessische Senke bedeuten, daß die Bildungstiefe ihrer basaltischen Schmelzen mehr als 27 km betragen muß. Das wirft aber auch ein entsprechendes Licht auf das Vorhandensein von Aufstiegswegen bis in diese Tiefen und damit auch auf den Tiefgang der Bruchtektonik dieses Bereiches.

Der Oberrheintalgraben

Im Gegensatz zur Hessischen Senke lassen sich die morphologischen Formen des Oberrheintalgrabens in klarer Weise auf die Grabenstrukturen beziehen. Vielfache Wechselbeziehungen zwischen junger Tektonik und morphologischer Formung sind überall nachweisbar. Nicht nur der Graben selber, sondern auch gewisse weitere Strukturen, wie z. B. die Randschollen der Vorbergzone treten im morphologischen Bild heraus. Die Struktur wird im Süden von den Vogesen und dem Schwarzwald, im Norden vom Pfälzer Bergland und dem Odenwald flankiert. Zwischen diese südlichen und

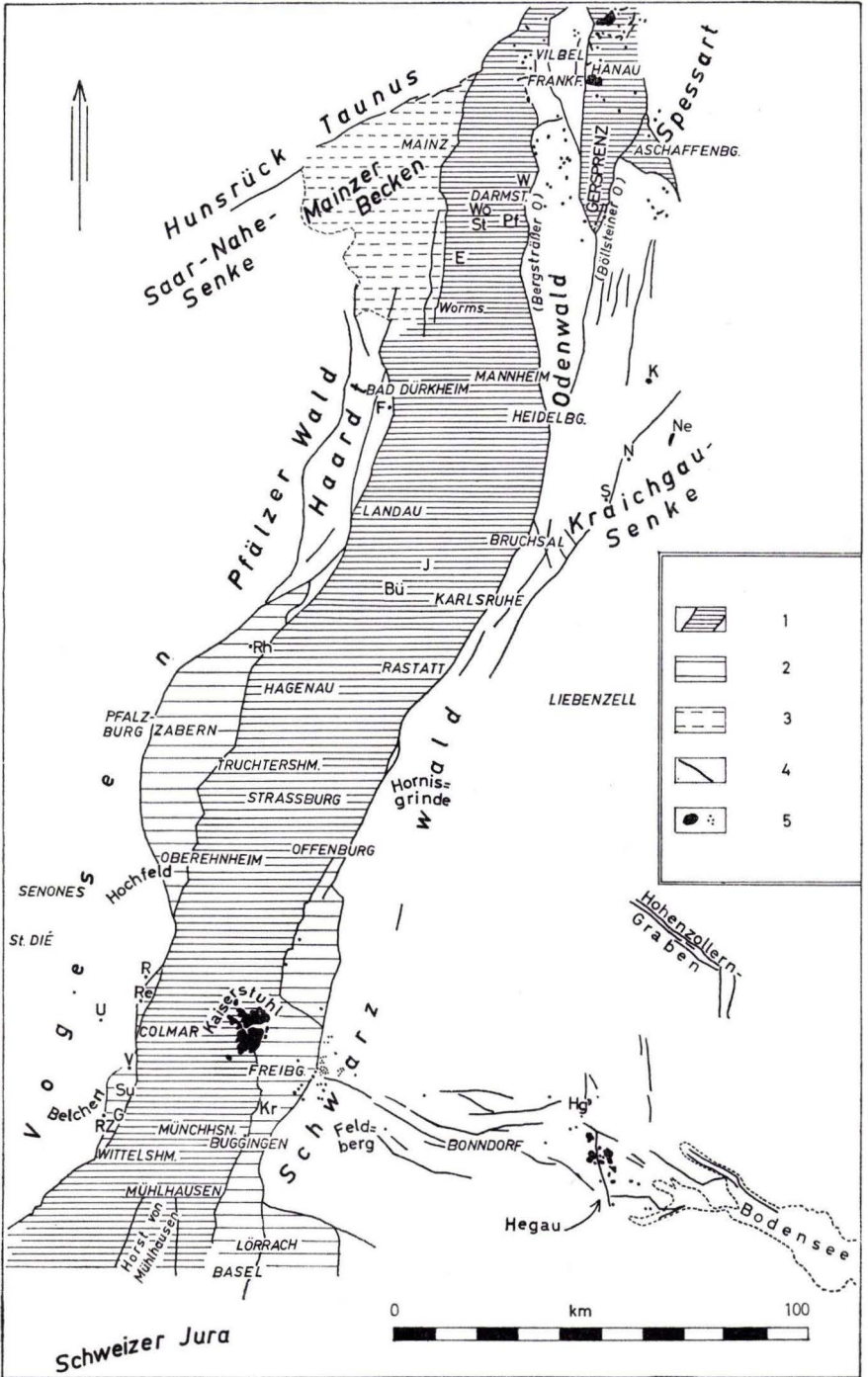


Abb. 2 Geotektonische Übersichtskarte des Oberrheinialgrabens. 1... Grabenschollen -- 2... Vorbergschollen -- 3... Mainzer Becken (im engeren Sinne) -- 4... große Verwerfungen -- 5... tertiäre Vulkanite -- Bü... Büchelberg -- E... Eich -- F... Forst bei Bad Dürkheim -- G... Gebweiler/Elsaß -- Hg... Höwenegg -- J... Jockgrim -- K... Katzenbuckel -- Kr... Krozingen -- N... Neckarbischofsheim -- Ne... Neckarelz -- Pf... Pfungstadt -- R... Rappoltswiler/Elsaß -- Re... Reichenweiler/Elsaß -- Rh... Reichshofen/Elsaß -- RZ... Rimbach-Zell/Elsaß -- S... Sinshelm -- St... Stockstadt -- Su... Sulzmatt/Elsaß -- U... Urbeis/Elsaß -- V... Vöcklingshofen/Elsaß -- W... Weiterstadt -- Wo... Wolfskehlen.

nördlichen Flankengebirge schaltet sich im mittleren Grabenabschnitt an der östlichen Grabenschulter die morphologisch gut heraustretende Kraichgauenke, an der westlichen Grabenschulter die morphologisch nicht ganz so schön erkennbare Zabern-Pfalzburg-Senke ein. Im Grabenbereich selber finden sich, mit Ausnahme der vorgenannten Randschollen, ein morphologisch unruhiger ausgebildeter Bereich im Süden (südlich von Mülhausen und in der Freiburger Bucht), einige aus tertiären Gesteinen gebildete Hügel westlich des Rheins im mittleren Grabenabschnitt, einige Bereiche im mittleren und nördlichen Graben mit zahlreichen sehr jungen Flugsanddünen, vor allem aber der mitten im Grabenbereich aufragende aus tertiären Vulkansteinen gebildete Kaiserstuhl, westlich von Freiburg/Breisgau. Er überragt die Rheinebene um mehr als 300 m (Abb. 2).

Über die geologische Geschichte, die zum heutigen Erscheinungsbild des Grabens führte, geben neben den natürlichen und künstlichen Tagesaufschlüssen die von der Kaliindustrie (im Süden) und den Erdölfirmen durchgeführten Untertageaufschlüsse und Bohrungen, sowie die geophysikalischen Untersuchungen Auskunft. Zu der von L. RÜGER (1932) zusammenfassend dargestellten Literatur über den Oberrheintalgraben sind daher seitdem, namentlich auch von Seiten der Erdölindustrie, zahlreiche wichtige Arbeiten getreten. Die Ergebnisse der Tiefbohrungen der letzten beiden Jahrzehnte haben dazu beigetragen, die Kenntnisse über Ausbildung, Stratigraphie und Mächtigkeit der im Graben befindlichen Gesteinsserien wesentlich zu erweitern. Bereits die schöne Übersichtskarte der Tiefenlage der Tertiärbasis von E. WIRTH (1954, Taf. 2) zeigt neben der unregelmäßigen Gestaltung dieser Fläche ein Gebiet mit besonders kräftigen Tiefenwerten im Raum zwischen Rastatt und nördlich von Heidelberg. Hier werden nach dieser Karte Tiefen von mehr als 2500 m erreicht. Dabei weist das Gebiet um Heidelberg die größten Mächtigkeiten auf. Hier erreicht allein das limnisch-fluviatile Pliozän Mächtigkeiten bis 700 m (J. BARTZ 1953, E. WIRTH 1953). In schöner Übereinstimmung damit stehen besonders niedrige Schwerewerte dieses Gebietes (E. WIRTH 1951 Abb. 6; „Schwetzinger Minimum“ H. CLOSS 1937, 1943, W. WAGNER 1950). A. SCHAD (1953) vermutete nach Bohrungen die Tertiärbasis im Raum nördlich von Karlsruhe bei 3500 m und mehr. E. VEIT (1955) gibt für die Struktur Pfungstadt (südl. von Darmstadt) eine Tiefenlage der Tertiärbasis von 2256 m, für den Raum westlich davon eine vermutete Tiefe von 2500—2800 m an. Diese wenigen Zahlen deuten schon die gewaltige Mächtigkeit der im Graben aufgestapelten jungen Sedimente an. Nicht nur das Tertiär, sondern auch das Pleistozän kann bereichsweise erhebliche Mächtigkeiten erreichen (E. WIRTH 1954 Abb. 2). Hier ist vor allem der Raum unmittelbar westlich des Odenwaldrandes bevorzugt, in dem Mächtigkeiten der pleistozänen Schotter von ungefähr 400 m nachweisbar sind (J. BARTZ 1953, W. SALOMON 1927, E. WIRTH 1953). Bei Worms zeigen sich nach W. WAGNER (1947 a) seit dem Unterpliozän Verwerfungen mit Sprunghöhen von 780 m gegenüber dem rheinhessischen Plateau, wovon allein für die Zeit seit Beginn des Pleistozäns 300 m entfallen sollen. Für die Gesamtsprunghöhen (= Gesamtversenkung des Grabeninneren) ergeben sich natürlich höhere Werte. So werden von J. ANDRES und A. SCHAD (1959) für den Grabenoststrand südlich von Heidelberg zwischen dem tiefsten Einsenkungsbereich des Grabens und dem Rahmen im Mittel ca. 4000 m, bei Heidelberg wahrscheinlich 5500 m, zwischen Heidelberg und Darmstadt Mindestsprung-

beträge von 3500—3800 m erwähnt. Die Beträge am westlichen Rand des nördlichen Grabenteils sind mit 2000—3000 m wesentlich geringer.

Die neuen Bohrungen haben auch für die Stratigraphie wertvolle Beiträge ergeben. Während im südlichen Grabenteil die eozänen bis unteroligozänen Serien in Mächtigkeiten von über 1000 m anzutreffen sind, erscheinen sie im Nordteil des Grabens in einer um ein Vielfaches geringeren Mächtigkeit. Die Lymnänenmergel (oberes Eozän) keilen bereits vor Erreichen des Mainzer Beckens aus und auch die Pechelbronner Schichten des Unteroligozäns erreichen offenbar nur noch im Raum von Darmstadt den südlichen Teil des Mainzer Beckens (F. DOEBL 1958, E. VEIT 1955, E. WIRTH 1954a). Es besteht nach W. WAGNER (1955a) die hohe Wahrscheinlichkeit, daß Teile des Unteroligozäns im Grabennordteil und im Mainzer Becken bereits vor Ablagerung des Mitteloligozäns wieder abgetragen worden sind. Erscheinungen dieser Art sind bisher aus den südlichen Grabenteilen nicht bekannt geworden. — Während die mitteloligozänen Serien, namentlich der Septarienton, keine stark differenzierten Mächtigkeitswerte im Grabenbereich aufweisen — sie sind im Gegenteil Zeuge einer längs des heutigen Grabens verlaufenden Meeresstraße —, verschiebt sich das Mächtigkeitsverhältnis seit dem Oberoligozän zu Gunsten des Grabennordabschnittes.

Auf Grund solcher Mächtigkeitsvergleiche lassen sich drei Grabenabschnitte festlegen. 1. Ein südlicher, durch mächtige eozän-unteroligozäne Sedimentation gekennzeichneter Abschnitt (bis nördlich von Straßburg). 2. Ein mittlerer mit abnehmender Mächtigkeit des Eozän-Unteroligozäns, aber kräftiger entwickeltem Oberoligozän (bis nördlich von Bruchsal). 3. Ein nördlicher Abschnitt, der besonders durch sehr mächtige Serien ab Oberoligozän gekennzeichnet ist. Der Unterschied dieser Grabenteile ist allerdings nicht nur in Mächtigkeitsdifferenzen, sondern auch in Faziesunterschieden erkennbar, was bei der Parallelisierung namentlich der Oberoligozän-Miozän-Serien zu manchen Schwierigkeiten Anlaß gibt (vgl. z. B. A. SCHAD 1956). — Der erwähnte mittlere Abschnitt entspricht jenem Bereich, an dem die Kraichgausenke im Osten und das Zabern-Pfalzburg-Bruchfeld im Westen an den Graben herantreten. Der besondere Charakter dieses mittleren Abschnittes des Oberrheinalgrabens läßt sich aus dem Übersichtskärtchen von F. DOEBL (1958, Abb. 1) sehr gut erkennen. In diesem Bereich befinden sich sowohl die Nordgrenze der Lymnänenmergel (etwa bei Speyer), als auch die Südgrenzen der brackisch-marinen Fazies des Aquitans (nördlich von Hagenau, südlich von Rastatt) und des „Ober-Miozäns“ (Landau-Bruchsal).

Trotz des hier nur in groben Zügen gezeigten Erscheinungsbildes der Tertiärsedimente des Oberrheinalgrabens lassen sich schon hier einige wichtige genetische Schlüsse ableiten. Einer kräftigen Senkung des Südgrabenbereiches im Prärupélien folgen ein Ausgleich im Rupélien und danach ein besonders kräftiger Senkungsvorgang im Nordgraben.

Vergleicht man an dieser Stelle einmal Lokalisation und Alter des im Grabensüdteil auftretenden tertiären Vulkanismus des Kaiserstuhls, so ergeben sich aus diesem Vergleich recht interessante Perspektiven genetischer und zeitlicher Art. Nach Einstufung der jüngsten prävulkanischen Sedimente des Kaiserstuhls in das Chatt (W. HASEMANN und W. HEINEMANN 1957) und durch die aus Kleinsäugerfunden in Tuffen des Limberges datierbaren Eruptionen des letzteren Vulkanbaus mit Burdigal- (womöglich Jungburdigal-)Alter durch H. TOBIEN (1958), scheint nach H. TOBIEN den Eruptionen

des Kaiserstuhls ein Aquitan- bis Präoberburdigal-Alter zuzukommen¹⁾. Zu gleicher Zeit ist aber nur noch eine äußerst geringe Sedimentation im Grabensüdteil zu beobachten. Es ergeben sich für diesen Bereich sogar Hinweise für die Umlagerung älterer Sedimente des Tertiärs und Mesozoikum (E. JÖRG 1951), die auf sehr wechselnde Abtragungs- und Sedimentationsverhältnisse hindeuten (M. PFANNENSTIEL 1933, E. JÖRG 1951). Im Gegensatz zum nördlichen Grabenteil scheinen im Süden Differentialbewegungen zwischen Graben und Grabenschulter ausweislich dieser Sedimentations- und Abtragungsverhältnisse relativ gering gewesen zu sein. Es ereigneten sich offenbar Aufwärtsbewegungen nicht nur der süd-oberrheinischen Gebirge, sondern auch des in diesem Raum liegenden Grabenteiles (vgl. auch L. ERB 1948, W. PAUL 1958). Anlässlich solcher großräumigen langsamen Vertikalbewegungen wurden offenbar an präexistierenden Bruchstrukturen, namentlich an Bruchkreuzungen, Spalten geöffnet, die an einigen Stellen tertiären magmatischen Schmelzen den Aufstieg ermöglichten.

Das unterschiedliche Verhalten von Grabennord- und -südteil führte W. WAGNER (1950) auf eine Kippung des Grabens um eine etwa im Bereich der querenden Pfalzburger-Kraichgau-Struktur zu denkenden Querachse zurück. Interessanterweise hat J. GOGUEL (1957) an Hand gravimetrischer Berechnungen und Überlegungen die Meinung ausgesprochen, daß man für den Grabennordteil eine Bildung als Zerrgraben auch geophysikalisch anerkennen könne, während sich im Süden (Bereich: Vogesen-Schwarzwald) Komplikationen bei einem solchen Deutungsversuch ergeben. J. GOGUEL glaubt eine Erklärung der unkompenzierten Verhältnisse zwischen stark versenktem Grabeninhalt und besonders kräftig gehobenen Grabenschulterbereichen für den Grabensüdteil in Rückwirkungen der Alpenbewegungen auf dieses Gebiet sehen zu können. Dieser Erklärungsversuch könnte u. U. zugleich eine Deutungshypothese für den die postmittelliozäne Kippung hervorrufenden ursächlichen Vorgang werden. Hierbei dürfte es sich wohl aber kaum um eine mit Horizontalkomponente unmittelbar aus den Alpenbewegungen stammende Kräftewirkung, sondern eher um eine mit Vertikalkomponente auftretende Korrespondenzwirkung des tieferen Untergrundes handeln. Sie würde dann dem von N. THÉOBALD (1954) als Grundmechanismus geforderten epirogenen Vertikalbewegungen entsprechen. — Andererseits läßt sich die Möglichkeit unmittelbarer tektonischer Einwirkungen vom Alpenkörper (im weitesten Sinne) für den südlichen Grabenbereich nicht ausschließen. O. WITTMANN (vor allem 1952), N. THÉOBALD (1950) und andere haben darauf hingewiesen, daß manche tektonischen Erscheinungen im südlichen Grabenbereich und vor allem im kompliziert gebauten Südteil der östlichen Grabenschulterscholle am zwanglosesten durch Angreifen von Kräften mit starker Horizontalkomponente vom Alpenkörper her erklärbar wären. Für die oben erwähnten geophysikalischen Diskrepanzen des Grabensüdbereiches dürften jedoch m. E. solche Kräftegruppen nur untergeordnete Bedeutung haben.

In dieser Zeitspanne mehr oder weniger allgemeiner Hebung konnten sich auch die den Graben querenden ESE—WSW-Bruchlinien in der Freiburger Bucht durch-

¹⁾ Über die geologisch-petrographische Entwicklung und den Aufbau des Kaiserstuhls, sowie über die entsprechende geologische Literatur berichten die vor kurzem erschienenen Erläuterungen zur geologischen Exkursionskarte des Kaiserstuhls (Freiburg/Brsg. 1959).

setzen, so daß im Bereich der Bruchvergitterung mit den rheinischen Brüchen günstige Aufstiegswege für die magmatischen Schmelzen geschaffen wurden. — Für den Grabennordteil wurde von E. WIRTH (1953) eine erhebliche Schichtlücke über den Hydrobienschichten des Aquitan angenommen. Ganz offenbar erfolgte auf die deutlichen, in manchen Bereichen des nördlichen Grabens im Untermiozän recht kräftigen Bewegungen an Bruchflächen (z. B. E. VEIT 1955) postaquitanisch eine allgemeine Heraushebung des Gebietes. Die Sedimentation wurde zeitweilig unterbrochen oder gar gelegentlich durch Abtragung abgelöst. — In einer soeben erschienenen Arbeit haben W. HINSCH und H. MODELL (1959) nach Untersuchung von Bohrungen im nördlichen Oberrheintalgraben bei Pfungstadt die Meinung vertreten, daß zwischen den Hydrobienschichten und einer dort auftretenden „Obermiozänserie“ keine Schichtlücke aufträte. Die von diesen Verff. gegebene Gliederung sieht für die Cerithien- und Corbiculaschichten ein Aquitanalter, für die Hydrobienschichten entgegen den bisherigen Anschauungen ein Alter vom Burdigal bis Torton einschließlich vor. Allerdings sind die Hydrobienschichten brackisch, die über ihnen liegenden „Obermiozänsschichten“ limnisch ausgebildet. Die darüber lagernden pliozänen Schichten zeigen dann terrestrisch-fluviatile Ausbildung. Unter Voraussetzung der Richtigkeit der obigen stratigraphischen Einstufungen für das genannte Gebiet könnte ein solcher langsamer konsequenter Fazieswechsel durchaus ebenfalls als Ergebnis der oben vermuteten langsamen Heraushebung des Gebietes nach dem Aquitan betrachtet werden.

Vom Kaiserstuhl ist weiterhin noch eine kräftige junge Bruchtektonik bekannt geworden, durch welche die dortigen Vulkanbauten betroffen worden sind. Offenbar markiert also auch hier — wie in der Hessischen Senke — der Vulkanismus eine Zeit besonders günstiger Spaltenbildung ohne kräftigere Differentialbewegungen an den Brüchen. Er kommt zum Erlöschen beim Einsetzen verstärkter tektonischer Bewegungen an den Bruchflächen.

Auch über das Miozän und Pliozän hinaus ist tektonische Aktivität im Oberrheintalgraben feststellbar und zwar in einem sehr viel stärkeren Maße als in der Hessischen Senke. Wenn auch besonders der Raum zwischen Heidelberg und Darmstadt betroffen ist, so lassen sich auch in anderen Teilen des Grabens mannigfache Bewegungen nachweisen (E. GUENTHER 1941, O. WITTMANN 1941, 1952). In neuerer Zeit hat sich L. HIRSCH (1950, 1952, 1952a) mit dem Charakter der pleistozänen Tektonik im Karlsruher Raum beschäftigt. Selbst wenn man mancher problematischen Deutung und dem Schematismus einer „Schachbrett-Tektonik“ nicht ganz folgen kann, so bleibt doch der Hinweis auf das Vorhandensein dieser jungen Tektonik und auf ihre zweifellos komplexe Erscheinungsform wertvoll. — Dieser jungen Tektonik im Graben korrespondieren Hebungerscheinungen in den Randgebieten, die sich an großräumigen Verbiegungen und an Bewegungerscheinungen an zumeist präexistente Brüchen zu erkennen geben. Sie setzen offenbar deutlich im Oberpliozän ein und erreichen, wie z. B. die Untersuchungen von L. ERB (1948), W. PAUL (1955, 1958), E. SEIBOLD (1954), G. WAGNER (1929, 1952) aus dem Schwarzwald gezeigt haben, im Quartär erhebliche Ausmaße. Jüngste tektonische Unruhe spiegelt sich — im Gegensatz zur Hessischen Senke — auch im Auftreten zahlreicher Erdbeben wieder.

Die Schwierigkeiten, die bei den Terrassenparallelisierungen und -datierungen im Oberrheingebiet verschiedentlich auftreten, dürften ebenfalls zu einem großen Teil

ihre Ursache in den pleistozänen tektonischen Bewegungen haben (vgl. z. B. hierzu in der soeben erschienen Arbeit von R. HEIL (1959) die Bemerkungen bezüglich des Odenwaldrandes auf S. 42—44). Namentlich L. WILSER (1929, 1932) glaubte, einwandfrei noch heute wirksame tektonische Bewegungen nachweisen zu können. Es soll allerdings in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben, daß in neuerer Zeit H. WITTMANN (1954/55) auf einige größere Schwierigkeiten hingewiesen hat, die bei solchen Interpretationen der Erosions- und Akkumulationsabschnitte des Rheines auftreten können. Er hat nämlich in seiner Arbeit die Wirkungen der Stromkorrekturen und anderer künstlicher Eingriffe in die Flußstätigkeit diskutiert und auf einige Konvergenzmöglichkeiten zu den Wirkungen endogener (tektonischer) Kräfte aufmerksam gemacht. Ob diese Einwände allerdings die grundsätzlichen Erkenntnisse L. WILSERS wirklich entkräften, muß dahingestellt bleiben.

In einigen der oben genannten Arbeiten wurde auf die Phasengebundenheit der tektonischen Bewegungen hingewiesen. Die Kenntnis der kräftigen synsedimentären Bewegungen an Bruchflächen, wie sie vor allem in den letzten Jahren durch die erdölgeologischen Untersuchungen vertieft worden sind (z. B. J. ANDRES & A. SCHAD 1959, A. SCHAD 1953 und 1957, R. SCHNAEBELÉ 1948, E. STRAUB 1956, E. WIRTH 1954), dürften bei der allzu scharfen Phasenpräzisierung und -korrelierung Korrekturen nötig machen. Die Tatsache vielfacher, vielleicht zeitweilig intensiver werdender Bewegungen bleibt natürlich bestehen, wenn auch über Ausmaß und Gleichzeitigkeit im Gesamtgrabengebiet weitere eingehende Untersuchungen und Diskussionen notwendig werden.

Nach allen bisherigen Kenntnissen scheint die eigentliche Bruchtektonik des Oberrheinalgrabens erst ab Oberoligozän einzusetzen (W. WAGNER 1947), wobei sie nach E. WIRTH (1948) in besonders kräftiger und ausgeprägter Weise postaquitanisch in Erscheinung tritt. Die vorhergehende Sedimentation hatte offenbar in einer weiten sich ständig absenkenden Depression stattgefunden, deren Längsachse mit derjenigen des heutigen Rheinalgrabens mehr oder weniger übereinstimmte, deren Ränder aber wohl zumeist über die heutigen tektonischen Grenzen hinausgriffen. Auf die durchaus unterschiedlichen Senkungszeiten und -beträge in den einzelnen Grabenabschnitten wurde oben bereits mehrfach hingewiesen. Schon im Aquitan beginnt sich der Sedimentationsraum mehr oder weniger mit dem heutigen Graben zu decken. Das zeigen die von F. DOEBL (1958) aufgewiesenen Faziesmerkmale ebenso wie die von J. ANDRES & A. SCHAD (1959) gezeigten Mächtigkeitsreduktionen an den Grabenrändern im Grabennordteil sehr deutlich. Diese Entwicklung setzt sich dann vom Aquitan konsequent bis in die jüngste Erdgeschichte fort.

Die bisher gemachten Feststellungen bezüglich der tertiären Tektonik werfen die wichtige Frage auf, ob der Oberrheinalgraben als solcher tatsächlich erst im Jüngeren Tertiär gebildet worden ist, oder ob er in irgendeiner Form — ähnlich wie die Hessische Senke — schon prätertiär vorhanden war. — Nach den bisherigen Kenntnissen fehlt die Kreide im Bereich des Oberrheinalgrabens und seiner nächsten (mit Ausnahme der südlichsten) Umgebung. Es wird angenommen, daß während dieser Zeit im Oberrheingebiet keine Sedimentation stattfand. Dieses Fehlen der Kreide wurde von H. CLOOS (1939) in besonders eindrucksvoller Weise mit einer schildartigen Hebung des gesamten Gebietes erklärt. — Im Gegensatz dazu sind Jura-Schichten nicht

nur aus den Randschollen, sondern auch aus Bohrungen im Grabeninneren selbst bekannt geworden.

Interessanterweise geht nun das Profil der prätertiären Schichten im südlichen Teil des Grabens höher hinauf als im Graben-Nordabschnitt. Die tertiären Schichten transgredieren im ganzen Bereich nördlich von Worms über Rotliegendem, weiter südlich über Buntsandstein und ungefähr 20 km südlich von Ludwigshafen über tiefstem Keuper (J. ANDRES & A. SCHAD 1959). Bei Heidelberg liegen sie schon über mittlerem Lias, im Karlsruher Raum über mittlerem und oberem Dogger, westlich von Landau/Pfalz über Dogger α , vielleicht grabenwärts noch etwas höher (D. NOTTMEYER 1954). Höherer Dogger (Bathonien) wird bei Hagenau/Elsaß und nicht weit davon entfernt bei Truchtersheim mindestens Calloviem, wenn nicht unterstes Oxfordien diskordant überdeckt (R. SCHNAEBELÉ 1948). Weiterhin überlagert das Tertiär bei Offenburg Dogger ε (O. ROSENBAACH, R. KOEHLER, E. WIRTH 1954) und im Grabensüdteil unteren Malm (F. KABELAC 1955). Eine solche Verteilung der prätertiären Serien zeigt zweierlei an. Es erweist sich zunächst einmal, daß primär die mesozoischen marinen Sedimentationsräume über das Gebiet des heutigen Grabens hinweggegriffen haben müssen. Damit besteht also kein Hinweis für das Vorhandensein einer Grabenstruktur in jener Zeit, wenn auch für den Schwarzwald offenbar gewisse modifizierende Einschränkungen mindestens für den unteren Jura gemacht werden müssen (W. CARLÉ 1955, N. THÉOBALD u. P. L. MAUBEUGE 1943/49, N. THÉOBALD 1950a, S. v. BUBNOFF 1956). Am ehesten findet sich im Rhät ein Hinweis für eine Depression — allerdings keine Grabenbildung — im Gebiet des südlichen Rheintalgrabens (M. PFANNENSTIEL 1932, W. WAGNER 1953). — Zum anderen zeigt das Übergreifen der Tertiärdiskordanz über immer ältere Serien von Süden nach Norden an, daß zwischen Malm und Eozän prätertiäre Tektonik die Schichten aufgebogen hat, und danach prätertiäre Abtragung die Auflagerungsfläche für das Tertiär erzeugte (vgl. dazu A. STRIEGEL 1949). In besonders starker Weise ist der nördliche Teil des Grabenbereiches von dieser flexuellen Aufbiegung betroffen worden, während im mittleren und südlichen Grabenteil die Tertiärbasis über lange Strecken hinweg in Teilen des mittleren und oberen Doggers und des unteren Malm verläuft.

Es muß also hier noch einmal herausgestellt werden, daß die Anlage des Rheintalgrabens als Bruchstruktur im Gegensatz zur Hessischen Senke erst im Tertiär, vor allem im Jüngeren Tertiär, erfolgte. Andererseits läßt sich nicht verkennen, daß Bruchanlagen mit rheinischer Richtung in weiten Gebieten des Grabens und seiner Umgebung im Gefolge der alttertiären Senkungen (N. THÉOBALD 1955, R. SCHNAEBELÉ 1948 u. a.), aber auch schon prätertiär vorhanden waren. Sie sind unmittelbar aus dem Schwarzwald, den Vogesen, dem Odenwald und dem Pfälzer Bergland bekannt (vgl. dazu: W. RÜGER 1930, CH. ZAMNER 1957). Offenbar ergeben sich auch Hinweise für das Vorhandensein prätertiär angelegter „mesozoischer Randstaffeln“ (E. WIRTH 1954). Außerdem haben J. ANDRES & A. SCHAD (1959) im nördlichen Grabenteil zeigen können, daß schon prä-obereozän gewisse nach Osten gerichtete Kippungen der späteren Grabenschollen zu beobachten sind. Die Verff. halten diese Kippungen sogar für prätertiär. Schließlich hat D. HOENES (1943/49) darauf aufmerksam gemacht, daß die Unterschiede in der petrographisch-chemischen Entwicklung und dem Intrusionsniveau der Magmenförderungen des Schwarzwaldes und der Vogesen vermuten lassen,

daß der Rheintalgraben durch eine bereits in varistischer oder gar vorvaristischer Zeit angelegte wichtige geotektonische Trennungsfuge vorgezeichnet war. Nichts weist aber auf das Vorhandensein einer regelrechten prätertiären Grabenstruktur hin, aber auch nichts, was diesem Teil der Mittelmeer-Mjösenzone in der Zeit vom oberen Perm bis zum Tertiär im Vergleich zu seiner Umgebung einen ansprechbaren para-geosynklinalen Charakter (H. STILLE 1947) verliehen hätte. Die eingehende Verfolgung der „rheinischen Richtung“ im präkimmerischen Süddeutschland durch R. BRINKMANN (1923/25) zeigt zwar in der Richtung varistischer Gänge und mehrfach im Verlauf der Ränder mesozoischer Sedimentationsbecken diese rheinische Richtung, doch gibt sich auch hier der Oberrheintalgraben weder als ausgeprägtes alleiniges oder Spezial-Sedimentationsbecken, noch als durchgehende Bruchstruktur zu erkennen. Allerdings ergeben sich offenbar mindestens für den Mittleren Dogger epirogene Bewegungen, die ein schwellenartiges Empортаuchen des Schwarzwaldes und der Vogesen, sowie ein schwaches Einsinken im Raum des Oberrheintalgrabens zur Folge hatten (H. ILLIES 1956). Wenn auch H. ILLIES hierbei Hinweise für ein „schwach orogenetisches Einsinken des Rheintalgrabens“ sieht, so sind diese Erscheinungen wohl doch zu gering, als daß sie als Grabentektonik bezeichnet werden könnten¹⁾.

Dagegen treten im Raum zwischen Südüdenwald und Nordschwarzwald, also im weiteren Bereich der heutigen Kraichgausenke immer wieder im Verlauf der Erdgeschichte SW—NE-Elemente hervor, die dieser Zone eine besondere Bedeutung verleihen²⁾. Hinweise dafür bieten z. B. Beckengestaltung und -ausbildung der Rotliegend-Sedimentationströge (R. BRINKMANN 1923/25 Abb. 3, W. CARLÉ 1955 Abb. 2), aber auch der zeitweilig weite Vorstoß des Zechstein-Meeress nach Südwestdeutschland, der bezeichnenderweise mit seinem Südwestzipfel in den Verlauf der heutigen Pfalzburg-Kraichgausenke hineinstößt (R. BRINKMANN 1954 Abb. 25, S. v. BUBNOFF 1956 Abb. 110, W. CARLÉ 1955 Abb. 2). Der Buntsandstein zeigt im Bereich der Pfalzburg-Kraichgau-Senke ebenfalls überdurchschnittliche Mächtigkeiten (W. WAGNER 1953, R. BRINKMANN 1927). Die Grenze des Unteren Wellenkalkes und die Linien gleicher Mächtigkeit des Unteren Muschelkalkes (P. VOLLRATH 1924), aber auch offenbar die salinare Sedimentation im Mittleren Muschelkalk (G. RICHTER-BERNBURG 1955) zeigen Beziehungen zu dieser großen Depression³⁾. Die Tiefenlinie des Sedimentationsbeckens im Oberen Hauptmuschelkalk (G. WAGNER 1956) zieht mit SW—NE-Richtung im Nordteil der Depression entlang, und auch die feinstratigraphische Untersuchung des Trochitenkalkes durch W. WIRTH (1957) zeigt im Raum der heutigen Kraichgausenke in der gleichen Richtung streichende Becken und Schwellen an (vgl. auch A. VOLLRATH 1955). Es muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß die neueste von A. VOLLRATH (1958) veröffentlichte paläogeographische Darstellung des Trochitenkalkes (nach der Mächtigkeit) wohl im östlichen Kraichgau eine Beckenzone anzeigt, die aber nach Westen in Richtung auf den heutigen Rhein stark verflacht. Dagegen zieht eine dieser Zone parallele Beckenzone durch den Nordschwarz-

¹⁾ Vgl. hierzu auch die kürzlich erschienene Arbeit von H. GENSER (1959).

²⁾ Die gesamte bis 1957 über die Kraichgausenke veröffentlichte geologische Literatur hat kürzlich G. MAYER (1958) in verdienstvoller Weise zusammengestellt.

³⁾ Bezüglich der Stratigraphie und Ausbildung dieser Salze siehe E. SCHACHL (1954) und M. GWINNER (1956).

wald. Trotz dieser Modifikation ist kein Hinweis dafür gegeben, daß diese SW—NE-streichenden Becken- und Schwellenzüge etwa durch eine im heutigen Oberrheintalgraben befindliche Nord-Süd-Struktur irgendwelcher Art gekappt worden seien. — Auch im Keuper deutet die von L. LAEMMLEN (1958) gegebene Darstellung der „Sandschüttungen“ ein Vorfingern im vorgenannten Raum weit über Zabern nach Westen an. Für den Jura sind Aussagen dieser Art wegen der lückenhaften Erhaltung im Raum der Struktur wesentlich schwieriger zu machen. N. THÉOBALD (1954) hat allerdings bei Faziesvergleichen des höheren Bajocien und des Bathonien auf das Vorhandensein einer Zabern-Kraichgau-Depression geschlossen. — Selbst im Alttertiär deutet das bevorzugte Auftreten untereozyäner Süßwasserablagerungen im Bereich des Schnittes der Pfalzburg-Kraichgausenke mit dem Oberrheintalgraben die Bedeutung dieser Querstruktur auch zu damaliger Zeit an (W. WAGNER 1938). Für das Unteroligozän vermutete W. WAGNER (zuletzt 1955a und 1959) im Bereich der Zaberner Senke sogar eine Verbindung mit dem Pariser Becken.

Aus diesem kurzen Überblick der paläogeographischen Situation ist vor allem im Vergleich zur Hessischen Senke zu betonen, daß im Raum des heutigen Oberrheintalgrabens keine Hinweise für eine — im ganzen gesehen — generelle mesozoische Absenkung oder Grabenbildung gegeben sind, vielleicht abgesehen vom Rhät und untersten Lias (W. WAGNER 1953). Während in der Hessischen Senke nach den langandauernden altmesozoischen Senkungen im Jungmesozoikum eine kräftige Bruchtektonik mit Anlage großer Grabensysteme nachweisbar ist (jungkimmerische Tektonik H. STILLES), beobachten wir im Oberrheingebiet nichts dergleichen. Das Gebiet hebt sich im Oberen Jura zwar, die Sedimentation wird unterbrochen, örtlich bilden sich infolge besonders kräftiger Aufwärtsbewegungen E—W-streichende Flexuren (Raum Heidelberg-Darmstadt: A. STRIEGEL 1949), ohne Zweifel reißen auch einige tektonische Brüche auf, aber das Bild erinnert in nichts an den heutigen Grabenbau. Während nach der jungkimmerischen Bruchtektonik das Kreidemeer im Norden der Hessischen Straße noch deutlich in diese Senke hineingreift, ist das gesamte Gebiet des heutigen Oberrheintalgrabens offenbar frei von kretazischen Ablagerungen.

Die starken synsedimentären alttertiären Senkungen im südlichen Oberrheintalgraben haben weder im Nordteil des Grabens, noch in der Hessischen Senke vergleichbare Analoge. Diese südrheinischen Sedimentationsbecken sind in den Kalilagerstätten besonders gut studiert worden (N. THÉOBALD 1950, K.-H. SEELIS 1955, E. STURMFELS 1943, W. WAGNER 1955). Hierbei ist bemerkenswert, daß sich die Kalibecken bereits in ihrer Längsachse an die „rheinische Richtung“ anlehnen. Weiterhin findet durch die Ausbildung einer horstartigen Mittelstruktur („Mühlhauser Horst“) eine Aufteilung in ein großes westliches („Wittelsheimer Becken“) und zwei kleinere östliche Becken („Münchhauser“ und „Bugginger Becken“) statt. Interessanterweise läßt sich im Wittelsheimer Becken beim Vergleich des unteren und oberen Kalilagers ein Wandern des Trogtiefsten von Osten nach Westen bei gleichbleibender Streichrichtung der Trogachse beobachten (W. WAGNER 1955). Das Trogtiefste wandert also in Richtung auf die heutige Randverwerfung. Ähnliche Verhältnisse fanden wir bei den synsedimentären präjungkimmerischen Senkungen innerhalb der Hessischen Senke und deuteten sie als Projektion von Bewegungen an einer Bruchstruktur des tieferen Stockwerkes in das Deckgebirge hinein. Sie stellen also im Endeffekt Vorfixierungen

später nachfolgender Brucherscheinungen in unmittelbarer Nähe der starren Ränder des Sedimentationsraumes dar.

Daß das Vorhandensein einer Bruchstrukturzone im tieferen Stockwerk unter dem Rheintalgraben nicht nur allein eine theoretische Forderung darstellt, könnten die allerdings im Augenblick erst in wenigen Messungen vorliegenden Ergebnisse reflexionsseismischer Erfassung sehr tiefer Unstetigkeitsflächen andeuten (G. DOHR 1957, 1957 a). Es zeigte sich dabei nämlich, daß die CONRAD-Diskontinuität mit 18 km Tiefe gegenüber der Lage im Saar-Nahe-Gebiet mit 13,4 km Tiefe unerwartet tief liegt, so daß man darin wohl eine, dem an der Erdoberfläche erkennbaren Rheintalgraben korrespondierende — allerdings nicht näher definierbare — Tiefenfortsetzung sehen kann.

Die sehr stark differenzierte jungtertiäre Tektonik des Oberrheintalgrabens findet in ihrem Ausmaß kein Gegenstück in der Hessischen Senke. Mindestens im Raum zwischen Straßburg und dem Mainzer Becken verlagert sich innerhalb des Tertiärs die Zone stärkster Senkung von der Mitte des Grabens nach Osten, wo sie namentlich am Odenwaldrand große Mächtigkeiten des Jungtertiärs und Quartärs verursacht. Im rheinpfälzischen und rheinhessischen Teil des Oberrheintalgrabens korrespondiert diesem vorgenannten rheinisch streichenden Tiefentrog am Odenwaldrand ein allerdings nicht so tief eingesenktes und teilweise unterbrochenes System paralleler Senkungströge (vgl. E. WIRTH 1954 Taf. 2). Diese etwa 50 km lange westliche Beckenzone ist nach J. ANDRES & A. SCHAD (1959) um etwa 400—500 m weniger tief abgesenkt als die im Ostteil des Grabens liegende Hauptbeckenachse. Zwischen dem östlichen und den westlichen Trogsystemen verläuft eine horstartige Mittelzone. Auch hier scheinen synsedimentäre Senkung und nachfolgende Bruchtektonik die gleichen Räume zu bevorzugen, womit sich wiederum ein Hinweis für die innere Zusammengehörigkeit dieser beiden Vorgänge und auf eine im tieferen Stockwerk zu erwartende kräftige Bruchstruktur ergibt. Bezeichnenderweise ist diese Graben-Dreiteilung in Längsrichtung besonders charakteristisch in dem durch relativ geringmächtiges Mesozoikum über dem kristallinen Grundgebirge gekennzeichneten und durch besonders kräftige jungtertiäre und quartäre Senkungen betroffenen nördlichen Grabenteil zu beobachten. Dagegen verliert sich diese charakteristische Aufgliederung im Bereich der Kraichgau-Zaberner-Querstruktur. Hier liegen zwischen Tertiär und kristallinem Grundgebirge mächtige mesozoische Serien, und die jüngsten Senkungstendenzen sind gegenüber dem nördlichen Grabenabschnitt wesentlich geringer. Im südlichen Grabenabschnitt mit seinem mächtigen Mesozoikum ist die Grabendreiteilung in Längsrichtung meist nicht so deutlich erkennbar wie im Grabennordabschnitt. Dagegen sind hier beiderseits an den Grabenrändern morphologisch gut erkennbare Leisten- und Klemmschollen als „Vorbergzone“ ausgebildet. Es hat hier den Anschein, als ob die postoligozäne, zwischen Grabenschulter und Graben nur graduell unterschiedliche Hebung eine charakteristische Zersplitterung der Bruchtektonik des Grabenrandes auf eine Vielzahl von Bewegungsflächen bedingt hat. Offenbar kam es auf diese Weise zur Ausbildung der zwischen Graben und Grabenschulter oft in bemerkenswerter Breite vermittelnden Randschollentektonik. — Außerdem quert im Bereich der Freiburger Bucht eine aus dem Bonndorfer Grabensystem des Schwarzwaldes herüberziehende Bruchchar den Graben.

Vergleicht man die oben geschilderte Längsgliederung des Grabens in seinem Nordteil mit derjenigen der Hessischen Senke nördlich der Kellerwald-Rhön-Schwelle, so ist eine — wenn auch in der Hessischen Senke um Dimensionen vergrößerte — Ähnlichkeit der Aufgliederung unverkennbar. Vor allem im nördlichen Teil der Senke liegt die entschieden kräftigste Randstruktur im Osten — im Leinetalgraben —, während die im Westen entsprechenden Eggebrüche keineswegs die gleiche kräftige Ausbildung aufweisen. Zwischen die beiden Randbruchstrukturen lagert sich die Solling-Reinhardswald-Scholle ein. Diese Mittelscholle erinnert somit positionell an die Lage der Mittelhorststruktur im nördlichen Rheintalgraben.

Den in der Grundkonzeption ähnlichen Bildern steht die Tatsache örtlich großer Variabilität gegenüber. Diese Variabilität der Formen hat mehrfache Gründe, die im wesentlichen auf die verschiedenen Deckgebirgsmächtigkeiten und auf gesteinsbedingte Unterschiede (z. B. Vorhandensein salinärer Horizonte) in den einzelnen Gebieten, sowie auf die Einwirkungen bereits prätektonisch vorhandener Strukturen zurückgeführt werden können. Neben diese rein mechanischen Gründe treten die zeitlichen Differenzen der Bewegungen in den verschiedenen Gebieten. Die zur Zeitanalyse unbedingt notwendige genaue Datierung der Bezugshorizonte ist nun auf Grund fazieller Differenzierung, verschiedentlich von Fossilarmut oder aber durch die geringe Aufschlußdichte manchen Schwierigkeiten ausgesetzt. In besonders eindrucksvoller Weise sind diese stratigraphischen und stratigraphisch-faziellen Schwierigkeiten in einer soeben erschienenen Arbeit von W. WAGNER (1959) für das Aquitan des Oberrheintalgraben-Gebietes behandelt worden. — Zeitdifferente fazielle Unterschiede können ebenfalls erhebliche Schwierigkeiten bereiten, wie in jüngster Zeit durch Arbeiten des Geologischen Institutes der T.-H. Karlsruhe in der Rheinpfalz gezeigt werden konnte. In zwei etwa 11 km voneinander entfernten Tongruben des Grabenbereiches stehen Tone an, die sich außerordentlich ähneln, und zwar sowohl bezüglich ihres allgemeinen petrographischen Erscheinungsbildes, als auch bezüglich ihrer Lage zum Schotterkörper des Pleistozäns. So kann bei einer nicht eingehenden Untersuchung die Vermutung für ein gleiches Alter beider Vorkommen durchaus gegeben sein (L. SPUHLER 1957). Die unternommenen faunistischen und z. T. auch floristischen Untersuchungen ergaben jedoch für das eine Vorkommen (Jockgrim) ein altpleistozänes Alter des Tones (S. E. KUSS 1955), für das andere Tonvorkommen (Büchelberg) ein Aquitanalter (S. E. KUSS 1958, H. MURAWSKI 1957). Die Aufklärung solcher zeitdifferenter Konvergenzen und der zeitgleichen Faziesvariationen wird sich jeweils auch bei der zeitlichen Abgrenzung tektonischer Ereignisse auswirken.

Die namentlich zum Zwecke der Erdölsuche durchgeführten immer stärker verfeinerten stratigraphischen Untersuchungen und Parallelisierungen stellen ein ständig engmaschiger werdendes Zeitnetz her. Erst eine solche verfeinerte Skala läßt auch tektonische Ereignisse nach dem Ausmaß ihrer Wirkung und nach ihrer Zeitlichkeit qualitativ und in vielen Fällen auch quantitativ faßbar werden. Versucht man andererseits kräftige Diskordanzen auf die Zeitlichkeit ihrer Entstehung zu untersuchen, so stößt man auch dabei auf erhebliche Schwierigkeiten. Welcher tektonischen Phase verdankt etwa die Schichtlücke bzw. stratigraphisch unterentwickelte Serie zwischen Aquitan und Pliozän im Oberrheintalgraben ihre Entstehung, der steirischen, attischen oder vielleicht sogar noch z. T. der rhodanischen Phase? Wenn man es im Ober-

rheintal selbst nicht entscheiden kann, wie vergleicht man die Zeitlichkeit dieser tektonischen Geschehnisse mit denen etwa der Hessischen Senke? — Die jungkimmerische Bruchtektonik der Hessischen Senke ereignete sich zwischen dem Mittleren Dogger und der Oberkreide, d. h. also irgendwann in einem Zeitraum von 30—35 Millionen Jahren. — Die ohne Zweifel epirogenen Hebungen im Oberrheingebiet setzten wahrscheinlich im obersten Malm ein. Sie verteilen sich damit irgendwie auf einem Bereich von mindestens 70 Millionen Jahren. Weiterhin sind synsedimentäre Senkungen an vielen Brüchen des Oberrheintalgrabens nachweisbar, die auf langsame lang andauernde Vertikalbewegungen hinweisen. — Diese wenigen Beispiele sollen nur die Schwierigkeiten der tektonischen Zeitanalyse aufweisen, ohne auch nur im mindesten dabei auf die mechanischen Konsequenzen einzugehen. Es werden sich bei Verfeinerung des Beobachtungsnetzes immer wieder erneute Diskussionen um diese Fragen ergeben. E. BEDERKE hat in einer freundlichen brieflichen Mitteilung überhaupt für den nördlichen Grabenteil Zweifel an einer im Gesamttraum parallelisierbaren jungen Phasentektonik des Pliozäns und Pleistozäns geäußert. Nach seiner Meinung sprechen dagegen die lithologischen Verhältnisse der Grabensedimente und gewisse Analogien zu den Sudeten, für die F. ZEUNER (1928) gezeigt hat, daß die Bewegungen am Sudetenrandbruch während des ganzen Pleistozäns angehalten haben.

Für die tektonische Zeitanalyse noch größere Schwierigkeiten ergeben sich indessen bei der Betrachtung der Rand- und Begleitsprünge des Oberrheintalgrabens, da sie zumeist nicht einmal in datierbaren tertiären Sedimenten, sondern in mesozoischen oder älteren Serien verlaufen. Wohl sind Verwerfungsbetrag und Bewegungssinn erkennbar, wohl sind auch in vielen Fällen tektonisch-mechanische Kleinraum-Analysen möglich, aber die zeitliche Relation zum tektonischen Geschehen im Graben selbst ist mangels Vorhandenseins genau datierbarer Vergleichshorizonte in- und außerhalb des Grabens oft sehr problematisch. Allerdings ist hier, z. B. von E. BECKSMANN (1954) im Heidelberger Raum, aber auch von weiteren Autoren in anderen Gebieten des Oberrheintalgrabens versucht worden, mit geomorphologischen Mitteln eine zeitliche Entmischung junger tektonischer Ereignisse durchzuführen. Die Schwierigkeit solcher Analysen besteht vor allem darin, die Altersbeziehungen der einzelnen Flächensysteme festzulegen. Aus Untersuchungen solcher Art ist noch die Beantwortung mancher offenen Frage bei der jungen Tektonik des Oberrheintalgrabens zu erwarten, allerdings nur, wenn die Altersdatierungen der morphologischen Flächen des betreffenden Gebietes wirklich einwandfrei erkannt werden können.

Von besonderem Interesse im Bereich des Oberrheintalgrabens sind die den Graben im östlichen Schulterbereich begleitenden Brüche. Sie sind vor allem deshalb interessant geworden, weil sie mancherorts eine deutliche Horizontalstriemung (Rillung) aufweisen, die auf entsprechende Horizontalbewegungen Scholle gegen Scholle schließen lassen. W. SALOMON (1911, 1925, 1927) war der erste, der diesen Harnischflächen sein besonderes Interesse widmete. Vor allem machte er aber auch schon den Versuch, eine mechanische und zeitliche Analyse im Vergleich zur Rheintaltektonik durchzuführen. Auf seine Anregung und Veranlassung beschäftigte sich eine Anzahl von Geologen im Raum des Oberrheintalgrabens mit diesen Problemen (J. J. DINU 1912, B. ENGSTLER 1913, J. G. LIND 1910, FR. MÜLLERIED 1921, M. PFANNENSTIEL 1927, FR. RÖHRER 1916, 1922, M. SPANNAGEL 1939, W. SPITZ 1913, J. VOELCKER 1924,

1927, 1928). Beim Studium dieser Arbeiten erkennt man bald, daß ein Großteil dieser Horizontalrillungen in SSW—NNE-Richtung verläuft, jedoch ein geringerer Prozentsatz andere Richtungen besetzt. Daher wurde von uns vor einigen Jahren der Versuch unternommen, diese Verhältnisse in einem eng umgrenzten Gebiet etwas genauer zu studieren. Ein solches Gebiet bot sich in der Grabenschulter östlich von Karlsruhe an, bei dem durch das Vorhandensein einer Anzahl von Steinbrüchen im Mittleren Buntsandstein gute Aufschlußverhältnisse gegeben sind (Abb. 3). Diese relativ guten Aufschlußverhältnisse und die Tatsache, daß der Mittlere Buntsandstein über ein sehr gut ausgebildetes und damit einwandfrei meßbares Kluftnetz verfügt, schienen für Untersuchungen dieser Art besonders geeignet zu sein. Wie die Abb. 3 zeigt, ist das Kluftbild in allen Fällen sehr ähnlich. Kleine Differenzen, namentlich auch die verschieden starke Besetzung von Maximum und Gegenmaximum dürfte auf nachklufttektonische Kippung und Rotation zurückgehen. Rotiert man in den einzelnen Diagrammen die Polfelder der mit sehr geringen Winkeln einfallenden Schichtflächen in den Kreismittelpunkt, dann hebt sich bereits eine Anzahl kleinerer Differenzen zwischen den einzelnen Diagrammen vollkommen auf. — Besonders interessant ist hier die Verteilung der Horizontalrillung. Während in den Diagrammen 4 und 7 diese Rillung nur die NNE—SSW-Richtung einhält, zeigt sich bei dem Diagramm 8 ein stärkeres Eindrehen in die Richtung NE—SW und in den Diagrammen 2 und 3 ein Streuen der Pole von NNE bis E, gelegentlich sogar nach SE. Das Vorherrschen der Richtung NNE—SSW ist also unverkennbar; es kann jedoch ein nicht unerhebliches Abweichen von dieser Richtung in einem gewissen Prozentsatz der Fälle — sogar im gleichen Diagramm — festgestellt werden. So kompliziert sich die zunächst relativ einfach erscheinende Vorstellung von einer großartigen Horizontalbewegung Scholle gegen Scholle in SSW—NNE-Richtung. Beim horizontalen Vorbeiführen zweier Schollen aneinander können sich allerdings auch Differentialbewegungen auf einigen Fugen anderer als der Bewegungsrichtung selber ergeben. Auf diese Weise könnte sogar die Bildung mancher Stufenharnischflächen in unserem Gebiet ihre Erklärung finden. Ganz befriedigen will aber in den genannten Fällen eine solche Vektorenkombination nicht. Dagegen könnte man sich, gewissermaßen als Modell, ein Gebiet vorstellen, das infolge langsamer Hebung nach verschiedenen Richtungen verschieden starke Oberflächendehnung erleidet. Auf diese Weise könnten sich Ausgleichsbewegungen an Brüchen verschiedenster Richtung und — damit verbunden — Harnischbildungen ergeben. Die Vorstellung von Großhorizontalbewegungen über lange Strecken hinweg, bei der die Ostschollen nach Norden, die Westschollen nach Süden bewegt worden sind, scheint bei einer solchen Modellvorstellung nicht mehr ganz so zwingend zu sein, wie sie zuerst erscheinen mag. Die ohne Zweifel jedoch stattgehabten Horizontalbewegungen können Sekundärphänomene eines im Prinzip auf epirogene Aufwärtsbewegung zurückgehenden Vorganges sein. Sie würden dann als Zeugen von Dehnungsbewegungen des Gebirges zu betrachten sein, die sich auf bestimmte Bewegungsbahnen lokalisierten.

Wie wenig bedeutend solche posttriadischen Horizontalbewegungen sein dürften, zeigt schon die Tatsache, daß die Pfalzburg-Kraichgau-Struktur ohne wesentliche Versetzung den Rheinalgraben kreuzt. Diese seit dem Perm vielfach als Senkenbereich nachweisbare Struktur läßt sich als grabenquerendes Element auch heute noch

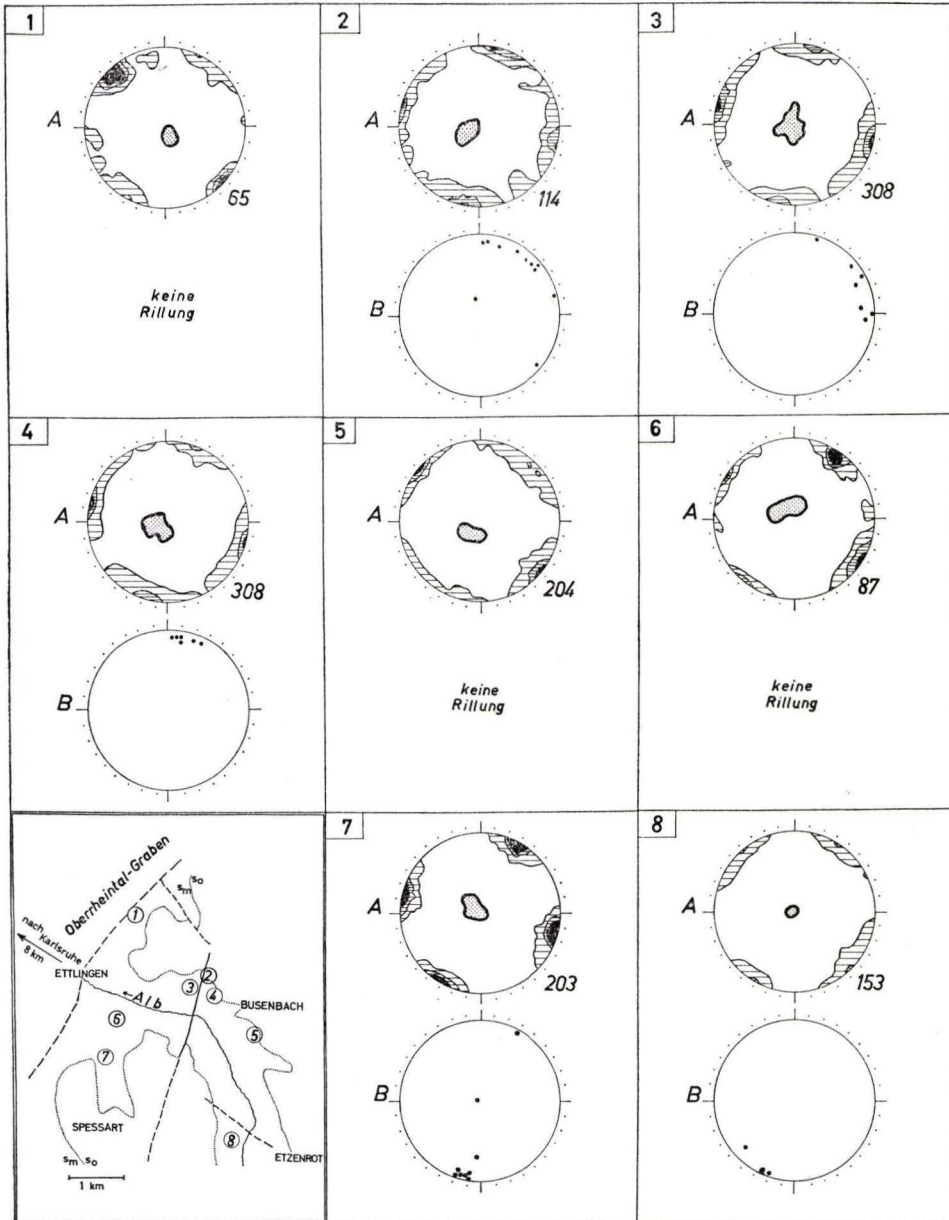


Abb. 3. Schichtung, Klüftung und Harnischstriemung (Rilling) im mittleren Buntsandstein der östlichen Schulter des Oberrheintalgrabens bei Karlsruhe. Darstellung in flächentreuer Azimutalprojektion der unteren Halbkugel (SCHMIDT'sches Netz). **Diagramme A:** punktierte Felder... Flächen mit den Druckstoßpunkten der Schichtflächen-Normalen. -- Übrige Felder... Flächen mit den Durchstoßpunkten der Klüfflächen-Normalen (2 - 10 - 16%). -- Die Zahlen an der rechten unteren Seite der Kreise geben die Anzahl der Klüftmessungen an. **Diagramme B:** Durchstoßpunkte der Harnischstriemung (Rilling). Jeder Punkt entspricht der Rillungs-Richtung einer Fläche. -- Die Zahlen am linken oberen Rand der Diagramme entsprechen den in Kreisen eingeschlossenen Zahlen der Aufschlüsse in dem Übersichtskärtchen. **Übersichtskärtchen:** der Verlauf der Grenze zwischen mittlerem und oberem Buntsandstein (= punktierte Linie mit Bezeichnung s_m/s_o) und der Verwerfungen (= ausgezogene oder unterbrochene Linien) entsprechen der Darstellung auf der geologischen Karte 1:25.000, Bl. Ettlungen.

im Schwerefeld nachweisen (H. CLOSS 1937, A. SCHLEUSENER und H. CLOSS 1944, E. WIRTH 1951 Abb. 6). Bemerkenswerterweise kennzeichnet sie sich durch positive BOUGUER-Schwerestörungen [(Zabern-), „Neckar-Tauber-Anomalie“]. Auch die Seismik ergibt wegen der beobachtbaren Geschwindigkeitsänderungen Hinweise für ein Auftragen gabbroartiger Körper in Bereiche bis 2 km unter die Erdoberfläche (W. v. z. MÜHLEN 1956). Wenn auch Erklärung und Deutung dieses geologisch-geophysikalischen Fragenkomplexes noch manche Diskussion hervorrufen wird (vgl. W. v. z. MÜHLEN 1956 S. 575/76), so bleibt doch die Tatsache der großregionalen Bedeutung dieser geologischen Großstruktur und geophysikalischen Anomalie bestehen. Die verschiedene Entwicklung im Grabensüd- und -nordteil könnte wohl nicht deutlicher vor Augen führen, welche Bedeutung dieser Struktur zukommt. Im Bereich dieses Querelementes beginnt nicht nur eine Grabenrichtungsänderung, sondern es zeigt sich auch eine spezielle Aufgliederung der tektonischen Elemente, was sich besonders in den randlichen Bruchfeldern zu erkennen gibt. Diese Spezialtektonik begünstigte z. B. auch die Bildung von Erdöllagerstätten in diesem Bereich. — In interessanter Weise begleiten tertiäre Vulkanbauten den Zentralteil und die Nordflanke dieser Struktur. Linksrheinisch der Plagioklasbasalt von Gundershofen bei Reichshofen/Elsaß, rechtsrheinisch der Nephelinbasanit des Steinberges südlich von Sinsheim, Gänge von Hauyn-führenden Nepheliniten von Neckarbischofsheim und die Gangzone Hauyn-führender Nephelinite von Neckarelz (Gesteinsbezeichnungen nach W. WIMMENAUER 1952). Innerhalb dieser großregionalen Position haben die Vulkanbauten ihre kleinregionale Lokalisierung innerhalb örtlicher Bruchvergitterungen erfahren.

Im nördlichsten Teil des Grabens, an der Grenze zum Mainzer Becken, quert derselbe eine weitere geophysikalische Strukturlinie. Im Bereich zwischen Worms und Darmstadt gelang es, eine SW—NE-verlaufende Zone positiver magnetischer Anomalien nachzuweisen (H. REICH 1952 Abb. 1; A. SCHLEUSENER und H. CLOSS 1954). Im SW findet sich nach H. REICH keine Fortsetzung in die Grabenschulter, während sie im NE in den Odenwald hineinläuft. Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir es hier mit der Aufstiegszone einer Reihe varistischer basischer (gabbroider?) Magmatite im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zu tun haben. H. REICH äußerte die Meinung, daß diese Magmatika präexistente Brüche des heutigen Rheintalgrabens als Aufstiegswege benutzt haben könnten. Dabei muß aber ergänzend bemerkt werden, daß basische paläozoische Magmatika auch noch weiter östlich in der Kristallinschwelle bekannt sind. — Das unbekümmerte Fortziehen der Anomalie über die Grabenrandbrüche im Osten (südlich von Darmstadt) schließt wiederum für diesen Grabenrand großartige Horizontalverschiebungen zwischen Grabenscholle und Grabenschulterschollen aus.

Darüber hinaus läßt sich noch eine weitere den Graben kreuzende Struktur im Grabensüdbereich erkennen, die ebenfalls horizontale Großdriftbewegungen der Schollen ausschließt. Diese Zone setzt sich aus Brüchen zusammen, die vom Bodensee kommend, über das Bonndorfer Grabensystem die „Freiburger Bucht“ im Rheintalgraben erreichen. Im Schnittbereich dieser Brüche mit denen des Oberrheintalgrabens in der „Freiburger Bucht“ ist die östliche „Vorbergzone“ bezeichnenderweise tief versenkt worden. Das Fortstreichen der Bruchzonen, die die Vorbergzone erzeugen, ist aber im Untergrund durch geologische und geophysikalische Untersuchungen weitgehend be-

kannt (H. CLOOS 1951/52, H. ILLIES & W. WIMMENAUER 1958, H. REICH, H. CLOSS & H. SCHOENE 1940, H. SCHMIDLIN 1937 usw.). Auch das kleintektonische Bild der östlichen Grabenschulter dieses Bereiches zeigt entsprechend dieser Bruch-Kreuzung interessante Charakterzüge (R. STELLRECHT 1958). Vor allem im Bereich des Schnittes der von Osten kommenden Struktur mit Nord—Süd-Brüchen treten zahlreiche tertiäre Vulkanbauten auf: der Hegauvulkanismus und die nephelinitischen Magmatika der Freiburger Bucht (letzteres: W. HASEMANN 1952, H. ILLIES & W. WIMMENAUER 1958, W. WIMMENAUER 1952). In Verlängerung der Bruchstruktur in den Oberrheintalgraben hinein befindet sich das ausgedehnte Vulkangebiet des Kaiserstuhls, dessen Aufstiegswege in der Kreuzung der verschiedenen Grabenbrüche mit den oben erwähnten von Osten heranreichenden Bruchsystemen zu suchen sind. Diese Tatsache wird auch noch besonders dadurch erhärtet, daß sich nach R. STELLRECHT (1958) im Nimberg bei Freiburg/Brsg. nach einer unveröffentlichten Diplomarbeit von F. WESTPHAL (Freiburg 1953) und auch im Kaiserstuhl nach einer unveröffentlichten Dissertation von G. STOBBER (Freiburg 1955) die Richtung der Störungen des Dreisamtales bei Freiburg — als System der Bonndorf-Lenzkircher Störungszone — in gleicher Weise beobachten lassen. — Aber auch in der Verlängerung dieser Richtung nach Westen läßt sich das offensichtliche Weiterziehen dieser Strukturlinie im Gebiet nördlich, westlich und südlich von Colmar/Elsaß durch das Auftreten tertiärer Vulkanite mit gutem Recht vermuten, obwohl in diesem Bereich Bruchspuren in ähnlich prädominanter Schärfe wie im Bonndorfer System nicht beobachtet werden können. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen Querstruktur wird auch noch durch das Auftreten stärkerer CO_2 -Quellen (1000—2000 mg CO_2 /kg H_2O) sowohl auf der badischen (Krozingen), als auch auf der elsässischen Seite (Sulzmatt) unterstrichen. Im übrigen zeigt sonst der Oberrheintalgraben eine bemerkenswerte Armut an CO_2 -Quellen (W. CARLÉ 1958), eine Tatsache, die dem Verhalten des Leinetalgrabens in der Hessischen Senke vollkommen entspricht. — Es muß nun aber beachtet werden, daß das Auftreten der Tertiärvulkane in den einzelnen Gebieten zeitlich stark streut, so daß mehrfache Bewegungen an den Bruchsystemen angenommen werden müssen. Dem Kaiserstuhlvulkanismus kommt nach H. TOBIEN (1958) ein Aquitan- bis Prä-Oberburdigalalter zu. Für das jüngst von H. ILLIES & W. WIMMENAUER (1958) beschriebene Tuffvorkommen am Tuniberg, südlich des Kaiserstuhls wurde von den Verff. ein Ausbruchsalter um die Wende Pliozän/Pleistozän wahrscheinlich gemacht. Der Hegauvulkanismus ist in seiner Hauptmenge mittel- bis obermiozänen Alters. Allerdings haben die neuen Untersuchungen im nördlichsten Teil des Hegaus im Höwenegg, südlich von Immendingen/Donau auch einen pliozänen Vulkanismus nachweisen können. Am Höwenegg werden nämlich die durch zahlreiche Säugetierfunde als einwandfrei pontisch einstuftbaren Höweneggsschichten von Basalten durchschlagen (E. JÖRG 1956; E. JÖRG, H. TOBIEN 1955; H. TOBIEN 1957). — Miozänes Alter (präpontisch!) besitzen vermutlich die elsässischen Basaltvorkommen (G. und C. DUBOIS 1955) mit dem Olivin-Nephelinit von Urbeis (Orbey), dem Olivin-Nephelinit von Tännchel nordnordwestlich von Rappoltsweiler (Ribeauvillé), dem Olivin-Nephelinit von Reichenweier (Riquewahr), dem Nephelinbasalt von Vordermarbach bei Vöcklingshofen und dem Basaltvorkommen zwischen Gebweiler (Guebwiller) und Rimbach-Zell (Gesteinsbezeichnungen nach W. WIMMENAUER 1952). — Die Beobachtung einer weitreichen-

den linksrheinischen Schwereanomalie westlich des Kaiserstuhls im Bereich der elsässischen Ebene (G. und C. DUBOIS 1955) könnte ebenfalls ein Hinweis für das weitere Vorhandensein tertiärer Vulkanite im Untergrund sein. Ganz allgemein gesehen zeigt der Südabschnitt des Oberrheinalgrabens — zum großen Teil wohl aus diesem Grunde — etwas höhere Schwere- und vertikalmagnetische Werte als der Nordabschnitt (W. HILLER 1950; vgl. hierzu auch die magnetische Karte der Z-Komponente der Freiburger Bucht bei H. SCHMIDLIN 1937). Auch ist zu vermuten, daß die Schwierigkeiten bei der Ausdeutung und Parallelisierung seismisch-geophysikalischer Profile im Raum von Colmar/Elsaß ebenfalls auf die Wirkungen tertiärer und vielleicht auch noch jüngerer Bewegungen auf den hier verlaufenden Querstrukturen zurückgehen.

In noch größerem Maße als beim Alter des Vulkanismus treten zeitliche Differenzen in den tektonischen Bewegungen des 150 km langen und bis 15 km breiten Bonndorfer Systems (im weitesten Sinne) auf. Nach R. METZ und G. REIN (1958) lassen sich die tektonischen Bewegungen des eigentlichen Bonndorfer Grabens im Schwarzwald bis in das Unterkarbon hinein verfolgen. Prätriadisch und postmesozoisch läßt sich dann ein Aufleben der Tektonik erkennen. W. CARLÉ (1955) äußerte die Meinung, daß zwar das System im Bereich des Schwarzwaldes bereits varistisch angelegt sei, daß aber dem Quersprung des Hegaus pliozänes, den Bodenseebrüchen in der heutigen Form pleistozänes Alter zuzuschreiben sei. Die Erklärung für solche zeitlichen Differenzen liegt wahrscheinlich darin, daß wir es hier mit einer Lineamentstruktur zu tun haben, die — je nach Beanspruchung — in ihren einzelnen Abschnitten zu verschiedenen Zeiten verstärkt tätig war. Die zeitliche Verteilung des Vulkanismus zeigt mindestens für das Tertiär an, daß auch noch mehrfach während des Miozäns und Pliozäns Bewegungen stattgefunden haben müssen (vgl. dazu auch R. METZ und G. REIN 1958).

Die Schnittzonen der bisher erwähnten Graben-querenden Strukturen kennzeichnen sich im Oberrheinalgraben selber oft durch Felder erhöhter Erdbebenintensität. So weist z. B. die Übersichtskarte der Erdbebengebiete des DIN-Blattes 4149/1957 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) ein größeres Feld mit verstärkten Intensitäten westlich von Freiburg/Brsg., d. h. also im Schnitt des verlängerten Bonndorfer Systems mit dem Oberrheinalgraben, ein noch ausgedehnteres im Bereich südlich von Straßburg bis nördlich von Karlsruhe im Schnitt der Kraichgau-Zaberner Senke mit dem Graben, und Häufungen im Bereich des Mainzer Beckens mit Intensitäten um den Grad VIII der MERCALLI-SIEBERG-Skala nach. Im Bonndorfer Grabensystem und in der Kraichgausenke liegen ausgedehnte Felder von Intensitäten mit der Stärke des Grades VII der MERCALLI-SIEBERG-Skala (vgl. auch W. HILLER 1950).

Außerdem deutet die Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1 : 600 000 (F. WEIDENBACH und A. VOLLRATH 1954) das Vorhandensein einer jungen Antiklinale an, die in SW—NE-Richtung gradlinig über den Graben von den Nordvogesen zwischen Senones und St. Dié nach Oberehnheim und im Schwarzwald als Antiklinalzone Liebenzell-Hornisgrinde hinwegzieht. Sie läßt sich dann auch noch weiter nach NE verfolgen. — In interessanter Weise zeigt die schöne „Schichtlageungskarte der Oberrheinlande“ von G. WAGNER (1950, 1952) die auffallenden Korrespondenzen zwischen rechts- und linksrheinischen Gebirgen. Hierbei entspricht der (Schwarzwälder) Feldbergschild dem Belchenschild der Vogesen, die (Schwarzwälder)

Kinzigmulde der Weiler-Mulde der Vogesen und der (Nordschwarzwälder) Hornisgründeschild (mit Ostfortsetzung in den schwäbisch-fränkischen Sattel) dem Hochfeldschild der Nordvogesen. Der linksrheinische Haardt-Sattel zeigt seine rechtsrheinische Fortsetzung im Odenwald und schließlich im Spessart.

Neben den bisher genannten Strukturen, die sich z. T. auch gravimetrisch erfassen lassen, existieren im Großraum des Oberrheingebietes noch einige andere gravimetrische Plus- und Minusachsen, die ebenfalls offenbar den Oberrheinalgraben ungestört durchlaufen (H. CLOSS 1937, Karte 3).

Das Durchkreuzen des Grabens durch solche durchaus zu verschiedenen Zeiten entstandene und in Tätigkeit gewesene Großstrukturen ohne wesentliche horizontale Versetzung derselben durch die Bruchstrukturen des Grabens scheint damit einer Großdrift der beiden Randschollen entschieden zu widersprechen. [Vgl. hierzu auch die Diskussion solcher Fragen zwischen O. VON LINSTOW (1922) und L. VAN WERVECKE (1924)]¹⁾. Dagegen sind Horizontalbewegungen von Schollen mit relativ geringen Schubweiten im Grabengroßbereich tatsächlich an verschiedenen Stellen nachweisbar (z. B. O. WITTMANN 1949, 1952), scheinen aber in unmittelbarer Nähe der Haupttrandverwerfung und in der Vorbergzone nur untergeordnet oder gar nicht aufzutreten (vgl. dazu M. PFANNENSTIEL 1933 a, R. BRILL 1933). Hier im eigentlichen Grabengebiet wird die Dehnung durch Tektonik mit vorherrschend vertikaler Komponente kompensiert, wie die von M. PFANNENSTIEL und R. BRILL veröffentlichten Profile deutlich zeigen. Gerade hier also, gewissermaßen im Brennpunkt des tektonischen Geschehens, fehlen Hinweise auf großartige horizontale Scherbewegungen, eine Beobachtung, die sich auch in dem Raum östlich von Karlsruhe zu bestätigen scheint. Dort konnten nämlich solche Horizontalverschiebungen erst in den Grabenschultern selber beobachtet werden. Solchen Dehnungseffekten, die sich durch Verwerfungen mit vorwiegender Vertikalkomponente dokumentieren, schienen die im nördlichen Graben von W. SALOMON (1927 a) bei der Niederbringung der Heidelberger Radium-Sol-Bohrung gemachten Erfahrungen zu widersprechen. W. SALOMON nahm nämlich an, daß in dieser Bohrung bei einer Teufe von 929 m eine durch seitliche Pressung bedingte Aufschiebung des östlichen Grabenrandes auf Teile der tertiären Grabenfüllung nachweisbar wäre. W. SALOMON hatte zu jener Zeit bereits seine frühere Anschauung von der Bildungsursache des Oberrheinalgrabens durch die Auswirkung tangentialer Spanningskräfte im Gefolge der Erdkontraktion (1903) aufgegeben. 1903 hatte er noch angenommen, daß das von ihm an verschiedenen Stellen vermutete unter die Grabenrandgebiete gerichtete Einfallen der Randspalten eine primäre Auswirkung dieser allgemeinen Spannung darstelle, und daß die „Horste“ (= Grabenschulter-Schollen) an diesen Brüchen auf die Grabenschollen aufgeschoben worden seien. Die Divergenz der östlichen und westlichen Grabenrandbrüche glaubte auch vor SALOMON A. ANDREAE (1887, 1887 a) annehmen zu müssen, wobei er diese Brüche allerdings als

¹⁾ In einer soeben erschienenen Arbeit von H. LADDA (1959) wird für das Salzlager von Buggingen darauf hingewiesen, daß dort keine Hinweise für Druckkomponenten in der Horizontalen in irgendeiner Richtung gegeben sind. Auch ein solches Verhalten des auf tektonische Kraftfelder besonders empfindlich reagierenden Salzes macht die Vorstellung größerer Horizontalbewegungen im Grabenbereich recht schwierig.

Abschiebungen gegen einen absinkenden Raum in Schwaben und einen solchen in Lothringen im Rahmen der allgemeinen Erdkontraktion betrachtete. Der Oberrheinalgraben läge dann auf der Grenze zwischen diesen Spannungsfeldern, wodurch sich auch die Divergenz seiner Randspalten erklären sollte. Entgegen diesen älteren Anschauungen hatten W. SALOMON und später seine Mitarbeiter erkannt, daß als Bildungsursache des Oberrheinalgrabens wohl allgemeine Zerrung betrachtet werden müsse. Um diese Anschauung mit der Interpretation der Bohrungsergebnisse vereinbar zu machen, glaubte er (1927 a), zwei Prägnungsakte annehmen zu müssen: den ersten im Oligozän, bei dem durch Zerrung die Grabenbildung erfolgte und den zweiten an der Wende Pliozän/Pleistozän, bei dem durch tangentialen Druck Pressungserscheinungen wie die in der Heidelberger Bohrung beobachtbaren verursacht worden seien. Schon H. CLOSS (1943) zeigte auf Grund geophysikalischer Untersuchungen, daß in diesem Raum mit Aufschiebungen in der von W. SALOMON geschilderten Weise nicht zu rechnen ist, sondern daß die Verwerfungen des Grabenrandes mit hoher Wahrscheinlichkeit in Richtung auf den Graben einfallen müssen, und daß antithetische Verwerfungen nur mit sehr viel geringeren Sprunghöhen einzusetzen seien. Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Herrn Dr. H. CLOSS haben später durchgeführte reflexionsseismische Untersuchungen darüber hinaus noch ergeben, daß gewisse Korrekturen an den 1943 durch Berechnung entworfenen Profilen nötig werden. So wurde im Gegensatz zu den Berechnungen von 1943 festgestellt, daß offenbar die Schichten der Grabenfüllung bis unmittelbar in den Bereich der Haupttrandstörung nach Osten einfallen. Vielleicht ergibt sich dann bei Korrekturberechnungen, daß die Randstörungen flacher nach Westen einfallen, als in der Modellannahme von 1943 angenommen wurde. Die prinzipielle Feststellung der durch Dehnung erzeugten grabenwärts einfallenden Randverwerfungen wird jedoch durch diese Korrekturen nicht verändert. — Andererseits hatte J. BARTZ (1953) eine Neubearbeitung der Bohrung vorgenommen, um von der stratigraphischen Seite her eine Klärung der durch W. SALOMON festgestellten komplizierten Randtektonik zu versuchen. Er kam im Gegensatz zu W. SALOMON zu dem Ergebnis, daß die Bohrung nach Durchteufung des mächtigen Pleistozäns lediglich pliozäne Schichten durchsunken habe und noch im Pliozän beendet worden sei. Damit würde sich das Bohrprofil außerordentlich vereinfachen und die Annahme einer komplizierten Randtektonik im Sinne von W. SALOMON vollkommen entfallen.

In zahlreichen Arbeiten aus dem Grundgebirge des Schwarzwaldes, der Vogesen und des Odenwaldes wird auf das Vorhandensein zweifellos auf Horizontalbewegungen zurückführbarer Mylonitzonen und Verschiebungsfächen in NNE—SSW-Richtung hingewiesen. Diese im Grundgebirge gut erkennbaren Zonen sind im Deckgebirge sehr oft nicht in gleicher Weise ausgebildet oder überhaupt nicht auffindbar. Erkennt man die zwischen dem Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald verlaufende Otzbergzone als ein solches Element an (S. VON BUBNOFF 1930), so läßt das Auftreten ungestörter tertiärer Basaltvorkommen in ihrem nördlichen Teil erkennen, daß zur Zeit des Aufstiegs dieser Basalte und danach bestimmt keine Horizontalverschiebungen mehr stattgefunden haben können. Der an dieser transversalen Flexur auftretende Buntsandstein zeigt nach S. VON BUBNOFF nur geringfügige Verschiebungsbeträge und auch der hier aufdringende Quarzporphyr des Rotliegenden ist offenbar kaum bean-

spricht. Damit dürfte das präpermische Alter dieser Horizontalverschiebung als sicher zu betrachten sein. — Somit besteht wohl der berechtigte Verdacht, daß die im Grundgebirge beobachtbaren Zonen horizontaler Bewegung einem mechanisch anders gearteten Vorgang entspringen als diejenigen des Deckgebirges. Letztere dürften eng mit jenen Vorgängen verknüpft sein, die auch zur Bildung des im Tertiär entstehenden Oberrheintalgrabens führten. Während der Bildung der ersteren bestand jedoch noch gar kein Oberrheintalgraben. Ihre Entstehung muß wohl in anderen Ursachen gesucht werden. Vielleicht treten hier Scherbewegungen des varistischen Kräfteplanes in Erscheinung (W. CARLÉ 1955). Auf eine solche Möglichkeit hatten bereits H. CLOOS (1922) und S. VON BUBNOFF (1922) hingewiesen. Jedenfalls dürften damit Erklärungen, die lediglich eine einfache „Durchpausung“ dieser alten Horizontalverschiebungselemente in das Deckgebirge hinein annehmen, kaum als hinlänglich und für alle Fälle gültig anerkannt werden können (vgl. H. MURAWSKI 1959).

Auf zeitliche, aber zugleich auch mechanische Differenzen des Kräftefeldes hat bereits E. BEDERKE (1930) in einer kurzen Mitteilung auf Grund von tektonischen Untersuchungen in einem weiteren Teil der „Mittelmeer-Mjösenzone“, dem Oslograben, aufmerksam gemacht. Er unterschied dabei eine ältere, paläozoische Tektonik mit deutlichen Horizontal- von einer jüngeren, tertiären Tektonik mit klaren Vertikal-komponenten. Damit ergibt sich also manche Ähnlichkeit mit den oben vom Oberrheintalgraben aufgezeigten Erscheinungen. Gerade im Oslogebiet zeigen aber auch die neueren geologischen Arbeiten einerseits die tektonische Gemeinsamkeit innerhalb der kontinentweiten Mittelmeer-Mjösenstruktur, andererseits aber auch bei Anwendung kleinzeitlicher und kleinmechanischer Analysen die große Variabilität des örtlichen Bildes an (O. HOLTEDAHL 1956). Es bestätigt sich somit auch hier die Erfahrung, daß das im tektonischen Bild zunächst einfach Erscheinende vielfach genetisch grade als das am schwierigsten zu Deutende betrachtet werden kann.

Auf Grund der Ergebnisse der tektonischen Zeitanalysen ist jedoch vor allem die Tatsache der großen Intensitätsunterschiede der Tektonik in den einzelnen Teilgebieten der Mittelmeer-Mjösenzone nicht recht verständlich. Eine horizontale Großdrift an dieser Struktur könnte wohl kaum im Gebiet der Hessischen Senke vom Perm bis zur Kreide die oben gezeigten gewaltigen Senkungs- und Brucherscheinungen erzeugt haben, währenddessen an der gleichen Struktur in Südwestdeutschland zur selben Zeit keine analogen Erscheinungen zu beobachten waren. Ebenso finden dann die gewaltigen tertiären Brucherscheinungen des Oberrheintalgrabens in der Hessischen Senke keine vergleichbaren Analoga.

Zusammenschau und Ausblick

Damit schließt sich der Kreis unserer Betrachtungen, und die Frage der Zeitdifferenzen in der Tektonik mündet in die Fragen der allgemeinen mechanisch-tektonischen Genese ein. L. RÜGERS (1930, 1932) scharfsinnige Betrachtungen und seine berechtigte Kritik an allen bis zum Abschluß seiner Arbeit vorgebrachten Bildungstheorien des Oberrheintalgrabens haben bis zu einem gewissen Grade auch heute noch Bestand. Daran ändert im Prinzip weder die von G. RICHTER (1941) vorgetragene interessante Theorie von der Bildung eines „rheinischen Staffelsystems“ (Rhône-

graben, Oberrheintalgraben, Hessische Gräben) durch Wegstreben einer „Iberisch-gallischen Scholle“ von einem „Afrikanisch-germanischen Ostblock“ nach Südwesten, noch die sehr geniale Grabenbildungssynthese von H. CLOOS (1939) etwas. L. RÜGERS Einwände fußen vor allem in der Frage, ob die Aussage des geologischen Erscheinungsbildes und des tektonischen Inventars der Großgrabenstruktur des Oberrheins tatsächlich in Bezug auf die verursachenden Kräfte so eindeutig sind, daß einwandfreie Rückschlüsse auf den jeweiligen Kräfteplan möglich werden. Andererseits stellt er die nicht zu überhörende Frage nach dem Verhalten von Tiefe und Oberbau bei gleichzeitiger Beanspruchung. Die gleiche Kritik und Fragestellung könnte man natürlich in entsprechender Form für die Hessische Senke aufstellen. — Es scheint nun, daß viele Tatsachen, wie z. B. das Durchlaufen bestimmter Strukturlinien über den Oberrheintalgraben für eine gewisse „Ortsständigkeit“ des tektonischen Geschehens sprechen. Auch im Bereich der Hessischen Senke kennen wir solche Querelemente, wie z. B. die Kellerwaldschwelle oder auch Teile der Hunsrück-Oberharzschwelle. Eine solche Ortsständigkeit läßt sich aber nur bei einer im großen gesehen vertikal gerichteten Tektonik erklären, wobei Horizontalelemente, wie die oben beschriebenen lediglich als Sekundärphänomene zu betrachten wären (vgl. dazu auch: N. THÉOBALD 1954). Auch H. WUNDERLICH (1959) hat darauf hingewiesen, daß z. B. bei der Bildung des Leinetalgrabens den vertikal gerichteten Bewegungen die Hauptbedeutung zukommt, während horizontale Bewegungen nur sehr untergeordnet mit Schubbeträgen von 100—150 m Weite auftreten und offenbar nur im Zusammenhang mit den Vertikalbewegungen zu verstehen sind. — Im Gebiet des Oberrheintalgrabens läßt sich noch am ehesten eine Aufwölbung an den im Ostschwarzwald nach Osten, in den Westvogesen nach Westen einfallenden mesozoischen Gesteinsserien nachweisen. Zu einem solchen unmittelbaren Nachweis sind wir in der Hessischen Senke nicht in der Lage. Diesem Unterschied versuchte H. CLOOS (1939) dadurch gerecht zu werden, daß er im Oberrheintalgraben den eigentlichen „Scheitelgraben“ seines „Rheinischen Schildes“ sah, während die Hessischen Gräben und der Niederrheingraben als radiale Spreitzgrabensysteme angesprochen wurden. Die symmetriologische Abhängigkeit der geometrischen Grabenformen von Ausbildung und Gestalt des sie nach H. CLOOS verursachenden großen Schildes müßte aber bezüglich präexistenter Unstetigkeitsflächen oder -zonen des tieferen Untergrundes überprüft werden, zumal, da R. A. SONDER (1956) den Gedanken in die Diskussion geworfen hat, ob man nicht diese auswärts gerichteten Kippungen der Grabenschulterschollen als einen der durch „Saugwirkung des Untergrundes“ verursachten Primärgrabenbildung nachfolgenden Sekundärprozeß ansehen müsse, der zur Herstellung des isostatischen Gleichgewichtes notwendig war. — Hier begegnen sich nun die zeitlichen mit den mechanischen Fragen am engsten, denn nur die unvoreingenommene Überprüfung der tektonischen Ereignisse in der Zeit kann Hinweise darauf ergeben, welche Bildungsformen und -zeiten wir vor dem eigentlich zu betrachtenden Prägungsakt zu erwarten haben. Die Auffassung des Vorhandenseins großer lineamentartiger Bruchstrukturen in tieferen Stockwerken, die offenbar größere geschlossene Schollenkomplexe begrenzen, scheint sich wohl zu bestätigen. Solche Lineamentstrukturen dürften aber auch die Möglichkeit eigenständiger tektonischer Gestaltung stark beeinflussen und modifizieren. Sie brauchen damit nicht nur als Ursache für einfache „Druchpausungen“, sondern viel-

fach nur als mechanische Unstetigkeit gewirkt zu haben. So haben wir z. B. bei unseren Bemerkungen über den zeitlichen Ablauf der Senken- und Grabenbildung in der Hessischen Straße zu zeigen versucht, daß in der langen Senkungszeit vom Perm bis zum Jura im Oberstockwerk zunächst einfache Einsenkung im Zentralteil der Hessischen Straße und später ein Wandern dieser Senke in Richtung auf die Ränder der Großstruktur erfolgte, wo sie schließlich die danach erfolgende Bruchbildung vorlokalisierte. Ein solches Verhalten des Oberstockwerkes ließe sich zweifellos auf Differentialbewegungen an einer Lineamentstruktur des tieferen Stockwerkes beziehen. Beim Oberrheintalgraben kommt aber zu der im Graben selber — gewissermaßen im kleinen — ähnlichen Mechanik noch die Tatsache hinzu, daß die Schichten der Grabenschulter-schollen nach Osten und nach Westen vom Graben weg einfallen, eine Tatsache, die schon Anfang des vorigen Jahrhunderts E. DE BEAUMONT erkannt und bei seinen genetischen Erklärungsversuchen berücksichtigt hatte. Diese schildartige Erhebung im oberen Stockwerk könnte nun aber auch zu verstehen sein aus einem vielleicht durch langsame Strömungsbewegungen im tieferen Untergrund erzeugten Anheben der Nahtstelle (Lineament). Auf diese Weise würde die östliche Grundscholle etwas nach Osten, die westliche etwas nach Westen einkippen, eine Schollenrotation, der viele Erscheinungsmerkmale des höheren Stockwerkes als Korrespondenzerscheinungen zugeordnet werden könnten. Allerdings sind solche Rotationen der Schulter-schollen in der Hessischen Senke unbekannt. Die auf die Senke hin gerichtete Achsenrampenbildung könnte eher auf ein Auseinanderweichen der Grundschollen nach Osten und Westen und ein damit verbundenes Nachsinken des höheren Stockwerkes über der Nahtstelle der Grundschollen schließen lassen. Die auffallend hohe Lage der Gabbroschicht in der Hessischen Senke könnte dann als ein Aufpressen dieses Materials in die Nahtstelle zwischen den beiden nach Osten und Westen auseinander strebenden Grundschollen erklärt werden. Die Bedeutung solcher zweifellos alt angelegten, aber noch in jüngster Zeit bewegten Schollennähte als empfindliche Registrierungsstellen für relativ geringe vertikale oder auch horizontale Bewegungen dieser Großschollen gegeneinander dürfte sich auch durch das örtliche Zusammenfallen der an der Erdoberfläche bemerkbaren großen Bruchstrukturen mit Gebieten erhöhter Erdbebenintensität zu erkennen geben. In Süddeutschland läßt sich das in eindrucksvoller Weise am Oberrheintalgraben, am Bonndorf-Bodensee-System und am Hohenzollerngraben zeigen (W. HILLER 1957). Das ist um so interessanter, als in diesen Gebieten auch die känozoische Tektonik erheblichere Ausmaße besitzt. Im Gegensatz dazu zeigt die älter angelegte und in der känozoischen Tektonik mehr oder weniger schwach entwickelte Hessische Senke eine ausgesprochene seismische Trägheit (vgl. Übersichtskarte DIN 4149/1957).

Die Cloossche Scheitelgraben-Theorie konnte infolge ihrer großsynthetischen Betrachtung kleinere Differenzen nicht beachten, aber auch nicht die von W. WAGNER (1953) angeführte Tatsache, daß die erste (kräftige) Senkungstendenz im späteren eigentlichen Grabenbereich gar nicht etwa im Scheitelgebiet des Schildes, sondern an seinem Rand (südlicher Oberrheintalgraben) erfolgte. Auch wurde kaum berücksichtigt, daß die Tektonik der Hessischen Senke in ihrer Grundform schon vor der eigentlichen Schildbildung ausgebildet worden war. Betrachtet man etwa die Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle (W. CARLÉ 1950), dann erkennt

man bereits aus ihr die heterogene Architektur des von H. CLOOS als „Rheinischer Schild“ zusammengefaßten Gebietes. Diese Heterogenie ist nicht nur aus der mechanischen, sondern vor allem aus den genetisch-zeitlichen Abläufen erst recht verständlich.

Offenbar kommt Graben-querenden Strukturen erhebliche Bedeutung zu, so z. B. der oben ausführlich betrachteten Kraichgaustruktur. Vor allem ändert sich aber das Bild des Grabens mit Eintritt in den Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. Hier liegen zwar im Raum zwischen Darmstadt und Heidelberg sehr große junge Versenkungsbeträge vor, aber der Graben verengt sich und es erfolgt eine allgemeine tektonische Aufgliederung, die sich besonders in den Bruchstrukturen des Gersprenzgrabengebietes und dessen südlicher Fortsetzung bemerkbar macht (Abb. 2). Die Großscholle des Bergsträßer Odenwaldes taucht nach Norden in den Bereich des Mainzer Beckens (im weiteren Sinne) unter und zieht als vielfach gegliederte Horstzone unter den jüngeren Sedimenten der Mainebene im Bereich von Frankfurt-Hanau und nördlich davon, im Vilbeler Horst zu Tage tretend, nach Norden weiter (vgl. G. SOLLE 1951). — Im Nordteil des Oberrheintalgrabens selbst ergeben sich im Grabeninneren durch Vergitterung der aus dem Varistikum, namentlich dem Jungvaristikum der permischen Saar-Saale-Senke übernommenen Nordost-Südwest-Anlagen mit den rheinischen Richtungen geophysikalisch nachweisbare und erdölgeologisch z. T. schon positiv fündige Strukturen im Raum zwischen Worms und Darmstadt. Im übrigen verengt und verflacht sich der Graben selbst schließlich im eigentlichen Mainzer Becken. Einige Bruchstrukturen ziehen in Nordwestrichtung, von der Westbegrenzung des Grabens ausgehend, teilweise in das eigentliche Mainzer Becken, teilweise in den Südaunus hinein. Bei den letzteren heben sich vor allem die jüngeren, offenbar aber auf altangelegten Bahnen laufenden Brüche hervor, die zur Idsteiner Senke überleiten (K. KUBELLA 1951). Es läßt sich nach W. WAGNER (1938, 1950a) weiterhin beobachten, daß der eigentliche Oberrheintalgraben im Oberpliozän noch als Senkungsscholle zwischen Taunus und Vilbeler Hochscholle verfolgbar ist, während er im Pleistozän nur noch das Mündungsgebiet der Nidda in den Main erreicht. Hiermit geben sich junge Gebirgshebungen kund, die uns auch weiter westlich am Taunussüdrand durch Terrassenhebungen bekannt sind. — Erst nördlich der Mitteldeutschen Schwelle (im Sinne von R. BRINKMANN 1948) vermögen sich die Bruchstrukturen wieder klarer herauszubilden und die Bruchsysteme der Hessischen Senke zu erzeugen. Diese Tatsache war es auch, die K. HUMMEL (1929) dazu führten, in den sichtbaren Bruchzonen der Hessischen Senke nicht die unmittelbaren Fortsetzungen der sichtbaren Brüche des Oberrheintalgrabens zu sehen, wobei von ihm ein innerer mechanischer Zusammenhang zwischen beiden keineswegs geleugnet wurde. Es muß an dieser Stelle daher noch einmal auf die für die tektonisch-mechanische wie tektonisch-zeitliche Deutung wichtige Rolle solcher Querelemente hingewiesen werden (Pfalzburg-Kraichgau-Struktur, Mitteldeutsche Schwelle, Kellerwald-Rhön-Achse usw.). Man muß wohl auch damit rechnen, daß Hebungerscheinungen an der Mitteldeutschen Schwelle die von A. STRIEGEL (1949) beschriebene jungmesozoische Flexurzone im Bereich Heidelberg-Darmstadt verursacht haben dürften.

Zu der offenbar sehr heterogenen Struktur des tieferen Oberbaues, die die Erscheinungsformen des tektonischen Bildes zweifellos stark modifiziert hat, treten die im

Unterbau vorhandenen Lineamente als Nahtstellen der Grundschollen. Sie beteiligen sich in noch entscheidenderem Maße als präexistente Unstetigkeitsflächen an der tektonischen Formbildung des Oberstockwerks. Dabei beeinflussen sie vor allem bereits das Großbild in mannigfacher Weise, so daß man aus der Beschaffenheit dieses Großbildes auf das Vorhandensein entsprechender Lineamente geschlossen hat. G. KNETSCH (1950) hat versucht, nach den tektonischen und vulkanischen Indizien im Oberbau die zu vermutenden Feldergrenzen der Tiefe in einer Kartenübersicht für Mitteleuropa darzustellen. Ohne Zweifel wird dieses Bild noch ergänzt werden müssen, aber die Tatsache des Vorhandenseins solcher Feldergrenzen kann nicht geleugnet werden. Unter diesen Feldergrenzen heben sich aber offenbar einige besonders heraus („Kardinal-Lineamente“ H. STILLE 1947). Das gilt im mitteleuropäischen Raum vor allem für die hier zu betrachtende Mittelmeer-Mjösenzzone. R. VON ZWERGER (1948) wies darüber hinaus noch auf die Möglichkeit hin, daß dieses „Kardinal-Lineament“ auch nur ein Teil eines viel größeren „rheinischen Systems“ sei. Er zeigte vor allem die Parallelität zu einer tektonischen Zone, die vom Limagnegraben über die Trierer Bucht und die Eifeler Nord-Südzone zu verfolgen ist. Ihre Fortsetzung könnte sie dabei in NNE-streichenden Strukturen Schleswig-Holsteins und Dänemarks finden. — H. STILLE, der sich in einer Anzahl von Arbeiten mit der Mittel-Mjösenzzone intensiv beschäftigt hat, versuchte 1947 eine mechanische Deutung der Bildung dieser Zone im Gesamtbild Europas zu entwerfen. Er ging von der Annahme eines Lappland-Mittelmeer-Lineamentes aus, innerhalb dessen die Mittelmeer-Mjösenzzone die südliche Fortsetzung des Nordwestrandes Fennoarmatiens darstellen soll. Er bekräftigt damit die von ihm schon mehrfach (besonders 1923/25) vertretene Anschauung von der „Uranlage“ der Mittelmeer-Mjösenzzone. In der genannten Arbeit von H. STILLE wird die Geschichte dieser Bruchstruktur vom Algonkischen Umbruch bis ins Känozoikum hinein in Verknüpfung mit der geologischen Geschichte Europas dargestellt. H. STILLE betrachtet die zeitlichen Bildungsdifferenzen der einzelnen Abschnitte dieser Großstruktur als einen „Fortbau“ von Norden nach Süden im Gefolge der Konsolidation der Kruste nach den einzelnen Gebirgsbildungen. Dieses Bild des „Fortbaus“ betrifft natürlich nur das heute erkennbare und analysierbare tektonische Erscheinungsbild an der Erdoberfläche, denn die eigentliche tiefere Bewegungsbahn betrachtet auch H. STILLE als alte Anlage. Aber auch das Einsetzen von Brucherscheinungen unmittelbar nach der Konsolidation scheint nicht die alleinige zeitliche Erklärung für diesen „Fortbau“ abzugeben. Dieser Zeitpunkt trifft für die Hessische Senke zweifellos zu, für die ebenfalls varistisch und älter konsolidierten Bereiche Südwestdeutschlands dagegen nicht. Das wird um so deutlicher, je mehr man die Bruchtektonik als konsequente Fortsetzung der langzeitigen (meist synsedimentären) diktyogenetischen Bewegungen betrachtet.

Der großzeitigen Synthese, wie sie etwa von H. STILLE gegeben wurde, versuchten wir vergleichsweise eine kleinzeitige Analyse gegenüberzustellen, deren Wert natürlich deshalb noch beschränkt ist, weil für eine eindeutige kleinzeitige (und damit auch kleinmechanische) Analyse das Beobachtungsmaterial trotz zahlreicher neueren Erkenntnisse noch viel zu lückenhaft ist. Diese Lücken bestehen naturgemäß noch um so stärker bei unseren Kenntnissen vom wahren Charakter der Tiefenfortsetzung der an der Erdoberfläche nachweisbaren Bruchsysteme. Trotzdem zeichnen sich aber schon

jetzt bei Anwendung der kleinzelligen Analyse und der Betrachtung bereits vorliegender geophysikalischer Ergebnisse einige charakteristische Züge ab. Es ist daher zu hoffen, daß man mit weiterer Verfeinerung des Beobachtungsnetzes an der Erdoberfläche und mittels der geophysikalischen Forschung in den tieferen Stockwerken nicht nur die vorhandenen taphrogenetischen Großsynthesen kritisch zu überprüfen in der Lage ist, sondern daß man nach und nach über die kleinzellige und kleinmechanische Analyse zu einer wirklich allen mechanischen und zeitlichen Indizien gerecht werdenden genetischen Erklärung für die Bildung solcher Großgrabenstrukturen kommen wird.

Zusammenfassung

Es wird versucht, am Beispiel zweier Teilstücke der Mittelmeer-Mjösenzone — der Hessischen Senke und dem Oberrheintalgraben — die Bedeutung geochronologischer Betrachtung innerhalb der Tektonik zu erläutern. Da viele tektonische Ereignisse Rückwirkungen auf das geologische und paläogeographische Erscheinungsbild haben, werden sowohl die Hessische Senke mit dem Leinetalgraben, als auch der Oberrheintalgraben auf solche geologischen und paläogeographischen Zeugen übergeordneter tektonischer Vorgänge überprüft. Weiterhin wird für beide Gebiete der Versuch gemacht, auch den tertiären Vulkanismus in seiner Abhängigkeit von der Tektonik zu betrachten.

In beiden Gebieten zeigen sich langzeitige z. T. synsedimentäre Senkungen, denen kräftigere Bruchtektonik folgt. In der Hessischen Senke erstreckt sich diese Zeit langsamer Vertikalbewegungen vom Perm bis zum mittleren Jura und wiederholt sich im Tertiär. Im Oberrheintal fehlt diese Erscheinung im Mesozoikum. Dafür treten Senkungen solcher Art im Alttertiär stark hervor. Intensivere Bewegungen an Bruchflächen setzen in der Hessischen Senke zwischen Lias und Oberer Kreide einerseits und andererseits im Jüngeren Tertiär, im Oberrheintalgraben ab Tertiär, vornehmlich ab Jüngeren Tertiär ein. Aber auch innerhalb dieser Bruchtektonik zeigen sich mindestens im Rheintalgraben oft synsedimentäre Bewegungen an tektonischen Brüchen, so daß die zeitliche Korrelation tektonischer Phasen mit großen Schwierigkeiten verbunden ist. Zu einer solchen Korrelation über größere Räume hinweg dürfte auch das Beobachtungsmaterial vielfach noch zu lückenhaft sein. Dabei wird sich dann überhaupt später die Frage ergeben, ob die einzelnen bruchtektonischen Bewegungen wirklich eine ausgesprochene Phasenbindung besitzen, selbst wenn man sie nur mit O. WITTMANN (1941) als „paroxysmale Beschleunigungsspitzen“ solcher Bewegungen betrachtet.

Den jeweiligen geologischen Erkenntnissen werden geophysikalische Ergebnisse gegenübergestellt, um von hier aus einige Hinweise für den Tiefgang der Bruchtektonik und für die Interpretation geologisch noch unklarer Erscheinungsbilder zu erhalten.

Die Betrachtung des geologischen Bildes solcher Großgräben mit Hilfe von paläogeographischen, tektonischen, geophysikalischen und vulkanologischen Mitteln erlaubt nicht nur gewisse zeitliche Entzerrungen des heutigen geologischen Erscheinungsbildes, sondern läßt auch erkennen, daß die jeweilige Ausbildung dieser großen

Bruchsysteme sehr abhängig ist von der Architektur der oberen Krustenstockwerke. So verändern Querstrukturen wie z. B. die Mitteldeutsche Schwelle oder die Kellerwald-Rhön-Schwelle usw. ganz entscheidend das tektonische Erscheinungsbild und lassen erkennen, daß die eigentliche Ursache zur Großbruchbildung in tieferen Stockwerken zu suchen ist. Unter solchem Gesichtswinkel betrachtet ist das Oberflächenbild nur ein — z. T. allerdings sehr stark modifiziertes — Projektionsbild der Tiefenvorgänge und kann somit bei der genetischen Interpretationssynthese auch nur als solches herangezogen werden.

Die Taphrogenese ist insgesamt ein über lange Zeiten hinweg sich erstreckender Vorgang und läßt sich in ihren Einzelheiten nur mittels eindeutiger „kleinzeitlicher“ Analysen erkennen. Da zu vermuten ist, daß nicht nur eine einzige Ursache für die Bildung großer tektonischer Gräben verantwortlich gemacht werden kann, können solche „kleinzeitlichen“ Analysen wichtige Hilfsmittel zur Aufhellung der jeweiligen Grundursachen der Grabenbildung in den einzelnen Großgrabengebieten werden.

Schriftenverzeichnis

Dieses Verzeichnis enthält nur unmittelbar im Text verwendete Literatur. Arbeiten, die auf Grund ihres Schrifttumsverzeichnisses als Schlüsselliteratur angesehen werden können, erhielten den Zusatz: (L).

- ANDREAE, A.: Eine theoretische Reflektion über die Richtung der Rheintalspalten und Versuch einer Erklärung, warum die Rheintalebene als schmaler Graben in der Mitte des Schwarzwald-Vogesenhorstes einbrach. — Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg, N. F. 4, S. 16—24, Heidelberg 1887.
— Beiträge zur Kenntnis des Rheintalspaltensystems. — Ebenda, S. 47—55, Heidelberg 1887 (1887a).
- ANDRES, J. & A. SCHAD: Seismische Kartierung von Bruchzonen im mittleren und nördlichen Teil des Oberrheintalgrabens und deren Bedeutung für die Ölabsammlung. — Erdöl und Kohle, 12, S. 323—334, Hamburg 1959. (L).
- BAATZ, H.: *Ophiomorpha* LUNDGREN, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 168—171, Wiesbaden 1959.
- BARTENSTEIN, H.: Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 367—375, Wiesbaden 1959.
- BARTZ, J.: Revision des Bohrprofils der Heidelberger Radium-Sol-Therme. — Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 33, S. 101—125, Freiburg/Brsg. 1953.
- BECKSMANN, E.: Zur jüngeren Baugeschichte der Heidelberger Landschaft. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F. 20, S. 51—65, Heidelberg 1954.
- BEDERKE, E.: Zur rhenotypen Gebirgsbildung. — Z. deutsch. geol. Ges., 82, S. 635 (Vortragsbericht), Berlin 1930.
— Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. — Geol. Rdsch., 46, S. 229—245, Stuttgart 1957. (L).
- BLANCKENHORN, M.: Das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 7—82, Wiesbaden 1950. (L)
- BOIGK, H.: Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., 72, S. 325—340, Hannover 1957.
- BOSSE, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 128, S. 1—37, Berlin 1931.
- BRILL, R.: Die Tektonik an der Hauptrheintalverwerfung am Lorettoberg bei Freiburg i. Br. — Geol. Rdsch., 23a, S. 38—51, Berlin 1933.

- BRINKMANN, R.: Die rheinische Richtung im vorkimmerischen Süddeutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 95, S. 133—148, Berlin 1923/25.
- Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., 78, S. 52—74, Berlin 1927.
- Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 139, S. 101—135, Berlin 1932.
- Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (IV) 32, Göttingen 1933.
- Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., 35, S. 56—66, Stuttgart 1948. (L.)
- Abriß der Geologie II (Historische Geologie). 7. Aufl., Stuttgart 1954.
- BROCKAMP, B.: Seismische Beobachtungen an Steinbruchsprengungen. — Z. Geophys., 7, S. 295—317, Braunschweig 1931.
- BROSIUS, M. & F. GRAMANN: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 206—217, Wiesbaden 1957.
- BUBNOFF, S. VON: Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 89, S. 19—38, Berlin 1922.
- Geologie von Europa. 2,1. — Berlin 1930.
- Einführung in die Erdgeschichte. — 3. Aufl., Berlin 1956.
- CARLÉ, W.: Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle (mit Erl.). — Stuttgart 1950.
- Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., 16, Hannover 1955. (L.)
- Rezente und fossile Mineral- und Thermalwässer im Oberrheintalgraben und seiner weiteren Umgebung. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 40, S. 77—105, Stuttgart 1958. (L.)
- CLOOS, H.: Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 89, S. 1—18, Berlin 1922.
- Hebung-Spaltung-Vulkanismus. — Geol. Rdsch., 30, S. 405—527, Stuttgart 1939. (L.)
- Über Achsenrampen. — Geol. Rdsch., 31 S. 227—229, Stuttgart 1940.
- Gang und Gehwerk einer Falte. — Z. deutsch. geol. Ges., 100, S. 290—303, Hannover 1950.
- Der Schwarzwald. Begleitworte zu der strukturellen Reliefzeichnung eines Mittelgebirges. — Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen, 24, S. 1—6, Schaffhausen 1951/52.
- CLOSS, H.: Ergebnisse regionaler Schweremessungen im Oberrheintal mit Bemerkungen zur gravimetrischen Struktur Süddeutschlands. — Öl u. Kohle, 13, S. 1065—1073, Berlin 1937.
- Gravimetrische Überlegungen zum geologischen Profil der Thermalbohrung von Heidelberg. — Öl u. Kohle, 39, S. 942—951, Berlin 1943.
- DIN 4149: Bauten in deutschen Erdbebengebieten. — Juli 1957.
- DINU, J. J.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzer Wald (Hardt). — Verh. naturwiss.-med. Ver. Heidelberg., N. F. XI, S. 238—299, Heidelberg 1912.
- DOEBL, F.: Stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropaläontologischer Untersuchungen im Tertiär des Rheintalgrabens. — Erdöl u. Kohle, 11, S. 373 bis 376, Hamburg 1958.
- DOHR, G.: Zur reflexionsseismischen Erfassung sehr tiefer Unstetigkeitsflächen. — Erdöl u. Kohle, 10, S. 278—281, Hamburg 1957.
- Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. — Geol. Rdsch., 46, S. 17—26, Stuttgart 1957 (1957a).
- DORN, P.: Der junge Vulkanismus im Braunschweiger Raum. — Geol. Jb. 74, S. 105—116, Hannover 1957.
- DUBOIS, G. et C.: La géologie de l'Alsace. — Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, Mém. 13, Straßbourg 1955. (L.)
- DUPPER, A.: Über das Cenoman im Niedersächsischen Berglande und seine Mikrofossilien. — Paläontol. Z., 26, S. 49—111, Stuttgart 1952.

- ENGSTLER, B.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz in den östlichen Mittelvogesen. — Verh. naturwiss.-med. Ver. Heidelberg, N. F. **XII**, S. 372—416, Heidelberg 1913.
- ERB, L.: Zur Frage der jungquartären Hebung des südlichen Schwarzwaldes. — Mittbl. Bad. geol. L.-A. f. 1948, S. 49—51, Freiburg/Brsg. 1948.
- FABIAN, H. J.: Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. — Geol. Jb., **73**, S. 127—134, Hannover 1957.
- Die Bohrung „Northeim 1“. — N. Jb. Geol. Paläontol., **105**, S. 113—122, Stuttgart 1957 (1957a).
- FRICKE, K.: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. — Geol. Jb., **69**, S. 491—500, Hannover 1954.
- Kohlenäurelinien und Basaltzonen in Ostwestfalen. — Heilbad und Kurort, **5**, S. 1—9, Gütersloh 1955.
- GENSER, H.: Stratigraphie und Tektonik der Vorbergzone am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Staufen und Badenweiler. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg. **49**, S. 59—112, Freiburg/Brsg. 1959. (L).
- Geologische Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1:25 000 mit Erläuterungen. — Geolog. L.-Amt Baden-Württbg., Freiburg/Brsg. 1959. (L).
- GOGUEL, J.: Gravimétrie et fossé rhénan. — Verh. Koninkl. Nederl. geolog. mijnbouwkdl. Genootschap. Geolog. Ser. **XVIII** (Gedenkboek F. A. VENING MEINESZ), S. 125—147, 'sGravenhage 1957.
- GÖRGES, J. & H. PENNDORF: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 138—146, Wiesbaden 1952.
- GRUPE, O.: Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. — Jb. preuß. geol. L.-A., **29**, S. 612—644, Berlin 1909.
- GUENTHER, E.: Die jüngeren tektonischen Bewegungen im südwestlichen Deutschland (südliches Oberrheintal). — N. Jb. Mineral. etc., B. B. **85**, S. 191—292, Stuttgart 1941. (L).
- GUNZERT, G.: Der Grundgebirgsaufbruch von Mühlbach (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 106—125, Wiesbaden 1955.
- Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **24**, Wiesbaden 1958. (L).
- GWINNER, M.: Beitrag zur Petrogenese des Mittleren Muschelkalks in Württemberg. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **104**, S. 181—190, Stuttgart 1956.
- HARBORT, E.: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, S. 326—341, Berlin 1911.
- HASEMANN, W.: Das Ankaratrit-Vorkommen im Kalisalzlager von Buggingen in Baden. — Mittbl. Bad. geol. L.-Amt f. 1951, S. 106—116, Freiburg/Brsg. 1952.
- HASEMANN, W. & W. HEINEMANN: Unteroligozän (Sannoisien) an der Ostseite des Kaiserstuhls. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., **47**, S. 55—69, Freiburg 1957.
- HEDEMANN, H. A.: Die Gewölbestruktur des Sollings und ihre Entstehung. — Geol. Jb., **72**, S. 529—638, Hannover 1957. (L).
- HEIL, R.: Die „Bergsträßer Diluvialterrasse“ zwischen der Odenwaldquelle (südlich Heppenheim) und Bensheim. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **41**, S. 35—45, Stuttgart 1959.
- HERRMANN, A.: Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. — Geol. Jb., **72**, S. 1—72, Hannover 1957.
- Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., **72**, S. 341—346, Hannover 1957 (1957a).
- HILLER, W.: Über Ergebnisse der geophysikalischen Forschung in Südwestdeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Erdbeben. — Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, **102/105**, XLVI—L, Stuttgart 1950.
- Über die Mechanik und Dynamik der Erdbeben. — Geol. Rdsch., **46**, S. 39—50, Stuttgart 1957.

- HINSCH, W. & H. MODELL: Die Altersstellung des „Obermiozäns“ im Raum von Pfungstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 168—174, Hannover 1959.
- HIRSCH, L.: Erdbeben und Landschaftsgestaltung am Oberrhein. — Baden f. 1950, S. 1 bis 4, 1950.
- Der Albschuttkegel bei Ettlingen und seine Stellung im oberrheinischen Diluvium. — Beitr. naturk. Forsch. in Südwestdeutschl., **11**, S. 1—11, Karlsruhe 1952.
- Jungdiluviale Tektonik im Oberrheingraben. — Eiszeitalter und Gegenwart, **2**, S. 97 bis 105, Öhringen/Württ. 1952 (1952a).
- HOENES, D.: Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., **39**, S. 197—223, Freiburg 1943/49.
- HOFFMANN, K.: Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Doggers. — Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschl., S. 113—129, Hannover/Celle 1949.
- HOLTEDAHL, O.: Junge Blockverschiebungstektonik in den Randgebieten Norwegens. — Geotekt. Sympos. zu Ehren v. HANS STILLE, S. 55—63, Stuttgart 1956. (L).
- HÖVERMANN, J.: Die Oberflächenformen um Göttingen. — Göttinger Jb. f. 1953, S. 63 bis 74, Göttingen 1953.
- HUCKRIEDE, R.: Über umgelagerte marine Kreide in Hessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 351—361, Stuttgart 1954.
- HUMMEL, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). — Fortschr. Geol. Paläontol., **8**, S. 24, Berlin 1929. (L).
- ILLIES, H.: Der mittlere Dogger im badischen Oberrheingebiet. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., **46**, S. 5—52, Freiburg 1956.
- & W. WIMMENAUER: Ein neues Tuffvorkommen am Tuniberg bei Freiburg/Brsg. — Jh. geol. L.-Amt Bad.-Württbg., **3**, S. 195—211, Freiburg/Brsg. 1958. (L).
- JOCHMUS-STÖCKE, K.: Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A., **49**, S. 1003—1036, Berlin 1928.
- JÖRG, E.: Die tertiären Sedimente des Limberges bei Saßbach am Kaiserstuhl. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1951, S. 289—304, Stuttgart 1951.
- Geologische und biostratonomische Beobachtungen an der unterpliozänen Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau. — Ver. f. Gesch. u. Naturgesch. d. Baar u. d. angrenz. Landesteile in Donaueschingen, **24**, S. 198—207, Donaueschingen 1956.
- , H. REST und H. TOBIEN: Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1950—54. — Beitr. naturkd. Forsch. Südwestdeutschl., **14**, S. 3—21, Karlsruhe 1955.
- JUX, U.: Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. — Erscheint in: N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., Stuttgart 1960. (L).
- KABELAC, F.: Beiträge zur Kenntnis und Entstehung des unteren Weißjuras am Ostrand des südlichen Oberrheintalgrabens. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., **45**, S. 5—57, Freiburg 1955.
- KEGEL, W.: Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 267—289, Hannover 1950. (L).
- KLÜPFEL, W.: Über die natürliche Gliederung des hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. I. — Geol. Rdsch., **19**, S. 263—283, Berlin 1928.
- Neugliederung des westdeutschen Tertiärs. — K. TRILTSCH, Würzburg 1939.
- KNETSCH, G.: Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mitteleuropa. — Abh. Braunsch. Wiss. Ges., **2**, S. 92—103, Braunschweig 1950.
- KREYSING, K.: Ein Profil des Mittleren Buntsandsteins vom Kaufunger Wald zur Rheinischen Masse. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 328—334, Stuttgart 1957.
- Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. II. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 101—113, Stuttgart 1958.
- KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, S. 1—81, Wiesbaden 1951.

- KUMM, A.: Trias und Lias. — Geologie und Lagerst. Niedersachsens, **2**, 1. Abt., Oldenburg 1941. (L).
- Der Dogger. — *ibid.*, **2**, 2. Abt., Bremen 1952. (L).
- KUSS, S. E.: Die stratigraphische Verteilung der altpleistozänen Fauna aus dem Tonlager von Jockgrim in der Pfalz. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., **14**, S. 93—100, Karlsruhe 1955.
- Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 50—76, Wiesbaden 1958.
- KUTSCHER, F.: Eröffnung einer Diskussion zur hessischen Meeresstraße im Unterstamp. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 204—205, Wiesbaden 1956.
- LADDA, H.: Tektonische Untersuchungen an der Kalisalzlagerstätte zu Buggingen/Baden. — Arb. a. d. Geolog.-Paläontol. Inst. Stuttgart, N. F. **20**, Stuttgart 1959.
- LAEMMLEN, M.: Keuper. — Lexique Strat. Intern., I, fasc. 5 d 2, Paris 1958. (L).
- LIND, J. G.: Geologische Untersuchung der Beziehungen zwischen Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg. — Verh. naturw.-med. Ver. Heidelberg, N. F. **11**, S. 7—45, Heidelberg 1910.
- LINSTOW, O. VON: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **87**, Berlin 1922. (L).
- LOTZE, FR.: Das Falkenhagener Störungssystem. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **128**, S. 38—128, Berlin 1931. (L).
- Über Zerrungsformen. — Geol. Rdsch., **22**, S. 353—371, Berlin 1931 (1931a).
- Der Südteil des Göttinger Leinetalgrabens und der Eichenberger Grabenknoten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **139**, S. 6—48, Berlin 1932. (L).
- LÜTTIG, G.: Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim. — Geol. Jb., **68**, S. 587—614, Hannover 1954.
- MARTINI, H. J.: Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. — Geotekt. Forsch., **1**, S. 70—123, Berlin 1937. (L).
- Salzsättel und Deckgebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 823—836, Hannover 1955. (L).
- MAYER, G.: Das den Kraichgau betreffende geologische, mineralogische und paläontologische Schrifttum. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **3**, S. 401—460, Freiburg/Brs. 1958. (L).
- METZ, R. und G. REIN: Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1 : 50 000. — Lahr/Schwarzwald 1958. (L).
- MIXIUS, F. K.: Das Hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. — Geotekt. Forsch., **5**, S. 60—123, Berlin 1940. (L).
- MÜHLEN, W. VON ZUR: Ergebnisse der „Steinbruch-Seismik“ im Siegerland, Kraichgau und in Hessen/Unterfranken. — Geol. Jb., **71**, S. 569—594, Hannover 1956.
- MÜLLERIED, FR.: Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Baseler Tafeljuras. — Verh. naturw.-med. Ver. Heidelberg, N. F. **20**, S. 1—46, Heidelberg 1921.
- MURAWSKI, H.: Zusammenhänge zwischen Basaltvulkanismus und Tektonik in Niedersachsen. — Geol. Rdsch., **39**, S. 114—119, Stuttgart 1951.
- Die Entwicklungsgeschichte des Jüngeren Tertiärs westlich des Leinetalgrabens. — Geol. Jb., **67**, S. 495—528, Hannover 1953. (L)
- Das Ausmaß der Vertikalleistung jungtertiärer Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. — N. Jb. Geolog. Paläontol., Mh., S. 297—308, Stuttgart 1955. (L).
- Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. — N. Jb. Geolog. Paläontol., Mh., S. 1—31, Stuttgart 1956. (L).
- Periglaziale Klimazeugen des Pleistozäns im Raum von Karlsruhe. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., **16**, S. 59—64, Karlsruhe 1957.
- Zur Frage durchgepauster Tektonik. — Geol. Rdsch., **48**, S. 260—271, Stuttgart 1959.
- Einige Bemerkungen zur Frage der Regressionssedimente des oberoligozänen Meeres im Nordteil der Hessischen Senke. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., S. 220—227, Stuttgart 1960. (L).

- NOTTMEYER, D.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der rheinischen Vorbergzone bei Siebeldingen-Frankweiler. — Mitt. Pollichia, III, 2, S. 36—93, Bad Dürkheim 1954.
- PAUL, W.: Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (I). — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 1, S. 395—427, Freiburg 1955.
- Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (II). — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 263—359, Freiburg/Brsg. 1958. (L).
- PFANNENSTIEL, M.: Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. I. Teil: das Gebiet zwischen Schriesheim, Waldmichelbach, Fürth und Heppenheim. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., 27, S. 181—278, Freiburg 1927.
- Das südliche Rheintal an der Zeitwende von Rhät und Lias. — Geol. Rdsch., 23, S. 38 bis 56, Stuttgart 1932.
- Die Geologie des Kaiserstuhls. — Der Kaiserstuhl, Freiburg /Brsg. 1933.
- Die Tektonik des Eisenbahneinschnittes von Uffhausen bei Freiburg im Breisgau. — Geol. Rdsch., 23a, S. 111—118, Berlin 1933 (1933a).
- PFLANZL, G.: Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 232—244, Wiesbaden 1956.
- PFLUG, H. D.: Die kontinentalen Ablagerungen des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär (Paleozän bis Unteroligozän). — Ber. Geol. Ges., 3, S. 145—146, Berlin 1958.
- PLEIN, E.: Der Basaltvulkanismus vom Hirschberg bei Großalmerode und der Bau seiner Förderzone in tertiären Sedimenten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 215 bis 253, Wiesbaden 1954. (L).
- REICH, H., H. CLOSS & H. SCHOENE: Über magnetische und gravimetrische Untersuchungen am Kaiserstuhl. — Beitr. angew. Geophysik, 8, S. 45—77, 1940.
- REICH, H.: Erdmagnetische Untersuchungen in Rheinhessen und ihre geologische Deutung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3, S. 353—360, Wiesbaden 1952.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. — Erdöl u. Tektonik in Norddeutschl., S. 37—43, Hannover/Celle 1949.
- Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I Waldeck, II Nordsudeten. — Geol. Jb., 65, S. 145—212, Hannover 1951.
- Über saline Sedimentation. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 593—645, Hannover 1955.
- & W. SCHOTT: Die nordwestdeutschen Salzstöcke und ihre Bedeutung für die Bildung von Erdöl-Lagerstätten. — Erdöl u. Kohle, 12, S. 294—302, Hamburg 1959.
- RICHTER, G.: Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. — Festschr. 60. Geburtstag HANS STILLE, S. 116—136, Stuttgart 1936.
- Das Rheinische Element im Bilde Westeuropas. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., Fachgr. IV, 1, S. 23—38, Göttingen 1941.
- Zur vergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland. — Z. f. Kali, verw. Salze u. Erdöl, 35, H. 12; 36, H. 1, Halle 1941/42.
- Bedeutung der Historischen Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges., 98, S. 188—193, Hannover 1948.
- RÖHRER, FR.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. I. Teil: die gemeinen Klüfte und die Harnische. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. VI, S. 8—85, Stuttgart 1916.
- Gleicher Titel. II. Teil: Bemerkungen zur Tektonik Südwestdeutschlands. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. XI, S. 36—66, Stuttgart 1922.
- ROSENBACH, O., R. KOEHLER & E. WIRTH: A comparison of the second derivative method of gravity interpretation with reflections seismics and geological findings in the Offenburg area. — Geophys. Prospect., 2, S. 1—23, 1954.
- RÜGER, W.: Die prämesozoische Anlage des Rheintalgrabens. — Bad. geol. Abh., 2, S. 120—129, Karlsruhe 1930.

- Hundert Jahre geologischer Forschung am Rheintalgraben. — *Bad. geol. Abh.*, **4**, S. 81—114, Karlsruhe 1932. (L).
- SALOMON, W.: Über die Stellung der Randspalten des Eberbacher und des Rheintalgrabens. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **55**, S. 403—418, Berlin 1903.
- Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen mit besonderer Berücksichtigung des Rheintalgrabens. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **63**, S. 496 bis 521, Berlin 1911.
- Beobachtungen über Harnische. — *Sber. Heidelberg. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **A**, **4**, Abh., S. 1—21, Berlin u. Leipzig 1925. (L).
- Neue Kluft- und Harnischmessungen im südlichen Odenwald. — *Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsgr.*, **27**, S. 173—180, Naumburg/Saale 1927. (L).
- Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. — *Abh. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **14**, Berlin u. Leipzig 1927 (1927 a).
- SCHACHL, E.: Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland. — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, *Abh.* **98**, S. 309—394, Stuttgart 1954.
- SCHAD, A.: Die Bedeutung der Bohrung Karlsruhe I für die Beurteilung des Tertiärs im Rheintalgraben. — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, *Abh.* **97**, S. 99—129, Stuttgart 1953.
- Erdölprovinz Rheintalgraben. — *Symp. Sobre Yacimientos de Petroleo y Gas. XX. Congr. geol. int.*, **5** (Europa), S. 135—140, Mexico 1956.
- Einige Ergebnisse des Erdölaufschlusses bei Landau/Rheinpfalz. — *Geol. Jb.*, **74**, S. 243—268, Hannover 1957.
- Schleusener, A. & H. CLOSS: Schwerekarten von Zentraleuropa nach Gravimetermessungen. — *Comt. rend. 19. Sess. Congr. geol. int. Alger 1952*, **IX**, S. 85—109, Alger 1954.
- SCHMIDLIN, H.: Die Aufnahme der magnetischen Anomalien in der Breisgauer Bucht. — *Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsgr.*, **35**, S. 127—133, Freiburg 1937.
- SCHMIDT, H.: Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. — *Naturw.*, **19**, S. 911—916, Berlin 1931.
- SCHNAEBELÉ, R.: Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. — *Mém. serv. cart. géol. d'Alsace et de Lorraine*, **7**, Straßbourg 1948. (L).
- SCHOTT, W.: Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Malm. — *Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschl.*, S. 129—135, Hannover/Celle 1949.
- SCHWARZ, F.: Zur Tektonik und Morphologie Niederhessens. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **84**, S. 513—537, Berlin 1932.
- SCHWARZMANN, S.: Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkaniten des Oberweser-Fulda-Gebiets. — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, **III**, Folge, **25**, Göttingen 1957. (L).
- SEELIS, K.-H.: Seismische Geschwindigkeiten im Kalibecken des Oberelsaß. — *Erdöl u. Kohle*, **8**, S. 610—615, Hamburg 1955.
- SEIBOLD, E.: Exkursion durch den Nordschwarzwald. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **105**, S. 275 bis 286, Hannover 1954. (L).
- SEIDEL, G.: Die Dislokationszonen zwischen Bonenburg und Volkmarsen. — *Geotekt. Forsch.*, **3**, S. 1—32, Berlin 1938. (L).
- SHOU-CHANG, CHANG: Zur Lage der Faltenachsen im Rheinischen Gebirge. — *Geol. Rdsch.*, **31**, S. 208—226, Stuttgart 1940.
- SOLLE, G.: Geologie, Paläomorphologie und Hydrologie der Main-Ebene östlich von Frankfurt am Main. — *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, **485**, S. 121—220, Frankfurt a. M. 1951. (L).
- SONDER, R. A.: Mechanik der Erde. — Stuttgart 1956. (L).
- SPANNAGEL, M.: Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. III. Teil: Das Gebiet südlich des Neckars bei Nußloch-Meckesheim-Eberbach. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N. F.** **28**, S. 1—55, Stuttgart 1939.
- SPITZ, W.: Versuch eines Schemas zur Darstellung von Kluft- und Harnischbeobachtungen. — *Jber. oberrhein. geol. Ver.*, **3**, S. 48—57, Stuttgart 1913.
- SPUHLER, L.: Einführung in die Geologie der Pfalz. — *Speyer/Rh.* 1957. (L).
- STARK, H.: Altersstellung und Tektonik des Paläozoikums bei Albugen. — *Geol. Jb.*, **66**, S. 203—226, Hannover 1951.

- STELLRECHT, R.: Tektonik am Schloßberg bei Freiburg i. Br. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., 48, S. 119—138, Freiburg 1958. (L).
- STILLE, H.: Über präcretaceische Schichtenverbiegungen im älteren Mesozoikum des Egge-Gebirges. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A., 23, S. 296—322, Berlin 1903.
- Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. — Geol. Rdsch., 4, S. 362—383, Leipzig u. Berlin 1913.
- Übersichtskarte der Saxonischen Gebirgsbildung zwischen Vogelsberg-Rhön und der Norddeutschen Tiefebene. — Preuß. geol. L.-A., Berlin 1922.
- Die saxonischen Brüche. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 95, S. 149—207, Berlin 1923/25.
- Das Einsetzen der „saxonischen“ Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 116, S. 38—74, Berlin 1930.
- Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinents. — Z. deutsch. geol. Ges., 97, S. 7—29, Stuttgart 1947. (L).
- STILLE, H. & FR. LOTZE: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen. — Berlin 1933. (L).
- STRAUB, E.: Erdöl- und Erdgasfeld Stockstadt. — Sympos. Sobre Yacimientos de Petroleo y Gas, XX. Congr. geol. int., Bd. V (Europa), S. 141—147, Mexico 1956.
- STRIEGEL, A.: Saxonische Schichtenaufbiegung und kretazisch-alttertiäre Landoberfläche in Südwestdeutschland. — Geol. Rdsch., 37, S. 42—50, Stuttgart 1949. (L).
- STURMFELS, E.: Die Kalisalzlager von Buggingen (Südbaden). — N. Jb. Mineral. etc., A, Abh. 78, S. 131—216, Stuttgart 1943. (L).
- THÉOBALD, N.: Paléogéographie du jurassique supérieur dans le Sud-Ouest de l'Allemagne et de Nord-Est de la France. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., 40, S. 123—146, Freiburg 1950 (1950a). (L).
- Étude tectonique du Horst de Mulhouse. — Bull. Soc. géolog. France, 5. sér. XX, S. 407—419, Paris 1950. (L).
- Étude tectonique de la partie méridionale du fossé rhénan. — Ann. Univ. Saraviensis, 1, S. 122—143, Saarbrücken 1952. (L).
- Évolution géologique du Nord-Est de la France, en particulier du fossé rhénan, depuis les temps secondaires en relation avec les possibilités pétrolifères. — Ann. scientif. Univ. Besançon, IX, Géol. VI, S. 3—34, Besançon 1954. (L).
- Description géologique du Mont national et du Bischenberg au Nord d'Obernai (Bas-Rhin). — Bull. Serv. Cart. géolog. d'Alsace et de Lorraine, 8, S. 61—82, Straßbourg 1955.
- et P. L. MAUBEUGE: Paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne. — Ber. naturf. Ges. Freiburg/Brsg., 39, S. 249—320, Freiburg 1943/49. (L).
- TOBIEN, H.: Die Bedeutung der unterpliozänen Fossilfundstätte Höwenegg für die Geologie des Hegaus. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 2, S. 193—208, Freiburg/Brsg. 1957.
- Das Alter der Eruption am Limberg (Kaiserstuhl). — Z. deutsch. geol. Ges., 110, S. 4 bis 5, Hannover 1958 (Vortragsbericht).
- UDLUFT, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von M. BLANCKENHORN über das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 83—100, Wiesbaden 1950.
- & H. D. LANG: Der Untergrund der niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 184—203, Wiesbaden 1956.
- & H. D. LANG: Die niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 333—366, Wiesbaden 1959.
- VEIT, E.: Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raume Darmstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 150—151, Hannover 1955.
- VOELCKER, J.: Über eine ganz junge Verwerfung bei Rauenberg im Kraichgau. — Sber. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., A, 10, S. 3—5, Berlin u. Leipzig 1924.

- Untersuchungen über Klüfte und Fluidaltexturen der Porphyre im östlichen Odenwald und im mittleren Schwarzwald. — Cbl. Mineral. etc., B, S. 251—263, Stuttgart 1927.
- Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. II. Teil. Das Gebiet zwischen Neckar und Schriesheimer Tal. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 17, S. 54—96, Stuttgart 1928.
- VOLLRATH, P.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. — N. Jb. Mineral. etc., B. B. 50, S. 120—288, Stuttgart 1924.
- VOLLRATH, A.: Stratigraphie des Oberen Hauptmuschelkalkes in Baden-Württemberg. — Jh. geol. L.-Amt. Baden-Württemberg, 1, S. 190—216, Freiburg/Brsg. 1955.
- Beiträge zur Paläogeographie des Trochitenkalkes in Baden-Württemberg. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 181—194, Freiburg/Brsg. 1958. (L).
- WAGNER, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. — Erdgeschichtl. u. landeskd. Abh. aus Schwaben u. Franken, 10, Öhringen 1929.
- Zum Großbau der Oberrheinlande. — Decheniana, 104, S. 1—10, Bonn 1950.
- Die Bewegungen des Untergrundes in Südwestdeutschland. — Das deutsch. Haupthöhenetz 6. Teil, Reutlingen 1952.
- Muschelkalkmeer und Tethys. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 38, S. 77—81, Stuttgart 1956.
- WAGNER, W.: Das Mainzer Becken. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 27, S. 25—62, Stuttgart 1938. (L).
- Miozänes Steinsalz im Hessischen Rheintalgraben. — Wiss. Veröffentl. T.-H. Darmstadt, 1, 3, S. 93—96, Darmstadt 1947.
- Das Gebiet des unterpliozänen Urrheins in Rhein Hessen und seine Tierwelt. — Naturw., 34, S. 171—176, Berlin u. Göttingen 1947 (1947a).
- Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. — Z. deutsch. geol. Ges., 100, S. 518—543, Hannover 1950. (L).
- Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 177—192, Wiesbaden 1950 (1950a). (L).
- Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 164—194, Wiesbaden 1953. (L).
- Die Tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 706—728, Hannover 1955. (L).
- Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 228—236, Wiesbaden 1955 (1955a).
- Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 376—397, Wiesbaden 1959. (L).
- WEIDENBACH, F. & A. VOLLRATH: Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland I: 600 000, Stuttgart 1954 (Geolog. L.-A. Baden-Württemberg).
- WERVEKE, L. VAN: Über eine angeblich bedeutende Verschiebung der mittelhessischen Gebirge längs des Mittelrheins. — Z. deutsch. geol. Ges., 75, S. 45—51 (Briefl. Mitt.), Berlin 1924.
- WILSER, J. L.: Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintalgebiet. — Stuttgart 1929.
- Vergleich zweier Feinnivellements am südwestlichen Schwarzwaldrand (1874—81 und 1927—30). — Cbl. Mineral. etc., B, S. 163—167, Stuttgart 1932.
- WIMMENAUER, W.: Petrographische Untersuchungen an einigen basischen Eruptivgesteinen des Oberrheingebietes. — N. Jb. Mineral., Abh., 83, S. 375—432, Stuttgart 1952.
- WIRTH, E.: Das Tertiär des Oberrheintales. — FIAT-Berichte, 48 (Geolog. u. Paläontolog.), S. 189—195, Wiesbaden 1948. (L).
- Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. — Geol. Jb., 65, S. 657—706, Hannover 1951. (L).
- Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. — Erdöl u. Kohle, 6, S. 684, Hamburg 1953.

- Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 32—46, Hannover 1954. (L).
- Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 168—189, Wiesbaden 1954 (1954a). (L).
- WIRTH, W.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes im nord-westlichen Baden-Württemberg. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **2**, S. 135 bis 173, Freiburg/Brsg. 1957.
- WITTMANN, H.: Zur Morphogenese des Oberrheins. — Wasserwirtsch., **45**, S. 121—131, Stuttgart 1954/55.
- WITTMANN, O.: Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen? — Geol. Rdsch., **32**, S. 337 bis 367, Stuttgart 1941.
- Das südöstliche Ende des Oberrheintalgrabens. — Geol. Rdsch., **37**, S. 24—42, Stuttgart 1949.
- Erläuterungen zum Blatt Lörrach und Blatt Weil der geologischen Spezialkarte von Baden. — Freiburg/Brsg. 1952. (L).
- WUNDERLICH, H. G.: Jüngste Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. — Geol. Rdsch., **43**, S. 78—93, Stuttgart 1955. (L).
- Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1957, S. 123—143, Stuttgart 1957.
- Tektogenese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen. — Geol. Rdsch., **46**, S. 372 bis 413, Stuttgart 1957 (ausgegeb. 1959). (L).
- Zur Abfolge und Altersstellung quartärer Bildungen im Stadtgebiet von Göttingen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **10**, S. 41—55, Öhringen 1959 (1959a).
- ZAMINER, CHR.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. — Mitt. Pollichia, III, **4**, S. 7—53, Bad Dürkheim 1957. (L).
- ZEUNER, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. — Borna-Leipzig 1928.
- ZWERGER, R. VON: Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. — Abh. geol. L.-A., N. F. **210**, Berlin 1948. (L).

Nach Drucklegung dieses Aufsatzes erschien eine Arbeit von H. D. PFLUG: ... Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes (Freiberg. Forsch. Heft. C 71, Geologie, Berlin 1959). Die Arbeit steht auf der Basis mikrobotanischer Datierungen. Sie versucht, die zeitlichen und räumlichen Zusammenhänge der zahlreichen Tertiärbecken vom Aachener Raum bis in die Hessische Senke hinein zu erfassen und sie bestimmten Krustenbewegungen unterzuordnen.

Manuskript eingegangen am 19. 5. 1959.

Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium

Von

GERHARD SOLLE, Darmstadt

Mit 2 Abbildungen

Der Bewegungsablauf der rheinischen Geosynklinale hat sich, nach älteren Vorarbeiten in den vergangenen 30—40 Jahren, immer mehr als komplizierter Mechanismus erwiesen. Eine in ihrem Ausmaß unerwartete Steigerung der Komplizierung, auch unter Abzug einiger zeitweise angenommener intradevonischer orogener Bewegungen, haben die Arbeiten etwa der letzten 12 Jahre gebracht. Angesichts der geringen Breite der rheinischen Geosynklinale und der Tausende von Metern tiefen, sehr differenziert abgelaufenen Absenkung, dazu der linksrheinisch starken, rechtsrheinisch schwachen bis fast fehlenden kaledonischen Konsolidierung und der Durchsetzung des vordevonischen Untergrundes mit alten Schwächezonen, ist ein verwickeltes Bild nicht zu verwundern. Zudem ist zu beachten, daß trotz ihrer räumlichen Enge und der am Schluß dargestellten Einschränkung die rheinische Geosynklinale wohl die größten Devon-Mächtigkeiten Europas hervorgebracht hat, wahrscheinlich mehr als die viel weiträumigere Ural-Geosynklinale.

Den ersten mit vielen Einzelheiten belegten Gesamtüberblick hat KEGEL (1950) gegeben, hier auch stärker, als es früher geschah, auf das Wandern der wichtigeren Trogachsen und die Quergliederung hingewiesen. Eine vortreffliche und sehr detaillierte Darstellung des linksrheinischen und eines Teiles des rechtsrheinischen Raumes verdanken wir Wo. SCHMIDT (1952), besonders durch die zahlreichen Kärtchen, die den raschen Wandel im Bewegungsspiel sehr übersichtlich zeigen.

Einen weiteren wesentlichen Fortschritt, an den sich eine ganze Reihe neuer Fragestellungen anknüpft, zeigt PILGER (1957). Ausgedehnte Zerrüttungszonen und Lineamente (auf die bereits KEGEL 1950 hingewiesen hatte), die wichtigsten in rheinischer und NW—SE-, daneben auch hercynischer Richtung, sind offensichtlich eng mit dem Magmatismus, insbesondere den in der Tiefe steckenden Plutonen, verbunden. Sie haben sich ferner als die Aufstiegswege der verschiedenen, genetisch und zeitlich voneinander unabhängigen Erzlagerstätten gezeigt, vielleicht sogar dem jungtertiären Vulkanismus des Westerwaldes die Richtung gewiesen. Es ist PILGER beizupflichten, daß mindestens die bedeutenderen Lineamente, in erster Linie die Siegen-Soester N—S-Zone, Strukturen des vordevonischen Unterbaues sind. Bei anderen ist nicht auszuschließen, daß sie erst während der Geosynklinalfüllung entstanden sind, aber kaum später als im Mitteldevon.

In denselben Rahmen passen die etwa 20° streichenden Schwächezonen, die HOEPFENER (1957) auf dem Wege der tektonischen Analyse erschlossen hat.

Die von Wo. SCHMIDT (1952) entworfene Folge von Kärtchen der Entwicklung der rheinischen Geosynklinale zeigt zwar ein bewegteres Bild mit raschen Wanderungen von Trogachsen usw., sie kommt jedoch noch mit epirogenen Verbiegungen des Untergrundes in derjenigen Intensität aus, wie man sie in der rheinischen Geosynklinale durchaus kennt. Die meisten der seitdem erschienenen Arbeiten haben zwar zur Verfeinerung und z. T. auch beträchtlichen Komplizierung des Bildes beigetragen, die Art des Bewegungsablaufs jedoch nicht grundsätzlich geändert, wenigstens soweit man die nahezu anorogene Spanne zwischen der Basis des Devons und der oberen Eifel-Stufe betrachtet. Auch die von PILGER (1957) dargestellten Lineamente lassen mit ihrer Durchpausung vom alten Untergrund her noch keine so starke Bewegung von Teiltrögen erkennen, daß Brüche oder kräftige Flexuren während des Geosynkinalstadiums erkennbar wären.

Andeutungen von synsedimentären Bruchbewegungen finden sich nur vereinzelt im Schrifttum, und diese dürften sich zumeist an zeitlich benachbarte, echte orogene Bewegungen anfügen lassen. U. W. erstmalig auf die Möglichkeit ausgedehnterer Bruchtektonik im kaledonischen Untergrund während der Bildung der rheinischen Geosynklinale hat RUD. RICHTER (in R. & E. RICHTER 1932, S. 369) zur Deutung der zahlreichen Schichtlücken hingewiesen. Die mehr deduktiven Darstellungen basieren aber nicht auf konkreten Beobachtungen und legen auch heute verlassene tektonische Vorstellungen zugrunde. Bereits näher an die Feststellung synsedimentärer epirogenen Bruchtektonik rücken die Beobachtungen SCHÖNENBERG's (insbesondere 1956 und 1958) und mit ihm STIBANE's (1959). Die Deutung rundlicher, asymmetrischer, recht tiefer Einsenkungen im Oberdevon der Dillmulde als antithetische Schollentreppe entlang hercynisch streichender Flexuren oder Abschiebungen scheint vertretbar. Wir halten es jedoch für wahrscheinlich, daß hier orogene Vorgänge die beschriebenen Bewegungen auslösten: Seit der Brandenburg-Faltung*), die wir als zwar örtlich begrenztes, aber keineswegs schwaches orogenetisches Ereignis ansehen, ist die Geosynklinale dort kaum mehr ganz zur Ruhe gekommen, wofür auch der lange Zeit fortdauernde starke initiale Magmatismus spricht. Außer einer Spätwirkung der Brandenburg-Faltung oder einer Auslösung durch den Vulkanismus könnten auch lokal wirksame westlichste Ausläufer der reussischen Phase (von GAERTNER 1951) etwa an der Wende Mitteldevon/Oberdevon (die sich in Thüringen nach Mitteilung von Herrn Prof. Dr. VON GAERTNER als immer wichtiger herausstellt) an der Ausbildung der Strukturen beteiligt sein. Ob die hercynisch streichenden Linien SCHÖNENBERG's echte Brüche sind oder wenigstens z. T. verhältnismäßig flache Flexuren, ist gleichfalls noch offen. Die interessanten und geistvoll gedeuteten Beobachtungen SCHÖNENBERG's die zu neuen Fragestellungen führen, belegen u. E. also noch nicht, daß es sich um eine echte Bruchtektonik im epirogenen Geosynkinalstadium handeln muß; einen Vorbehalt hat SCHÖNENBERG bereits selbst ausgesprochen. Der eindeutige Nachweis von Bruch-

*) Seit fast 10 Jahren sammeln wir Beobachtungsmaterial zu einer Übersicht über die Brandenburg-Faltung im südlichen rheinischen Schiefergebirge, haben auch aus diesem Grunde E. PAULY (1958) zur Bearbeitung des W-Endes der Lahnmulde angesetzt. Es läßt sich bereits übersehen, daß an zahlreichen Punkten zwischen dem W-Ende der Lahnmulde und der östlichen Dillmulde, wahrscheinlich auch bis zum südöstlichen Taunus hin, die Abtragung im Gefolge der Brandenburg-Faltung alle Stufen bis hinab zu den Singhofener Schichten des unteren Unterems erfaßt hat. Da nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. KOCKEL die Frage der Brandenburg-Faltung in Teilgebieten inzwischen von Marburg aus bearbeitet wird, stellen wir die Fortführung unserer Untersuchungen bis zum Abschluß der Marburger Arbeiten zurück, wollen sie dann jedoch wieder aufgreifen.

tektonik im echten epirogenen Stadium der rheinischen Geosynklinale fehlt somit bisher.

Im letzten Jahrzehnt haben sich jedoch in der SE-Eifel, der Olkenbacher Mulde (dem südwestlichsten Teil der Mosel-Mulde) und den Gebieten nach W, NW und N bis zur Manderscheider Schwelle hin Erscheinungen gezeigt, die mit bruchloser Geosynkinal-Einsenkung nicht mehr vereinbar sind, z. T. sogar echte Abschiebungen während der Sedimentation sein müssen.

Zweifellose Bruchtektonik im Geosynkinalstadium in einer Richtung, die in einigen Grenzen um N—S schwankt, lassen die Sphärosiderit-Schiefer der unteren Kondelgruppe in der gesamten Olkenbacher Mulde auf mehr als 20 km Erstreckung erkennen.

Die Sphärosiderit-Schiefer haben sich für eine solche Feststellung als besonders geeignet erwiesen. 1. Das Schichtglied bleibt ausreichend geringmächtig zur sicheren Beobachtung in seiner Gesamtheit in einer größeren Zahl von Profilen. 2. Die Ausbildung der Schichten als strohgelbe Schiefer mit vielen Sphärosideriten oder als dunklere, bezeichnende, oft blätterige Schiefer, auch mit leicht von anderen unterscheidbaren tonigen, meist fahlgelben bis graugelben Sandsteinen, ist so charakteristisch, daß die Sphärosiderit-Schiefer stets sehr genau kartierbar sind. 3. Die Liegendgrenze wird entweder durch die höchsten Laubacher Schichten mit starker Beteiligung von Rotsedimenten scharf fixiert, oder es schaltet sich als kurze Episode und auf den mittleren Teil der Olkenbacher Mulde beschränkt, an der Basis der Kondelgruppe der leicht erkennbare, geringmächtige Brauneisen-Sandstein als Mündungsfächer eines von S oder SE her einmündenden Flusses ein. Die Grenze läßt sich an vielen Stellen biostratigraphisch genau erfassen. 4. Die Hangendgrenze der Sphärosiderit-Schiefer zu den Kieselgallen-Schiefern hin zeichnet sich durch Aufhören der Sphärosiderit-Führung, Verschwinden der Sandsteineinlagen, Farbwechsel, oftmals Erscheinen der ersten Kieselgallen und weitere Eigenschaften zwar nicht immer so scharf wie die Liegendgrenze ab, aber stets genau genug, daß die Mächtigkeit ausreichend erfaßbar bleibt. 5. Gegenseitige Faziesvertretung der Grenzzone Sphärosiderit-Schiefer/Kieselgallen-Schiefer darf in spürbarem Ausmaß als ausgeschlossen gelten.

Nach den Ergebnissen unserer Kartierung in den Jahren 1951—1953 zeigt sich in den Sphärosiderit-Schiefern folgendes Bild (Abb. 1):

Nahe dem SW-Ende der Olkenbacher Mulde, NE. Bergweiler (Bl. Landscheid) läßt sich die Mächtigkeit der Sphärosiderit-Schiefer in tektonisch stark gestörter Zone zwar schwer abschätzen, sie liegt jedoch sicher nicht unter 100 m. Nach NE über den Failzer Wald bis zur Lieser zwischen Abachs-Mühle und Bohlens-Mühle (Bl. Wittlich und Hasborn) sinkt die Mächtigkeit auf etwa 4 km streichender Erstreckung bis auf 50 oder sogar 40 m ab. An den westlichen Abhängen des Grünewaldes zur Lieser, westlich der Bahn Wittlich-Daun, schwillt die Mächtigkeit der Sphärosiderit-Schiefer ganz unvermittelt sehr stark an. Die Ausstrichbreite erreicht bis 800 m an der Bahnlinie, ebenso am Steinigebach und am Rohscheider Kopf NNE Lützel (Bl. Hasborn) auf ca. 2,5 km im Streichen. Aus der Spezialfaltung, dem verhältnismäßig flachen Faltenspiegel, aber den weit überwiegend zwischen 50 und 80° liegenden Fallwinkeln ergibt sich eine geschätzte Mächtigkeit zwischen 200 und über 250 m.

Die Richtung der aus dem Mächtigkeits-Sprung zu erschließenden synsedimentären Abschiebung, die den Kalmertersberg am Liesertal quert, läßt sich wegen der jüngeren Überdeckung nicht sicher festlegen, es kommt aber nur N—S bis NNW—SSE in Betracht. Die besonders unruhige Faltung und in dieser Gegend ungewöhnliche kräftige Störungsrichtungen zwischen 0 und 20° im westlichsten Grünewald zeigen offenbar ein späteres Wiederaufleben der alten Störungszone an.

E. des Rohscheider Kopfes über den Reischelberg N. Flußbach bis zur Bundesfernstraße (als Autobahn begonnen) bleiben die Ausstrichbreiten zwar erheblich, der Faltenpiegel verflacht sich jedoch stärker, so daß mit Mächtigkeiten unter 200 m auszukommen bleibt. E. einer ungefähr N—S-verlaufenden Linie etwa 800 m E. der Ortsmitte von Flußbach (Bl. Hasborn) tritt eine abermalige ausgeprägte Mächtigkeits-Reduktion ein (jedoch nicht so scharf wie im Liesertal) auf ca. 80 bis 60 m herab. Auch die hier anzunehmende Abschiebung machte sich bei der späteren Faltung durch besonders lebhaften Wechsel im Einfallen der Faltenachsen bemerkbar.

Weiter nach E über die Alf hinweg bis ca. 400 m W. der Blattgrenze Hasborn/Alf setzen sich die Sphärosiderit-Schiefer mit geringfügig schwankenden Mächtigkeiten zwischen 60 und 40 m fort. Dicht W. der Straße Kinderbeuern—Daun tritt eine plötzliche Abnahme auf weniger als 20 bis geringfügig mehr als 30 m ein, die geringste Mächtigkeit in der ganzen Mulde. Auch hier dürfte eine synsedimentäre Abschiebung nicht näher bestimmbarer Richtung die Ursache sein. Die Zone nahezu gleichmäßiger sehr geringer Mächtigkeit läßt sich in den Kondelwald hinein (Bl. Alf) nach E auf 3 km verfolgen.

N. des Hommerichskopfs schwillt im weiteren Verlauf die Mächtigkeit der Sphärosiderit-Schiefer schlagartig an auf schätzungsweise 150 m. Hier ist auf eine Abschiebung, die während der älteren Kondelzeit aktiv war, nicht zu verzichten; die nicht genauer zu bestimmende Richtung schwankt in weiteren Grenzen um N—S.

Im weiteren Verlauf nach E behalten die Sphärosiderit-Schiefer die hohen Werte bei, von einer kurzen, scharfen Reduktion im Distrikt Waidmannsheil mit ganz geringen Mächtigkeiten unterbrochen (tektonische Unterdrückung eines Teils der Folge ist hier jedoch nicht ausgeschlossen) und wachsen im obersten Saalsbachtal auf wahrscheinlich geringfügig über 150 m an. Bereits wenige 100 m weiter E. nimmt die Mächtigkeit ähnlich rasch auf 50—60 m und an der Entesburg auf wenig mehr als 20 m ab. Eine gleichalte Abschiebung, wenn auch weniger augenscheinlich, ist auch hier zu vermuten.

E. der Entesburg werden die tektonischen und die Fazies-Verhältnisse (Ersatz eines Teiles der unteren Sphärosiderit-Schiefer durch Flaser-Schiefer) für genauere Aussagen bis über Alf hinaus zu unsicher.

Die ruhiger pendelnden Mächtigkeits-Schwankungen lassen sich ohne weiteres ohne Zuhilfenahme von Brüchen deuten. Dasselbe mag auch für weniger deutliche Mächtigkeits-Sprünge gelten, die wir 1942 durch Querwölbungen erklärten, freilich wohl in etwas zu großem Ausmaß. Die scharfen Wechsel erfordern jedoch die Mitwirkung synsedimentärer Abschiebungen (oder z. T. scharfer Flexuren) mit Sprunghöhen, die bis zu 150—200 m ansteigen. Die Richtungen dürften in mäßiger Unsicherheit um N—S schwanken. Die wahrscheinliche Deutung als epirogene Dehnungstektonik quer zum Geosynklinal-Streichen mit Ausbildung schmaler Gräben zeigt Abb. 2. Auf die Andeutung einer antithetischen Schollentreppe im Westen wies Prof. SCHÖNENBERG brieflich hin.

Wesentlich größere Sprunghöhen ergeben sich jedoch in der Ulmengruppe und dem mittleren Unterems der nördlich anschließenden Flanke der Manderscheider Schwelle, der Eifel-Großflanke (RÖDER 1960). 1949 und in den folgenden Jahren

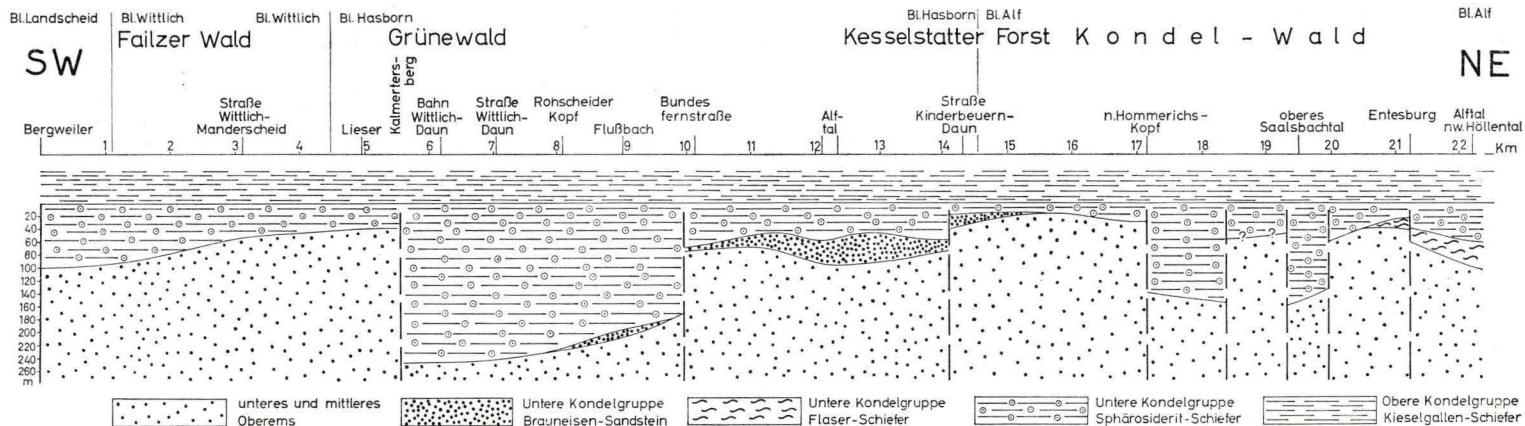


Abb. 1. Mächtigkeitsprofil der Sphärosiderit-Schiefer im Streichen der Olkenbacher Mulde zwischen Bergweiler und Höllental an der unteren Alf mit synsedimentären Abschiebungen während der Zeit der unteren Kondelgruppe. Überhöhung 1:10. Die Abschiebungen sind schematisch angegeben, um ohne Deutung den reinen Befund zu zeigen.

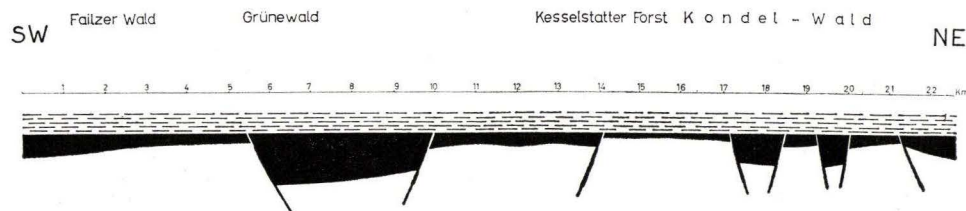


Abb. 2. Wahrscheinliche Deutung der Mächtigkeits-Schwankungen und Abschiebungen in den Sphärosiderit-Schiefern. Kombinierte Darstellung zwischen 1:5 überhöhter Schichtmächtigkeit und unveränderten vermuteten Fallwinkeln der Abschiebungen. Dehnungstektonik quer zum Geosynkinal-Streichen; schmale Gräben, im W Andeutung von antithetischer Schollentreppe.

durchgeführte Übersichtsbegehungen nordwestlich der Mosel-Mulde zwischen Üss-, Endert- und Fahrendeiertal bis zum Pommernertal (Bl. Alf, Hasborn, Cochem und Treis) hatten uns dort unerwartet hohe Hunsrückschiefer-Mächtigkeiten gezeigt. Dies und die Frage der Verzahnung mit Obersiegen in Normalfazies (SIMPSON 1940, SOLLE 1950) waren mit die wesentlichsten Probleme, die Herr Dr. RÖDER dort bearbeitet hat. In seiner ausgezeichneten Dissertation (1955; Unterems-Anteil scharf gekürzt 1957, Siegen-Anteil gekürzt 1960) hat RÖDER gezeigt, daß sich Hunsrückschiefer enormer Mächtigkeit von mehreren tausend Metern (bei der Abnahme der Dissertation im Gelände drehte sich die Diskussion um etwa 5000 m, vielleicht noch höhere Beträge, ähnlich den Beobachtungen, die wir in den Eifeltälern gewonnen hatten, die von Cochem ab flußabwärts zur Mosel ziehen), mit einwandfrei nachgewiesenen Schichten der Ulmengruppe (oberstes Siegen) in Normalfazies verzahnen bzw. faziell ineinander übergehen und daß diese Schichten extreme Mächtigkeits-Unterschiede aufweisen. Bis zu 1000 m Differenz auf 1 km annähernd quer zum Streichen konnte RÖDER nachweisen. In einem nur wenige km breiten Trogteil, der die besonders großen Mächtigkeiten umfaßt, erreicht allein der mittlere Teil der Ulmen-Gruppe (Eckfelder Schichten und der gleichzeitige größere Teil der Hunsrückschiefer nach RÖDER 1960) gegen 4000 m. Der sich von SW nach NE erstreckende Trog, der seine größte Tiefe nach SW hin im Gebiet des mittleren Alftales und des Sammetbachtals (Bl. Hasborn) rasch verliert, läßt an der NW-Flanke, ungefähr zwischen Lutzerath-Driesch und Wollmerath im Üss-Tal in der Verzahnungszone der Ulmengruppe in „Normalfazies“ mit Hunsrückschiefern den größten Mächtigkeits-Sprung von grob geschätzt 2500 m auf 2 km oder wenig mehr erkennen, in einer zum Schichtstreichen annähernd senkrechten NW-SE-Richtung (RÖDER 1955, Taf. 20).

RÖDER selbst warnt mit guten Gründen davor, die extrem hohen Mächtigkeitswerte als feste Zahlen zu betrachten, aber die Größenordnung bleibt bestehen.

Es ist von Interesse, daß in streichender Erstreckung nach NE ungefähr gleichzeitig mehrfach sehr hohe Mächtigkeiten in den Hunsrückschiefern angegeben wurden. ENGELS (1957, S. 59 und 1959, S. 272) veranschlagt zwischen Cochem und Mayen in der Vordereifel die Hunsrückschiefer auf 10000—15000 m, wenn auch unter starkem Vorbehalt, wobei scheinbare Mächtigkeits-Erhöhungen insbesondere durch Drehverschiebungen bereits einkalkuliert sind. Ähnlich hohe Werte einer scheinbaren Mächtigkeit gewann HOEPPENER (1957b, S. 330—331) in demselben Bezirk (Zone II Polch-Bad Bertrich); er sah jedoch die Möglichkeit, das Übermaß durch Scharen von Abschiebungen erheblich zu reduzieren. In klarer Konsequenz ausgesprochen hat HOEPPENER die Reduktion freilich nicht, weil er die verbleibenden Schwierigkeiten klar erkannte. Es dürften trotzdem, auch nach unserer eigenen Kenntnis der betreffenden Profile, sehr hohe Mächtigkeiten verbleiben, die denen in der Größenordnung entsprechen, wie sie RÖDER gewann, vielleicht sogar darüber hinaus ansteigen. Die allzu hohe Angabe bei ENGELS dürfte sich aus denselben Gründen, die bereits HOEPPENER angegeben hatte, vermutlich erheblich reduzieren¹⁾.

¹⁾ ENGELS' Schätzung (1957, S. 58), das gesamte Ems zwischen dem Kern der Moselmulde und Bad Bertrich—Dohrer Mühle und Landkern sei auf ca. 5000 m zu veranschlagen, ist gleichfalls zu hoch. ENGELS erfaßt einen beträchtlichen Teil der oberen Ulmen-Gruppe in Normalfazies bzw. Hunsrückschiefern mit (aus RÖDER 1960 zu folgern).

Es lag nahe, auch in den Profilen von Üss und Erdenbach (Bl. Hasborn, Alf, Gillenfeld und Cochem) nach Abschiebungs-Scharen zu suchen, die die Mächtigkeiten reduzieren könnten. Wir pflichten RÖDER (1955) bei, daß sich solche Abschiebungen nicht in spürbarem Ausmaß feststellen ließen. Selbst dann, wenn sie in einigem Ausmaß vorhanden wären, müßte die Summe der Abschiebungs-Beträge so hoch sein, daß die Abschiebungs-Scharen in den großenteils gut und auf lange Strecke aufgeschlossenen Profilen nicht verborgen bleiben könnten.

Auch bei aller gebotenen Vorsicht ist der Schluß gerechtfertigt, daß auf den Blättern Hasborn, Alf, Gillenfeld und Cochem (vgl. RÖDER 1955, Taf. 20) Schichten der Ulmen-gruppe in Mächtigkeiten auftreten, die die anderwärts als Maximum erkannten Werte hoch übersteigen: mehrere tausend Meter Maximalmächtigkeit bei einem Mächtigkeits-Gefälle von annähernd 1 : 1.

Die Ergebnisse RÖDER's treten nunmehr in ein neues Licht.

Ein bruchloses Vorauseilen eines eng abgegrenzten Teiltrogges in der Absenkung während der Ulmenzeit um so hohe Beträge erscheint auch unter Berücksichtigung der hier und anderwärts (z. B. deutlich am Nassauer Sattel, HANNACK 1959, S. 311) sicher nachgewiesenen oder wahrscheinlichen sehr lebhaften Verlagerung von Trogachsen kaum möglich.

Einen mitverwertbaren Anhalt könnte das Maß der Aufwölbung der Manderscheider Schwelle geben. Als erste epirogene Aufwölbung wurde sie zur Zeit der Ulmen-gruppe sicher erkennbar (SOLLE 1950; wesentlich präzisiert RÖDER 1960). Das erste sichere Trockenfallen stellte sich erst im tiefen Oberems ein, die Wirksamkeit dauerte bis mindestens zum Ende der Eifel-Stufe an. Für nennenswerte Abtragungsbeträge kommt nur das tiefe und mittlere Oberems in Betracht. Dem Ergebnis Wo. SCHMIDTS (1952, S. 166), die Schwelle sei aus der ganzen Entwicklung heraus „ein epirogenes, kein orogenes Erzeugnis“, stimmen wir durchaus zu. Bereits 1937 sahen wir die nord-östliche Fortsetzung in der Siegener Schwelle²⁾, deren Schicksal seit dem Wegfall der Notwendigkeit einer präsideritischen Faltung von wesentlichem Ausmaß³⁾ im tiefen

²⁾ Den Ergebnissen NIEHOFFS (1958) hinsichtlich der Bedeutung seiner Bendorfer Schwelle und der Umgestaltung der Schwellen- und Beckenverbindungen können wir uns nicht anschließen. Eine nur während der kurzen Episode der Entstehung des Emsquarzits erkennbare schwache, submarine Aufwölbung im Westerwald NE Bendorf konnte ohne weiteres im Zuge relativ geringer Trogachsen-Bewegung entstehen. Wegen der sehr ähnlichen Geschichte der gleichzeitigen Entstehung und der langen Lebensdauer, ebenso wegen der räumlichen Verteilung des Gilsbacher Quarzits, halten wir an der Verbindung von Manderscheider und Siegener Schwelle fest, auch wenn der Verlauf und die Gestaltung der Verbindungsstrecke noch unbekannt ist. Wir sehen keinen Gegengrund darin, daß die von mehreren Bonner Dissertationen bearbeitete Hammersteiner Mulde als bretonisches, orogenes Element im spitzen Winkel zu älteren Schwellen des Geosynklinal-Stadiums liegt. Gleiche Richtung von älteren Schwellen, Faziesverteilungen, Mächtigkeiten usw. mit späteren Faltelementen ist zwar der häufigere Fall, jedoch keineswegs notwendig. Auch der vorgeschlagenen Fortsetzung der Moselmulde in der Lahn- und nicht in der Dillmulde können wir uns nicht anschließen.

³⁾ PILGER (1953, S. 202 und 205 und weitere Andeutungen in späteren Arbeiten) läßt von der früher angenommenen präsideritischen Faltung von alpinotypem Ausmaß nur solche Bewegungen bestehen, die als Vorfalten vielleicht den Wechsel zwischen Epirogenese und Orogenese überschritten haben. Sollte dies für die Bewegungen zur Ulmen-Zeit

Unterems (oder wenn man dies überhaupt diskutieren will, in der oberen Ulmen-Gruppe) ganz ähnlich ablief: erste Anlage in der Ulmen-Gruppe (oder sogar schon im obersten Herdorf?) und Fortbestand bis ins Oberdevon (bereits nahe an die bretonische Faltung heran), während des Mitteldevons und Oberdevons zeitweise durch kräftige Sedimentlieferung erkennbar. Während der Zeit der Ulmen-Gruppe lag der Unterschied gegenüber der Manderscheider Schwelle in stärkerer Heraushebung, bezeugt durch den Sandsaum des Gilsbacher Quarzits (SOLLE 1950, S. 308, 359) mit Mächtigkeiten über 500 m im südlichen Siegerland und allmähliche Reduktion und Tieferlegung der Hangendgrenze nach SW über Mayen hinaus. In diesem Verschwinden des Gilsbacher Quarzits nach SW hin sehen wir eine verringerte Aktivität der Manderscheider Schwelle gegenüber der Siegener Schwelle, vielleicht auch die Beschränkung auf submarin bleibende Bewegungen.

Die Fortsetzung der oberen Hälfte des Gilsbacher Quarzits nach SW zwischen Mayen und Ulmen in den Saxler-Schichten, die wir 1950, S. 359 angegeben hatten, glaubt RÖDER (1960, Kap. F) vielleicht bestätigen zu können, mit der schärferen Fassung der Saxler-Schichten jedoch auf die untere Ulmen-Gruppe begrenzt. Rechtsrheinisch darf die Höherlegung der Hangendgrenze des Gilsbacher Quarzits bis in eine mittlere oder höhere, nicht genau bestimmbare Zone der Ulmen-Gruppe durchaus bestehen bleiben. Hier werden die Quarzite nach S hin durch an Mächtigkeit wachsende Hunsrückschiefer vertreten. In der Eifel gewinnt durch die von RÖDER begründete Verlegung der gesamten Reudelsterz-Schichten in die obere Ulmen-Gruppe die Erwägung an Boden, daß die von SIMPSON (1940, S. 15) an der Elz W. Monreal erwähnten mächtigen Quarzite einem jüngeren Fächer des Gilsbacher Quarzits angehören. Beweisbar sind aber beide Zuschreibungen noch nicht, es ist für unsere Frage auch von minderer Bedeutung, ob sich der rechtsrheinisch geschlossene Gilsbacher Quarzit linksrheinisch in mindestens zwei noch mit ihm zusammenhängende Lappen in der unteren und der oberen Ulmen-Gruppe auflöst oder ob die Quarzite selbständig bleiben. Wichtiger ist es, daß gegenüber der rechtsrheinisch aufgetauchten und über längere Zeit viel Sediment liefernden Siegener Schwelle linksrheinisch die Manderscheider Schwelle ein mehrfaches Oszillieren zeigt, wobei unentschieden bleibt, ob die Sediment-Aufbereitung durch Auftauchen oder flachstes Wasser hervorgerufen wurde. Die Bewegungen der Manderscheider Schwelle bleiben nach allen Befunden im normalen epirogenen Rahmen, lassen aber keinerlei orogene Anzeichen erkennen.

Wenn im Siegerland eine Flanken-Neigung um wenige Grad zur ersten Abtragung und Aufschüttung des dort sehr mächtigen Gilsbacher Quarzits ausreichte, wie sich annähernd abschätzen läßt, dann dürfte die Neigung an der Manderscheider Schwelle eher noch geringer gewesen sein. Epirogen waren auch die Hebungen oder z. T. erheblichen Senkungen von Teiltrögen in anderen Teilen des rheinischen Schiefergebirges (SOLLE 1950), die überdurchschnittlich lebhaft in der Zeit der Ulmen-Gruppe abliefen.

im Siegerland tatsächlich der Fall gewesen sein, sehen wir keinen Widerspruch gegenüber PILGER, wenn man den nur indirekt erschließbaren Bewegungen lediglich ein ganz geringes orogenes Ausmaß zubilligt. Für Schrägstellungen über einige Grad hinaus bis zu Werten von 45°, wie man sie bei Annahme echter orogener Vorfaltung der Manderscheider Schwelle, jedoch ohne Beteiligung von Bruchtektonik, fordern müßte, fehlt aber jeder Hinweis.

Dasselbe gilt auch für andere Bewegungen, die in größerer Zahl nachgewiesen sind und bis zu nennenswerten Schichtlücken geführt haben, besonders innerhalb der Ems-Stufe und an der Wende Unterdevon/Mitteldevon am S-Rand der Lahnmulde und im Taunus. Lediglich die beträchtlichen Schichtlücken im südöstlichen Taunus (SOLLE 1950, S. 185) mögen über epirogene Ursachen hinausgehen.

Ein bis etwa 45° Neigungswinkel gesteigertes Einfallen der Basis der Ulmengruppe in sehr kurzer Frist, während der gesamten Zeit sicher submarin, hätte auch bei raschster Auffüllung einen hochgradig synorogenen Charakter der Sedimente der Ulmengruppe hervorrufen müssen, mit allen flyschartigen Erscheinungen. Auf weite Strecken in den zahlreichen und ausgedehnten Profilen ist aber wenig oder nichts davon erkennbar. Subaquatische Rutschungen überschreiten nur in begrenzten Zonen das übliche Ausmaß, bleiben aber schwächer als in den unteren Klerfer Schichten der NW-Flanke der Olkenbacher Mulde. Wirklich starke Sedimentations-Unruhe, wie wir sie an der Untermosel besonders vom Kehrkopf nördlich Klotten (Bl. Treis) 1950, S. 366 angaben, bleibt untergeordnet.

Dieselben Einwände müssen dann, wenn man mehr als 3000 m Trogtiefen-Differenz auf wenige km Entfernung durch große Flexuren überbrücken will, in noch verstärkter Weise gelten.

Anstelle einer epirogenen oder mit beginnender Faltung zusammenwirkenden Versteilung der Basis der Ulmengruppe in relativ kurzer Zeit bis zu 45° halten wir es dem Gesamtbild für wesentlich angemessener, einzelne oder mehrere Abschiebungen von einem gesamten Absenkungsbetrag gegen 3000 m, die während des größeren Teiles der Ulmen-Zeit aktiv waren, für die enorme Eintiefung auf engstem Raum verantwortlich zu machen. Ein vom Sammetbach (Bl. Hasborn) aus nach NE über die Alf und Üss auf das Endertbach-Tal bei Cochem (Bl. Cochem) verlaufender enger, sehr tiefer, echter Graben mit mehreren Randstufen, der sich im geosynklinalen Stadium während der Zeit der Ulmengruppe ausbildete, erscheint uns gegenwärtig als die einzige plausible Lösung. Nur ein Graben solcher Tiefe konnte einigermaßen söhlig oder nur mäßig geneigt bleibende Unterlage beibehalten. Bei einer Sedimentation, die der rasch fortschreitenden Grabeneintiefung einigermaßen schritthalten konnte, waren die Voraussetzungen durchaus gegeben, daß ein Mächtigkeits-Zuwachs 1:1 bei Erhaltung des üblichen Schichtungsbildes eintrat. Durch unmittelbare Beobachtung sind solche Abschiebungen im Geosynklinalstadium hier nicht beobachtet, die Erkennung dürfte auch kaum möglich sein, da die betreffenden feinsandig-schluffig-tonigen Sedimente noch unverfestigt waren und die spätere Faltung und Schieferung ältere Bruchbewegungen sicherlich ausgelöscht haben wird.

Ein Versuch, unter Einsatz aller bio- und petrostratigraphischer und ebenso tektonischer Mittel im gesamten Gebiet des vermuteten synsedimentären tiefen Grabens, dessen SE-Flanke unter dem Ems der Moselmulde freilich nicht mit geologischen Mitteln erfassbar sein wird, näheres über den Graben selbst und die dort beobachteten sehr hohen Mächtigkeiten der Hunsrückschiefer zu ermitteln, dürfte besonders reizvoll sein. Vielleicht können geophysikalische Beobachtungen begründete Aussagen über den kaledonischen tiefen Untergrund beisteuern.

Nebenbei zeigt sich das Ergebnis, daß die starke Bewegung der rheinischen Geosynklinale, besonders in ihrem Südteil, die wir 1950 angaben und die Wo. SCHMIDT 1952 zeichnerisch festhielt, noch weit lebhafter und vielgestaltiger war, als damals ange-

nommen wurde. Man darf feststellen, daß aus dem ganzen Devon die stärkste und wohl auch labilste Bewegung im südlichen Teil der rheinischen Geosynklinale mit den höchsten Absolutbeträgen in relativ kurzer Zeit in der Ulmengruppe lag.

Eine weitere Bruchzone (oder weniger wahrscheinlich sehr starke Flexur) in der Geosynklinale ist im gleichen Gebiet der SE-Eifel im mittleren Unterems erkennbar. RÖDER und MARTIN (RÖDER 1957, S. 143) haben in den Profilen der Salm (Bl. Landscheid und Manderscheid), Lieser (Bl. Hasborn und Manderscheid), des Sammetbachs und der Alf (beide Bl. Hasborn) und der Üss und des Erdenbaches (beide Bl. Alf) in den Mächtigkeiten der Biederburg-Schichten (\approx untere Stadtfelder Schichten älterer Gliederung) und der Gladbach-Schichten (\approx obere Stadtfelder Schichten) sehr große Schwankungen gefunden und in einer Tabelle dargestellt. Man mag die einigermaßen stetige Mächtigkeits-Reduktion der Biederburg-Schichten in streichender Erstreckung von SW nach NE zwischen Salm von (geschätzt) rund 2000 m bis auf 400 m hinab an der Alf auf epirogene Trogbewegungen zurückführen, ebenso die der überlagernden Gladbach-Schichten von einem unbekanntem Betrag über 250 m an der Lieser auf weniger als 250 m an der Alf, dann aber nach NE an Üss und Erdenbach wieder auf 600 m hinauf. Die Annahme RÖDERS (1955), das Mächtigkeits-Minimum an der mittleren Alf (Bl. Hasborn) sei möglicherweise durch stark verlangsamte geosynklinale Absenkung desjenigen Trogteiles verursacht, der während der voraufgegangenen Ulmenzeit sehr stark vorausgeeilt war und die besonders hohe Hunsrückschiefer-Mächtigkeit aufgenommen hatte, hat viel für sich.

Aus epirogenen Ursachen allein kaum noch zu erklären ist jedoch das starke Anschwellen der Mächtigkeit der Biederburg-Schichten von 400 m an der Alf auf mehr als 1200 m an der Üss auf ganz wenige km streichende Erstreckung.

Unmöglich wird solche Erklärung beim Mächtigkeits-Anstieg der Gladbach-Schichten von der Lieser nach SW zur Salm hin. An der Lieser hat RÖDER die Gladbach-Schichten mit mindestens 250 m nachgewiesen und es wahrscheinlich gemacht, daß hier nur die tiefsten Schichten austreichen. Ein höherer Teil unbekannter Mächtigkeit ist durch eine steile Aufschubung (Klerfer Schichten und Oberems der Olkenbacher Mulde) unterdrückt. Aus genauerer Kenntnis des tektonischen Mechanismus des N-Randes der Olkenbacher Mulde dürfen wir die Schubweite auf einige 100 m begrenzen, so daß sich wohl eine Höchstmächtigkeit der Gladbach-Schichten an der Lieser in erster Annäherung mit rund 500 m ergibt. Dem stehen ca. 3500 m Gladbach-Schichten an der Salm gegenüber, bei einer Annäherung der Profile bis auf 4—5 km. Die detaillierte örtliche Einzelgliederung der Schichtprofile, die MARTIN (Diss. 1955, noch unveröffentlicht) durchführen konnte, stützt eine einigermaßen zutreffende Ermittlung der Mächtigkeit, so daß auf wenige km eine Differenz von ca. 3000 m eintritt. Einige Nebentäler erlauben für kleinere Profilabschnitte sogar noch weitere Annäherung.

Unter der Voraussetzung differenzierter, epirogen verursachter Trogeintiefung, wohl im Zusammenhang mit der Eifeler N—S-Zone, sowie der begründeten Annahme, daß in der an der Lieser tektonisch unterdrückten Folge entweder der auf höchstens wenige 100 m reduzierte Großteil der Gladbach-Schichten oder eine örtliche größere Schichtlücke steckt, müßte auch zwischen Lieser und Salm während der Sedimen-

tation der Gladbach-Schichten eine Neigung der Basis nach W oder SW um wenigstens 30—35° eingetreten sein, wahrscheinlich sogar auf höhere Werte als 45°.

Die Ausbildung der Schichtfolge mit auf einige Erstreckung verfolgbaren Grauwacken- und Quarzitzerien, Schiefern, dünnen Roteisenhorizonten usw., meist in guter Bankung, ist frei von Anzeichen nennenswerter Schrägstellung der Basis während der Sedimentation. Rasches Auskeilen einzelner Bänke, schnelle Mächtigkeitsänderungen, Wulstbildungen, subaquatische Rutschungen usw. sind abschnittsweise garnicht oder nur in verhältnismäßig geringem Ausmaß erkennbar. Die alsbaldige Auffüllung eines in kurzer Zeit bis 3000 m einseitig einsinkenden Raumes in so vollständiger Weise, daß die Schichtfolge nichts von der ständig steigenden Versteilung der Basis erkennen läßt, halten wir für kaum möglich. Die Erwägung einer submarin bleibenden orogenen Bewegung scheidet sicher aus, denn es könnte sich nur um eine relativ kräftige Querfaltung zum späteren Hauptstreichen handeln, wofür aber keinerlei Anhaltspunkte vorliegen, und zudem war die Zeit des mittleren Unterems in der ganzen rheinischen Geosynklinale weitgehend anorogen.

So bleibt auch hier, wie bereits in der Ulmengruppe, nur die Erwägung zwischen einer bedeutenden Abschiebung sehr großer Sprunghöhe, vielleicht in Einzelstaffeln aufgelöst, oder einer sehr großen Flexur mit Absenkung nach W oder SW. Da bei der ganz geringen Entfernung zwischen Lieser- und Salm-Profil für eine so große Flexur einschließlich der noch mit verbogenen Randzonen kaum der nötige Raum bleibt, halten wir auch hier eine oder mehrere parallele Abschiebungen großer Sprunghöhe für wahrscheinlicher.

Als Zeit der Bewegung kommt die Spanne nach Beginn bis etwa zum Ende der Gladbach-Schichten im mittleren Unterems in Betracht. Die genaue Richtung ist nicht anzugeben, da die Eifel-Hochfläche zwischen den Tälern z. T. durch jüngere Bedeckung verhüllt ist. Es liegt nahe, an N—S-Richtung zu denken, da hier der E-Rand der Eifeler N—S-Zone ausklingt, zudem im Salmtal extrem steiles Achsenfallen nach W zu beobachten ist. Wahrscheinlicher ist jedoch eine Richtung NW bis SE oder NNW bis SSE. Eine in Einzelheiten noch unbekanntes Beziehung zur Eifeler N—S-Zone bleibt durchaus möglich.

In den unteren Klerfer-Schichten am NW-Rand der Olkenbacher Mulde (Blätter Hasborn, Alf und NW-Teil von Wittlich) konnten wir 1956 (Vorbericht einer größeren Arbeit) allenthalben Geosynkinal-Bewegungen auf engem Raum durch Spezialkartierung nachweisen: örtliche Hebungen bis zum Auftauchen, Prielbildung usw., bei Alf (Bl. Alf) sogar beträchtliche Abtragung, wahrscheinlich bis zur Ausbildung eines Kliffs, daneben rasche, aber sehr differenzierte Absenkung mit lebhaften Mächtigkeits-Schwankungen und häufigem Auskeilen auch mächtigerer Folgen auf kurze Erstreckung, dazu sicher sehr schnelle Sediment-Verfrachtung, und besonders zahlreiche subaquatische Rutschungen bis zu Rutschungs-Lawinen der Definition von NIEHOFF (1958, S. 302) von erheblicherer Häufigkeit, als wir sie von anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges kennen. Diese Rutschungen sind fast durchweg nach N bzw. NW gerichtet und weisen auf das benachbarte Gebiet, in dem sich bereits zur Zeit der Ulmengruppe und des mittleren Unterems bedeutende Bewegungen abgespielt hatten. Ohne engräumige und sehr rasche Differenzierung in der Trogbewegung ist nicht auszukommen.

Für die Deutung der beschriebenen Erscheinungen mit Hilfe von turbidity currents sowohl in den unteren Klerfer Schichten als auch in den tieferen Folgen fehlt in dem verhältnismäßig engen Gebiet der nötige Raum. Synsedimentäre Abschiebungen, freilich von nur geringerer Sprunghöhe als in der Ulmengruppe und den Gladbach-Schichten, sind noch nicht nachzuweisen oder sogar genauer lokalisierbar, die Möglichkeit bleibt jedoch nicht von der Hand zu weisen.

Im engen Raum der Blätter Landscheid, Manderscheid, Hasborn, Gillenfeld, Alf, Cochem und wohl auch der noch nicht spezieller darauf untersuchten nach NE folgenden Blätter haben sich somit neben den epirogenen Differenzierungen in der Absenkung der Tröge sowie den zeitlichen Bewegungen der Trogachsen beträchtliche Abschiebungen, vielleicht auch flexurartige Bewegungen, im Geosynklinalladium während der Ulmen-Zeit und mindestens im mittleren Unterems gezeigt, denen vielleicht auch die Bewegungen in den unteren Klerfer Schichten anzufügen sind und die sicheren, wenn auch geringfügigeren Bruchbildungen innerhalb der Sphärosiderit-Schiefer der unteren Kondelgruppe.

Die Häufung solcher echten Bruchtektonik mit z. T. erheblichen Sprunghöhen in der Ulmen-Gruppe, im Unterems und den Sphärosiderit-Schiefern der Kondel-Gruppe in der SE-Eifel wird jedoch besondere Ursachen haben. In Betracht kommt hier die Durchkreuzung rheinischer, hercynischer und erzgebirgischer Linien.

Die rheinische Richtung ist in der SE-Eifel durch die zeitweise starke Wirksamkeit der Eifeler N-S-Zone am besten belegt, die sich während der ganzen Geosynklinallzeit immer wieder in besonders starker Quergliederung, in einem lebhaften Wechselspiel zwischen Geosynklinale und Lineament ausgeprägt hat. Die Natur dieser Zone als altes Lineament, vielleicht als Lineament 2. Ordnung, da der starke paläozoische Vulkanismus zur Devonzeit hier fehlte, ist sicher.

Die hercynische Richtung erscheint vom Rande der fennosarmatischen Masse, in der Erstreckung von Südschweden bis zum Polnischen Mittelgebirge hin, dem Baltopodolischen Lineament STILLE's, nach SW immer wieder und in nachlassender Wirksamkeit^{3a)}. Lineamente in dieser und ähnlicher Richtung finden sich bei PILGER 1957 in einiger Anzahl dargestellt. Die NW-SE- bzw. NNW-SSE-Richtung kann sich zeitweise auch in der Durchkreuzung mit der Eifeler N-S-Zone so kräftig auswirken, daß sie beherrschend wirkt. Die weit überdurchschnittlich starke Zerhackung durch Störungen solcher Richtung, die besonders die Olkenbacher Mulde auszeichnet, dürfte auf die verschiedene Beanspruchung der Durchkreuzungszone und ihrer Nachbarschaft zurückzuführen sein.

Die erzgebirgische Richtung, bisher nur als die beherrschende Richtung der Schwellen und Becken der Geosynklinale bekannt, muß nunmehr auch für eine Bruchtektonik zur epirogenen Geosynklinallzeit herangezogen werden, wie sich aus den Abschiebungen großer Sprunghöhe zur Zeit der Ulmen-Gruppe und der daraus geschlossenen Grabenbildung ergibt.

Man darf aus allen diesen Bruchrichtungen zur einwandfrei epirogenen Geosynklinallzeit, von denen zu wechselnden Zeiten jeweils nur einzelne

^{3a)} In einem Vortrag vor der Geol. Vereinigung am 13. 3. 1960 hat VON GAERTNER diese Rolle der Elbtal-Linie zugewiesen. Die Grundursache dürfte dieselbe sein.

aktiv waren, auf eine Dehnung der Geosynklinale im und \pm quer zum Streichen schließen^{3b)}.

Auch wenn man nicht alle oben erwähnten Brüche einer Zerrungstektonik zuschreibt (so sind z. B. in der Eifeler NS-Zone auch aus Blattverschiebungen hervorgehende steil einfallende schräge Abschiebungen zu vermuten), so bleibt in manchen Fällen wohl sicher eine Dehnung bestehen.

Nur lokal scheinen solche alten Bruchlinien jedoch nicht aufzutreten; Herr SCHÖNENBERG (auf dessen Wunsch wir unsere Ergebnisse bereits jetzt veröffentlichen) beobachtete ähnliche Erscheinungen auch im östlichen rheinischen Schiefergebirge (S. 344). Sie werden sich, einmal darauf aufmerksam gemacht, auch anderwärts finden lassen. Untersuchenswerte Hinweise ergeben sich in Bezirken besonders plötzlicher und erheblicher Mächtigkeits-Änderungen usw. in einiger Anzahl, und die von PILGER zusammengestellten Lineamente sowie die von HOEPPENER angegebenen etwa 20° streichenden Verschiebungen im Unterstockwerk mögen weitere Anhaltspunkte liefern.

Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, daß sichere Nachweise wohl nur dort gewinnbar sein werden, wo sich die subaquatische Sedimentation nicht oder nur unwesentlich unterbrochen fortsetzte; so hat z. B. KEGEL (1950, S. 282) die auf geringste Entfernung bis auf 1 : 10 wechselnde Sediment-Mächtigkeit im Ebbe-Gebirge durch „im eigenen Schutt ertrinkende Bergketten“ gedeutet, eine Erklärung, die sicherlich den Vorzug verdient.

Zum Erkennen von Abschiebungen oder Flexuren im echten Geosynkinal-Stadium eignet sich am besten das Unterdevon und vom Mitteldevon höchstens noch die Eifel-Stufe, denn nennenswerte Faltung ist bis dahin nicht bekannt, da für die präsiditische und andere „Faltungen“ epirogene Schwellenbildungen ausreichen, vielleicht von unbedeutenden kleinen Ausnahmen abgesehen. Etwa von der Wende Eifel-Stufe/Givet an lassen sich Brüche oder flexurartige Abbiegungen, zu denen möglicherweise die Schalsteintröge von Lahn und Dill gehören (bereits KEGEL 1934 nimmt hier Zerrspalten in der Givet-Zeit an) leichter mit der Brandenburg-Faltung enger oder lockerer verbinden, die eine echte Faltung ist und sich als örtlich wirksame Vorphase der Gruppe der bretonischen Phasen bezeichnen läßt.

Die im Unterdevon der SE-Eifel teilweise als synsedimentäre Brüche bzw. Flexuren gedeuteten Bewegungen und die Möglichkeit, daß ähnliche Vorgänge auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges⁴⁾ und den Ardennen beobachtet werden, nöti-

^{3b)} Nach Einreichung des Manuskripts dieser Arbeit zum Druck zeigte TRÜMPY in einem Vortrag vor der Geol. Vereinigung am 12. 3. 1960 ein Profil aus den Helvetischen Decken der Westalpen, in Anlehnung an GÜNZLER-SEIFERT, das im epirogenen Stadium der Geosynklinale eine antithetische Schollentreppe im Lias im Streichen der Schwellen und Becken und damit eine Dehnung der Geosynklinale im damaligen Stadium erweist. Abgesehen von der stärkeren Komplizierung in der SE-Eifel findet sich damit dieselbe Erscheinung, die allerdings in den Alpen infolge der großen Aufschlußhöhe noch klarer hervortritt.

⁴⁾ Die von Wo. SCHMIDT (1956, S. 86 und Abb. 6) „mit einer lokalen, jähen, ziemlich beträchtlichen Absenkung“ erklärte erstaunliche Anschwellung der Monschauer Schichten im Bereich der Stadt Monschau (unteres Siegen; Hohes Venn) auf kürzeste Distanz ist eines der zahlreichen untersuchungswerten Beispiele.

gen dazu, sie auch bei Abschätzungen der Gesamtabenkung der rheinisch-ardennischen Geosynklinale und besonders der Devon-Mächtigkeiten heranzuziehen. Daß die früher meist angewandte unbekümmerte Addition der Mächtigkeiten der Einzelglieder nicht zum Ziel führt, dagegen durch sorgfältige Berücksichtigung vielfältiger vertikaler und lateraler Trogbewegungen zu ersetzen ist, ist nach früheren Arbeiten, von denen NÖRING 1939 zu nennen bleibt, insbesondere durch die wichtigen Arbeiten von KEGEL (1950) und Wo. SCHMIDT (1952) Gemeingut geworden.

Seitdem hat sich jedoch gezeigt, daß auch diese Einschränkung nicht genügt. Den analytisch-tektonischen Arbeiten insbesondere von HOEPPENER verdanken wir die Erkenntnis, daß (zumeist schieferungsparallele) Scharen von Abschiebungen und Rotationen, oder Drehverschiebungen im Sinne ENGELS', mehrfach höhere scheinbare Mächtigkeiten vortäuschen können, und daß hierin wohl der Schlüssel liegt, z. B. die extrem hohen Angaben der Hunsrückschiefer-Mächtigkeit der E-Eifel (von ENGELS mit Vorbehalt bis zu 15000 m geschätzt) zu reduzieren. Die in der Alpengeologie seit Jahrzehnten bekannte Fragwürdigkeit, insbesondere bei gut schiefer- und scherbaren stärker durchbewegten Serien die primäre Mächtigkeit überhaupt genauer bestimmen zu können, dürfte teilweise auch auf das rheinische Schiefergebirge zu übertragen sein, trotz seiner viel geringeren Einengung. Wir stimmen HOEPPENER durchaus zu, wenn er sich bei stärker verformten, stofflich einigermaßen homogenen Schiefen des rheinischen Unterdevons kaum in der Lage findet, die Mächtigkeiten abzuschätzen.

Hinzu tritt nunmehr die Notwendigkeit, neben den bisherigen Kriterien, insbesondere dem raschen Pendeln von Trogachsen, auch die Möglichkeit synsedimentärer Abschiebungen bzw. Flexuren größeren Ausmaßes bis zur Grabenbildung hin, in die Rechnung einzusetzen, insbesondere solcher, die dem Streichen der Schwellen und Becken einigermaßen folgen.

Es erscheint uns vertretbar, im größeren Teil des rheinischen Schiefergebirges (anders als in den Ardennen) eine bemerkenswert ähnliche Gesamtabenkung der Geosynklinale anzunehmen, wobei neben den genannten Kriterien insbesondere fazielle Beobachtungen, Schüttungsrichtungen und dergl. herangezogen wurden. Die schrittweisen Absenkungen, Stillstandslagen oder rückläufigen Bewegungen riefen das bekannte unregelmäßige Pendeln der Trogachsen hervor, das offenbar noch weit lebhafter ablaufen konnte als bisher angenommen, und verursachten in oft relativ kurzer Zeit hohe Mächtigkeitsmaxima (z. B. Gedinne von den Ardennen her übergreifend, Siegen ohne Ulmengruppe im Siegerländer Trog mit weitem Ausgreifen nach W, Ulmengruppe am Mittelrhein und neuerdings mit sehr hohen Werten in der SE-Eifel, Mitteldevon im Bergischen Land usw.), daneben gleichzeitig Minima bis Unterbrechungen. Wir gewinnen die Vorstellung (wobei die nachfolgenden Angaben nur als erster Versuch gelten sollen), daß sich im Großteil des rheinischen Schiefergebirges die Summe aller Einzelabsenkungen bis zum Ende des Oberdevons auf einen Spiegel von vielleicht 6000—7000 m, seltener bis 8000 m einstellte. Zum Teil wesentlich geringere Werte zeigen, wie längst bekannt, Bezirke von der Eifeler N—S-Zone an nach W und der östlichste Teil des Gebirges sowie ein der Mitteldeutschen Schwelle benachbarter Streifen in Hunsrück und Taunus, und ein durch das Gebirge selbst hindurchlaufender Streifen nördlich der Siegerländer Schwelle und abgeschwächt der linksrheinischen Fortsetzung entlang. Die Addition wesentlich höherer Werte dürfte

dagegen die Geschwindigkeit der Verlagerung von Trogachsen (und dies unterstützend, die räumlich begrenzte Auswirkung von synsedimentären Abschiebungen bzw. Flexuren) sowie die Wirksamkeit verschiedenster z. T. unscheinbarer tektonischer Vorgänge zu wenig berücksichtigen. Soweit wir gegenwärtig übersehen, scheinen nur in der schmalen, auf das linksrheinische Gebiet begrenzten Zone in der SE-Eifel nordwestlich der Mosel-Mulde wesentlich höhere Werte erreicht zu werden, die sich auch bei ganz niedriger Abschätzung von Gedinne und Siegen außer Ulmengruppe bis zum Givet (als Breccien und Konglomerate in Waderner Schichten nächst der Olkenbacher Mulde vielfach nachgewiesen) kaum unter 8000—9000 m halten lassen, vielleicht sogar auf über 10000 m anschwellen. Diese Zone in der Eifel-Großflanke RÖDERS (1960), deren NW-Rand die Manderscheider Schwelle bildet, über deren südöstliche Fortsetzung unter der Mosel-Mulde aber keine sicheren Aussagen möglich sind, wird nach gegenwärtiger Kenntnis somit zum weitaus tiefsten Teiltrog der rheinischen Geosynklinale. Die gerade in diesem Bezirk liegenden, als wahrscheinlichste Deutung angesehenen synsedimentären Abschiebungen von teilweise sehr erheblicher Sprunghöhe, die sich mehrfach wiederholten, gewinnen dadurch besonderes Interesse.

Die älteren summarischen Angaben, die Füllung der rheinischen Geosynklinale habe die hohen Mächtigkeiten von 10000—13000 m schlechthin erreicht, sind dagegen noch kritischer zu behandeln, als es in den letzten Jahren bereits geschieht.

Anhang

Die synsedimentäre Abschiebung der Luganer Linie im südlichen Tessin

Während der Korrektur hatten wir Gelegenheit, uns im Seengebirge der Lombardischen Alpen mit derjenigen Struktur zu befassen, die als Luganer Hauptverwerfung oder Luganer Linie bereits oft untersucht wurde (Schrifttum zum größten Teil bei LEHNER 1952 und KUHN & VONDERSCHMITT 1953 zusammengefaßt). Die zuletzt eingehend von LEHNER beschriebene Luganer Linie beginnt etwa NW des Mte. Boglia (zur Topographie vgl. die Karte der Schweiz 1 : 50000, Bl. 286 Malcantone), umgreift den Mte. Brè, setzt bei Caprino auf die Ostseite des Luganer Sees über und verläuft E Arogno und Melano etwa bis W Mendrisio als teilweise anscheinend kompliziertes, oft aber einfaches, sehr glatt abscheidendes, zumeist steil E-fallendes Abschiebungssystem. W der Linie bleiben auf der Luganer Schwelle die Sedimente von Hauptdolomit ab bis einschließlich Lias verhältnismäßig geringmächtig oder fehlen besonders in Teilen des Rhät und Lias, während im E im Generoso-Becken die Mächtigkeiten ganz unvermittelt auf mehr als 3000 m anschwellen, bei einem von LEHNER geschätzten Unterschied zu den Schwellensedimenten von ca. 2500 m. Besonders deutlich zeigt sich der Unterschied in den lombardischen Kieselkalken des Lias, die sich auf der Schwelle W Mendrisio bis auf wenige Meter reduzieren können, während sie auf ganz geringe Entfernung am Mte. Generoso und ebenso weiter nördlich in der Gegend von Gandria und dem Mte. Boglia 1400 m er-

reichen. Der bereits seit langer Zeit ausgesprochenen Deutung als erstmals obertriadisch-liassisch angelegte Abschiebung (neben anderen Meinungen, besonders von STAUB), wird von den Schweizer Geologen kaum noch widersprochen.

Unsere Begehungen beschränkten sich auf den besonders geeigneten lombardischen Kieselkalk des Lias des Mte. Boglia und Brè, der glänzenden Aufschlüsse des nordwestlichen Seeufers und der Gandria-Straße E Lugano, des E-Ufers und der Berge bis Lanzo und des Mte. Sighigniola und der W-Flanke des Mte. Generoso bis Arogno. Dabei ergab sich, daß das gleichmäßige Ablagerungsbild der meist gut gebankten Kalke nur vorgetäuscht ist. Subaquatische Rutschungen von größerem Ausmaß, eine in Kalken bemerkenswerte Erscheinung, die aber durch einigen Bitumengehalt gefördert wird, ließen sich mehrfach feststellen, am besten aufgeschlossen an der Straße unmittelbar über Gandria. Eine große Zahl schneller Mächtigkeits-Schwankungen bis zum abrupten Auskeilen (nicht mit tektonisch vorgetäuschten ähnlichen Erscheinungen zu verwechseln), ebenfalls schnelle lokale Fazieswechsel, die freilich von minderer Bedeutung bleiben, fallen auf. Das lange bekannte Auftreten z. T. grober Breccien älterer Gesteine im Kieselkalk fügt sich gut ein.

Die Richtung der Rutschungen und des Einschiebens neuer Bänke wechselt erheblich. Mancherorts glauben wir, eine Bevorzugung in SE-Richtung zu erkennen, an anderen Stellen überwiegt westliche Richtung jedoch sicher.

Alte und neue Beobachtungen zusammen führen uns mit einigem Vorbehalt zum Schluß, daß die synsedimentäre Anlage der Luganer Linie von der norischen Stufe der Trias bis zum Lias in einer einige Kilometer breiten Zone abließ, deren Westgrenze die (frühalpidische?) Abschiebungslinie endgültiger Prägung nicht überschreitet. In dieser N—S-Zone dürften mehrere Abschiebungen oder teilweise auch Flexuren, auf deren Mitbeteiligung auch aus Profilen FRAUENFELDER's und SENN's zu schließen ist, die Absenkung der Westflanke des Generoso-Beckens um den hohen Gesamtbetrag von weit mehr als 2000 m verursacht haben. Die erwähnten Sedimentations-Beeinflussungen lassen sich in diesem Rahmen wohl am zwanglosesten deuten, wenn man in der Bewegungszone ein wechselndes Spiel des Abschiebungsbündels annimmt, vielleicht unter kurzzeitigem und ganz gering bleibendem Vorseilen schmaler Gräben, wie sich dies anschaulich auch im tektonischen Experiment beobachten läßt.

Wir wollen uns nicht auf diese Deutung in allen Einzelheiten festlegen; es bleibt jedoch wohl sicher die synsedimentäre Absenkungen durch Brüche oder Flexuren oder durch beide Vorgänge unter Dehnung der Geosynklinale bestehen. Wir lassen offen, ob sich dieselbe Erscheinung auch zwischen der Luganer Schwelle und dem westlich anschließenden Monte Nudo-Becken zum Lago Maggiore hin findet, das wir nicht untersucht haben.

Während sich die von TRÜMPY im Würzburger Vortrag aus den Helvetischen Decken mitgeteilten Ergebnisse unter Benutzung der bereits häufig zitierten Beobachtung GÜNZLER-SEIFERT's auf Bruchbildung und Geosynklinal-Dehnung im Streichen beziehen, liegt die Uranlage der Luganer Linie ungefähr quer zum Hauptstreichen, deutet also auch auf Querdehnung der Geosynklinale hin. Dieselbe Längs- und Querdehnung haben wir oben aus der unterdevonischen Entwicklung der rheinischen Geosynklinale beschrieben.

Zusammenfassung

Bisher aus der rheinischen Geosynklinale noch nicht nachgewiesene synsedimentäre Bruchtektonik im epirogenen Stadium der Geosynklinale (von ähnlichen von SCHÖNENBERG in der Dillmulde veröffentlichten Erscheinungen abgesehen, die wir eher der orogenen Auswirkung einer der Vorphasen der bretonischen Phase zuordnen möchten) wird aus dem für solche Beobachtungen besonders geeigneten, noch praktisch anorogenen Unterdevon beschrieben. Eine größere Zahl synsedimentärer Abschiebungen verhältnismäßig geringer Sprunghöhe bis maximal etwa 200 m ließ sich aus scharfen Mächtigkeitssprüngen der Sphärosiderit-Schiefer der Kondelgruppe des Oberems in der Olkenbacher Mulde der SE-Eifel erkennen und lokalisieren. Sehr große Gesamtsprunghöhen bis zu ca. 3000 m wurden aus besonders krassen Mächtigkeits-Änderungen in der Ulmengruppe (Ober-Siegen) und den Gladbach-Schichten (etwa mittleres Unterems) in der SE-Eifel erschlossen, die Ausbildung eines tiefen, erzgebirgisch streichenden engen Grabens in der jüngsten Siegen-Zeit wahrscheinlich gemacht. Die Häufung solcher echten Bruchtektonik von beträchtlichem Ausmaß in der SE-Eifel wird auf die zeitweise wirksame Durchkreuzung des Eifeler N-S-Lineaments mit erzgebirgischen und hercynischen Richtungen zurückgeführt. Mindestens zum größeren Teil werden die Abschiebungen epirogener Zeit als Anzeichen einer Dehnung der Geosynklinale im und quer zum Streichen gedeutet. Auch zur Abschätzung der Gesamtabenkung der rheinischen Geosynklinale sind die beschriebenen Erscheinungen mit heranzuziehen.

Anhangsweise wird auf die Luganer Linie im Seengebirge der Lombardischen Alpen hingewiesen, wo die abrupten Mächtigkeitssprünge zwischen den Schichten der norischen Stufe der Trias bis zum Lias, besonders im Kieselkalk des Lias, dazu Einzelheiten im Ablauf der Sedimentation, gleichfalls auf erhebliche synsedimentäre Dehnungstektonik quer zum Streichen hinweist.

Angeführte Schriften

- ENGELS, B.: Vorläufige Mitteilung über tektonische Untersuchungen in der Moselmulde (Hunsrück und SE-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). — Mitt. geol. Staatsinst., **26**, S. 55—59, Hamburg 1957.
- Über neue Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., **48**, S. 271—280, Stuttgart 1959.
- v. GAERTNER, H.-R.: Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb. **65**, S. 409—450, Hannover 1951.
- HANNACK, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 293—316, Taf. 19, Wiesbaden 1959.
- HOEPPENER, R.: Beziehungen zwischen Struktur und Bewegung des Untergrundes und der Tektonik des Deckgebirges im Gebiet der Eifel und der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Rdsch., **46**, S. 213—220, Stuttgart 1957 [1957a].
- Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde. — Geol. Rdsch., **46**, S. 318—348, Taf. 9—12, Stuttgart 1957 [1957b].
- KEGEL, W.: Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **160**, Berlin 1934.
- Sedimentation und Tektonik in der Rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, S. 267—289, Hannover 1950.
- KUHN-SCHNYDER, E. & VONDERSCHMITT, L.: Geologische und Paläontologische Probleme des Südtessins. — Eclog. Geol. Helv. **46**, S. 223—236, Taf. 12, Basel 1953.
- LEHNER, P.: Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. St. Salvatore bei Lugano. — Eclog. Geol. Helv. **45**, S. 85—159, Taf. 5—7, Basel 1952.
- LIPPERT, H. & G. SOLLE: Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel. — Senckenbergiana, **19**, S. 392—399, Frankfurt a. M. 1937.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., **47**, S. 252—321, Taf. 9, Stuttgart 1958.

- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **192**, Berlin 1939.
- PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihre Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, Wiesbaden 1958.
- PILGER, A.: Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb., **69**, S. 27—52, Taf. 1, Hannover 1954.
- Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 197—212, Stuttgart 1957.
- RICHTER, R. & E.: Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae. VI. — Senckenbergiana, **14**, S. 359—371, Frankfurt a. M. 1932.
- RÖDER, D.: Der Siegen-Südeifeler Hauptsattel zwischen Lieser und Üss (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). — Diss. Frankfurt a. M. 1955 (ungedruckt). (Ergebnisse zum Unterems scharf gekürzt RÖDER 1957, zur Ulmengruppe gekürzt 1960 gedruckt.)
- Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 129—145, Taf. 7, Wiesbaden 1957. (Mit Beiträgen von G. MARTIN.)
- Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). — Im Druck.
- SCHMIDT, Wo.: Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, S. 151—177, Hannover 1957.
- Neue Ergebnisse der Revisions-Kartierung des Hohen Venns. — Beihefte Geol. Jb., **21**, Hannover 1956.
- SCHÖNENBERG, R.: Oberdevonische Tektonik und kulmischer Magmatismus im nordöstlichen Dilltrog. — Geol. Jb. **71**, S. 595—612, Hannover 1956.
- Neue Untersuchungen über embryonale Tektonik. — Geologie **7**, S. 342—352, Berlin 1958.
- SIMPSON, S.: Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. Stratigraphie und Tektonik mit einem Beitrag zur Hunsrücksschiefer-Frage. — Abh. senckenberg. nat. Ges., **447**, Frankfurt a. M. 1940.
- SOLLE, G.: Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. I—III. — Abh. senckenberg. nat. Ges., **461**, Frankfurt a. M. 1942.
- Obere Siegener Schichten, Hunsrücksschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**, S. 299—380, Hannover-Celle 1950.
- Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. — Senckenbergiana **31**, S. 185—196, 1 Taf., Frankfurt a. M. 1950.
- Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon; Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 85—92, Wiesbaden 1956.
- STIBANE, F.: Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — Z. dtsh. Geol. Ges., **111**, S. 323—365, Hannover 1959.

Manuskript eingegangen am 8. 2. 1960

Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe¹⁾

Von

BRUNO FICKE, Stuttgart

Mit 2 Abbildungen, 4 Tabellen und den Tafeln 21—23

Zusammenfassung

Die Vulkanite der Wasserkuppe werden auf Grund von Geländebegehungen, mikroskopischen und chemischen Untersuchungen näher beschrieben. Die vulkanologische Entwicklung führte von foidfreien Plagioklasbasalten als Ersteruptionen über Hornblendebasalte und Basanite zu unterkieselten melanokraten Olivinnepheliniten als Letzteruptionen einerseits und zu Phonolithen andererseits. Auf Grund zahlreicher Integrationen und kristallchemischer Überlegungen konnte die Tendenz der Entwicklung zu steigender Unterkieselung quantitativ erfaßt und dargestellt werden.

Inhalt

Einleitung	361
1. Abgrenzung des engeren Arbeitsgebietes	362
2. Die geologische Situation	362
3. Tektonische Verhältnisse	364
4. Vulkanologische Entwicklung	366
5. Übersicht über die Variationen der Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe	375
Schriftenverzeichnis	379

Einleitung

Die Vulkanite der Wasserkuppe wurden als regional besonders interessanter Teil in den Mittelpunkt einer umfassenden Untersuchung über die petrologischen Verhältnisse der Vulkanite in der Rhön gestellt. Die Wasserkuppe verbindet — geographisch und petrographisch an zentraler Stelle in der Rhön gelegen — die ausgedehnten Basaltvorkommen der Hohen oder Langen Rhön im Osten mit den zahlreichen Einzelvorkommen basaltischer und phonolithischer Gesteine im Norden und Westen und mit den überwiegend basischen Eruptionen der südlichen Rhön.

Auf Grund von 400 eigenen Gesteinsproben, 120 Gesteinsdünnschliffen sowie zahlreicher Handstücke und dazugehöriger Dünnschliffe der BÜCKINGSchen Sammlung konnten die im Gebiet der Wasserkuppe anstehenden Basalte und Phonolithe mit ihren Tuffen unter Einsatz optischer und chemischer Methoden sowie kristallchemischer Berechnungen qualitativ und quantitativ näher gekennzeichnet werden.

¹⁾ Aus der Dissertation B. FICKE: „Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön, insbesondere im Gebiet der Wasserkuppe“, Würzburg, 1958.

1. Abgrenzung des engeren Arbeitsgebietes

Das petrographisch bearbeitete Gebiet an der Wasserkuppe nimmt als flachgewölbte Kuppe von 950 m Höhe mit etwa 12 km² eine zentrale Stellung im Bereich der vulkanischen Rhön ein, wobei der größere Südteil auf dem Meßtischblatt Gersfeld (Gradabteilungsblatt 5525), der kleinere nördliche Teil auf dem Blatt Kleinsassen (5425) erfaßt sind. Die Wasserkuppe stellt die höchste Erhebung der Rhön dar und fällt nach allen Seiten um etwa 300 m ab, außer im Osten an der paßartigen Überquerung der Bundesstraße Gersfeld–Obernhausen–Wüstensachsen (Nr. 284). Im Südwesten ist der charakteristische Pferdkopf mit seinen drei klippenartigen Einzelgipfeln (der höchste östliche mit 872,4 m) durch eine sumpfige Einmuldung, aus der sich das 10 m hohe Lerchenküppel erhebt, mit dem Gipfel der Wasserkuppe verbunden. Der Südwestabhang des Pferdkopfes stellt einen fast 200 m hohen Steilabfall zum Guckaisee (691 m) dar. Von hier aus wurden die petrographischen Felduntersuchungen begonnen, weil dieser Steilabfall einen besonders guten Einblick in den vulkanischen Aufbau vermittelt. Als nördliche Ausläufer (auf Blatt Kleinsassen) sind im Westen die Abtsroder Kuppe (905,0 m), der Königstein (788,0 m) und im Osten der Schafstein (832,3 m) zu nennen, die besondere Gesteinsverhältnisse aufweisen.

2. Die geologische Situation

Das Liegende der tertiären Vulkanite der Wasserkuppe wird durch einen mesozoischen Sockel aus Gesteinen der Triasformation gebildet. Dem Buntsandstein soll vulkanisches Material an den steilen Abhängen im Westen direkt aufliegen. Nach der BÜCKINGSchen Kartierung liegen die Vulkanite zumeist im Verband mit Muschelkalk, jedoch sind die Kontakte nicht aufgeschlossen. Keuper ist nur vereinzelt freigelegt: an der Fuldabrücke der Bundesstraße nördlich und am Pflingstwald östlich von Oberhausen.

Ein weiterer wichtiger Hinweis für die Lagerungsverhältnisse der Basaltserie im Gebiet der Wasserkuppe ist die Auflagerung von Plagioklasbasalt auf alttertiären Melanientonen 1 km südöstlich Sieblos. Hier wurden um die Jahrhundertwende Stollen auf Braunkohle vorgetrieben, die im Hangenden der Melanientone Basalte anführen.

Hieraus könnte man folgern, daß die vulkanische Tätigkeit nach der Ablagerung der Melanientone im Rupel (Mittel-Oligozän) begonnen hat, sofern nach dem Melanienton keine Abtragung jüngerer Gesteine stattfand. Die neueren eingehenden Untersuchungen über die stratigraphische Eingliederung von Braunkohlen mit zwischengeschalteten Tuffen und Tuffiten von A. ELBORG (1957) am Bauersberg nördlich Bishofsheim und Umgebung ergaben auf Grund der Pollenanalysen von U. REIN, daß dort der Vulkanismus in der Zeit vom Mittel-Miozän bis zum Unteren (Mittleren) Pliozän tätig war. Dabei schloß A. ELBORG eine frühere oder spätere Magmenförderung nicht aus, und er nahm eine zeitliche Zuordnung einiger Förderungen in das Mittel-Miozän (Helvet) vor.

Am Schafstein befindet sich ein verlassener Bruch auf „Traß“. Er wurde nach L. HIRSCH (1937) von v. WOLFF als Trachyttuff, von W. KLÜPFEL als Phonolithtuff, von A. ELBORG (1957) als Breccientrachyttuffit bezeichnet. Auf das Gestein wird

Tabelle 1. Die Eingliederung des Rhönvulkanismus und das durchschlagene Gebirge (nach A. ELBORG u. a.)

Forma- tion	Abteilung - Alter - ¹⁾	Unterstufe	Mächt- igkeit	Gesteinsschichten und Vorkommen in der Rhön	
TERTIÄR	Pliozän - 11 -	O. Asti Piacentin	25 m	Lapillituffit Breccientuff	Aufdringen eines Teils der Basalte
		U. Pont	160 m		
	Miozän - 30 -	O. Sarmat	65 m	Schlackentuffe Tuffe, Tuffite Kohle	am Schafstein, Lettingraben, Bauersberg
		O. Torton	50 m	Tiefbaukohle Kohle im Eisgraben	Bischofsheim
		M. Helvet	20 m	feinsandiger kohligler Ton erste tuffführende Sedimente am Bauersberg	
	Oligozän - 50 -	U. Burdigal Aquitän	in der bisher	Rhön nicht bekannt	
		O. Chatt	5 m	Ferrussinatone	
		M. Rupel	20 m	Melanientone mit Braunkohle bei Sieblos	
	Eozän	U. Lattorf	5 m	? Quarzite bei Obernhäusen	
	Paläozän	Präoligozäne Landoberfläche			
	Festlandsperiode				
KREIDE	Abtragung				
JURA - 165 -					
TRIAS	Keuper		100 m	Letten, Sandstein (nördl. Rhön unter Basalten)	
	Muschel- kalk	Oberer	45 m	Kalkstein, } Dolomit, } Mergel }	sehr verbreitet, besonders unter Basalten
		Mittlerer	25 m		
		Unterer	55 m		
Buntsand- stein - 200 -	Oberer	25 m	Röttone Sandstein Bröckelschiefer	} gesamte Rhön	
	Mittlerer	650 m			
	Unterer	15 m			
PERM	Zechstein		80 m	Dolomit, Salz, Letten, Kalk	nördl. Umran- dung der Rhön
	Rotliegendes - 230 -		50 m	Rötelschiefer, Sandstein, Arkosen, Konglomerate, Fanglomerate	
DEVON? - 335 -	Schiefer?				
GRUNDGEBIRGE	Phyllite u. Glimmerschiefer (auch mit Kalk) Granite, Gneise Metabasite Kalksilikatfelse				

V u l k a n i s m u s
E i n s c h l ü s s e i n V u l k a n i t e n

¹⁾ Zurückliegendes Alter in Millionen Jahren.

im 4. Abschnitt eingegangen. Von W. KLÜPFEL erfolgte die Alterseingliederung in das Mittelchatt (Oberes Oligozän). L. HIRSCH vergleicht diesen Tuff mit dem aus dem tieferen Stollen der Grube Lettengraben östlich Wüstensachsen (Bl. Hilders), wo er unter den Ferrusinatonen (Oberes Oligozän = Chatt) liegen soll. Die neueren pollenanalytischen Untersuchungen der Tuffe vom Lettengraben und vom Schafstein (durchgeführt von U. REIN) sollen nach A. ELBORG für Ober-Miozän bis Pliozän sprechen. Dieser Tuffit hätte dasselbe Alter wie am Bauersberg. Jedoch gibt A. ELBORG (S. 20) in seiner Tabelle noch ältere, erste tuffführende Sedimente am Bauersberg vom Mittel-Miozän (Helvet) an.

Somit scheint es, daß der genaue Beginn des Rhönvulkanismus in seiner altersmäßigen Zuordnung noch nicht eindeutig festgestellt werden kann.

Die Tab. 1 auf S. 363 wurde in ihrem stratigraphischen Teil für das Tertiär der Arbeit A. ELBORGS entnommen und für das durchschlagene Gebirge (Mesozoikum und Paläozoikum) ergänzt. Die Tabelle soll weiterhin eine Übersicht über die wichtigsten Gesteine im Gebiet der Rhön bringen, mit denen die vulkanischen Gesteine vor ihrer endgültigen Erstarrung in Berührung kamen und reagieren konnten.

Die aufgeführten Gesteine des Paläozoikums aus dem durchschlagenen Gebirgssockel sind nur als Einschlüsse in Vulkaniten und als Auswürflinge in Schlotbreccien und Tuffen bekannt. Sie wurden von R. EIGENFELD (1958) näher gekennzeichnet. Aus dem Mesozoikum (Trias) finden sich häufiger Einschlüsse (Buntsandstein und Muschelkalk), insbesondere sei auf die Vorkommen am Rockenstein bei Oberweißbrunn sowie bei Schackau hingewiesen. Im speziellen Arbeitsgebiet wurden Sandsteineinschlüsse in den Doleriten der Abtsroder Kuppe, in Hornblende führenden Basalten und entsprechenden Tuffen sowie Phonolithen vom Pferdkopf und in den basischen Letzterruptionen der Wasserkuppe und des Pferdkopfes gefunden. Muschelkalk-Einschlüsse an der Eube wurden bereits von H. BÜCKING beschrieben.

3. Tektonische Verhältnisse

Die Lagerungsverhältnisse im Gebiet der Wasserkuppe zeigen sowohl im sedimentären Gebirgssockel als auch in den Vulkaniten eine tektonische Beeinflussung. In den geologischen Rhönkarten von H. BÜCKING finden sich vielfach Verwerfungen und Grabenbrüche. In der weiteren Literatur (W. KLÜPFEL 1928; K. HUMMEL 1929; L. HIRSCH 1937; A. ELBORG 1957) werden prävulkanische, intravulkanische und postvulkanische Gebirgsbewegungen unterschieden.

So wird als prävulkanisch angenommen, „daß der Triasuntergrund in hercynisch streichende Wellen von wahrscheinlich kimmerischem Alter verbogen sei“. Es soll sich um jungkimmerische Bewegungen, postjurassische Störungen prätertiären Alters handeln.

Die intravulkanischen Gebirgsbewegungen stehen nach eingehenden örtlichen Untersuchungen im Bauersberggebiet von A. ELBORG „mit den vulkanischen Vorgängen und der gleichzeitigen Sedimentation (tertiärer Schichten) in unmittelbarem Zusammenhang“. Dabei ist zu bedenken, daß die tertiären Sedimente mit Ausnahme der Braunkohle und kohligere Tone fast ausschließlich aus Tuffen bzw. Tuffiten gebildet werden, wobei die kohligere Tone einesteils aus umgeschlemmten Schichten der Trias, besonders des Keupers, andernteils aus umgeschlemmten Tuffen und Tuffiten

entstanden sein können. Ein Grabenbruchgebiet bei Kleinsassen-Schackau, bei dem Muschelkalk in den mittleren Buntsandstein eingebrochen ist, und der von Basalt, Phonolith und Schlotbreccie durchgriffen wird, betont die Gleichzeitigkeit von Tektonik und Vulkanismus. Nach L. HIRSCH bildet die Rhön ein Mosaik von Bruchschollen, die durch verschieden alte tertiäre Verwerfungen rheinischer, hercynischer und eggischer Richtung zustande kamen, wobei vorgegebene alte Strukturen wieder belebt wurden. Das Gebiet wurde dabei insgesamt gehoben.

Postvulkanischen Alters sind weitere Hebungen des gesamten Gebietes und die Schiefstellung einzelner Schollen.

Die Vulkanite des speziellen Arbeitsgebietes werden im Norden und Osten von wenig gestörtem, nahezu horizontal lagerndem Muschelkalk ($\mu_1 + \mu_2$) über Buntsandstein (so) umgrenzt, die sich auch im Südwesten an der Eube (westlich) und am

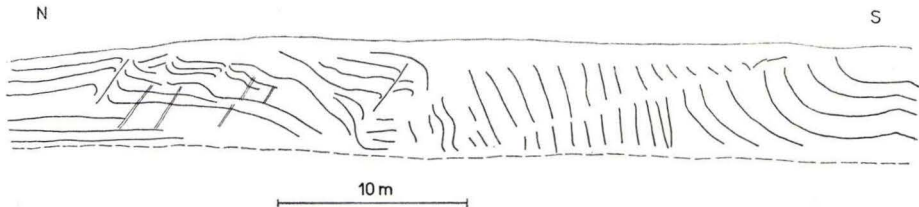


Abb. 1. Muschelkalk östlich Obernhäusen, Profil P. Faltungen, Steilstellungen und Aufschiebungen mit durch Calcit ausgeheilten Klüften.

Feldberg (südöstlich Obernhäusen) finden. Hier im Südwesten hat H. BÜCKING eine große hercynisch streichende Verwerfung festgestellt, wobei im nordöstlichen Teil jenseits dieser Bruchlinie, etwa 700 m SW Obernhäusen, der untere Buntsandstein su_2 in das Niveau des unteren Muschelkalkes μ_1 mit einer Sprunghöhe von etwa 600—700 m (!) gehoben ist. Dabei zeigen diese beiden Schichten nahezu waagerechte Lagerung. Nach Norden schließen sich, auffällig durch jeweils gleiche Höhenlage, mittlerer und oberer Buntsandstein sowie unterer, mittlerer und oberer Muschelkalk an, abermals mit nahezu waagerechter Lagerung. Steilgestellte Schichten konnten nicht beobachtet werden. Hiernach muß es sich gleichfalls um eine mosaikförmige Bruchschollentektonik mit gleichsinnigen Verwerfungen handeln, wie sie von L. HIRSCH am Schafstein näher beschrieben wurde.

Zwischen dem west-östlichen Höhenzug der Eube (814,3—847,0 m) und dem Pferdskopf (872,4 m) befindet sich eine kesselartige Einmündung, die im Volksmund „Goldloch“ genannt wird. Auch hier ist, jenseits der sich fortsetzenden hercynischen Verwerfung, der Buntsandstein horstartig beträchtlich herausgehoben. Das sog. Goldloch wurde nach H. BÜCKING (1916) „als Krater gedeutet, aber stichhaltige Beweise für ihre Kraternatur kann man nicht geben“.

Einen weiteren Hinweis auf die tektonischen Verhältnisse im zentralen Wasserkuppengebiet geben die dort anzutreffenden Melanientone (M in der Kartenskizze, mittleres Oligozän). Diese lagern sich südöstlich Sieblos am „Zeichenhaus“ in etwa 680 m Höhe auf Buntsandstein so, östlich Abtsroda in 720 m Höhe auf unterem Muschelkalk (in den sie nach W. GÜMBEL, 1894, grabenartig eingebrochen sein sollen),

westlich der Fuldaquelle in etwa 850 m Höhe, sowie am Mathesberg (2 km ONO Obernhäusen) in fast 800 m Höhe. Die direkte Lagerung dieses Melanientones einerseits auf Buntsandstein und andererseits auf Muschelkalk deutet auf den Beginn alttertiärer tektonischer Bewegungen hin, die sich nach der Ablagerung der Melanientone durch Bruchschollentektonik wesentlich steigerten, so daß Höhenunterschiede von mehr als 100 m resultierten.

Faltungerscheinungen mit Steilstellungen und Aufschiebungen wurden nur an einer einzigen Stelle im unteren Muschelkalk beobachtet: in einem NS-Profil am östlichen Ortsrand von Obernhäusen (vgl. Abb. 1 auf S. 365). Im Norden des Anschnittes verlaufen die Schichten nahezu horizontal, während sie im mittleren Teil starke Durchbewegung zeigen. Sigmoidale Verschleppungen und Verwerfungen werden angetroffen. Den Verwerfungen parallel verlaufen wenige Zentimeter mächtige Klüfte, die sekundär von Calcit ausgeheilt wurden.

Auf den Nord-Süd-Verlauf von Verwerfungen hat F. KUTSCHER wiederholt hingewiesen. Er hat sie mehrfach in der Rhön, z. B. bei Dietges, auf Grund erdmagnetischer Messungen festgestellt. Derartige Verwerfungen hat auch H. BÜCKING nördlich Obernhäusen im Fuldataal und südlich Sieblos kartiert (vgl. die Kartenskizze).

4. Vulkanologische Entwicklung

Auf Grund eingehender Geländebeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen wird im folgenden versucht, im Gebiet der Wasserkuppe die vulkanische Tätigkeit in ihrer wahrscheinlichen zeitlichen Abfolge zu gliedern (vgl. die Kartenskizze Taf. 21):

- a. Olivin-Plagioklasbasalte, z. T. doleritisch, als Erstförderungen: Westseite der Wasserkuppe, Pferdkopf; Abtsroder Kuppe, Fuldatälchen und Gänsgraben;
- b₁. Hornblende und Augit führende Tuffe sowie Schlotbreccien und Schlackentuffe: Pferdkopf, Wasserkuppe, und
- b₂. Hornblende führende Basalte: Pferdkopf und nordöstliche Umgebung sowie einzelne Durchbrüche im Norden und Westen der Wasserkuppe;
- c₁. gering Foid führende Plagioklasbasalte (ohne doleritischen Charakter) und plagioklasreiche Basanite: Pferdkopf, Wasserkuppe, Eube; bei Obernhäusen: Hemmhauck, Kühnstein und Moorwald;
- c₂. plagioklasreiche Basanite (zurücktretend Plagioklasbasalte) mit entsprechender basaltischer Schlacke und mit Phonolithuff mit fremden Gesteinsfragmenten: Schafstein;
- d. Phonolithe: Pferdkopf, Wasserkuppe bis zum Schafstein;
- e. melanokrate Olivinnephelinite (früher als Nephelinbasalte bezeichnet) (zurücktretend plagioklasarme Basanite) als Letztförderung: Pferdkopf, Wasserkuppe (Gipfel), Königstein.

Es gelingt meist, den zeitlichen Ablauf der Eruptionen bei der Bearbeitung der einzelnen Vulkanite in dieser Reihenfolge aufzuhellen. Es gibt jedoch auch Übergänge in stofflicher Hinsicht, sowohl bei den festen Vulkaniten als auch bei ihren Lockerprodukten, so daß eine stoffliche Verzahnung und auch eine zeitliche Überschneidung angetroffen werden kann.

a. Olivin-Plagioklasbasalte, z. T. doleritisch. Die dunklen, blaugrauen Plagioklasbasalte, die durch die Aushebung der alten Stollen am „Zechenhaus“ bei Sieblos in direktem Kontakt mit den Braunkohle führenden Melanientonen in etwa

700 m Höhe aufgeschlossen waren, zeichnen sich durch Feinkörnigkeit aus. Sie gehören zur gleichen Eruptionsperiode, wie die in etwa 900 m Höhe an der Abtsroder Kuppe anstehenden hellgrauen Dolerite. Beide Gesteine zeigen eine geringe Olivinführung, die Dolerite bis 6%, basaltischer Augit ist hier mit etwa 30%, Erz mit etwa 7% beteiligt. Die Plagioklase (An_{42-52}) stellen mit etwa 55% den Hauptbestandteil dieser Gesteine dar. Sie sind bei fast ophitisch zu nennender Textur mit 0,5 — maximal 1 mm Länge in den Doleriten die am größten auskristallisierten Bestandteile. In den Doleriten der Abtsroder Kuppe fehlen eigentliche Einsprenglinge, so daß sie im Gegensatz zu allen anderen basaltischen Gesteinen u. d. M. keine porphyrische Struktur zeigen. Die feinkörnigen Plagioklasbasalte besitzen teilweise eine mehr oder weniger geringe zeolithisierte Grundmasse.

Der Dolerit der Abtsroder Kuppe zeigt eine besonders schöne schalige Absonderung (Taf. 22, Fig. 1). Senkrecht zu diesen Schalen kann stellenweise eine Spaltung des Gesteins beobachtet werden, die an Basaltsäulen erinnert, wenn sie auch nicht ganz so regelmäßig ist.

Es ist anzunehmen, daß diese olivinbasaltischen Eruptionen, die als die ersten im Gebiet der Wasserkuppe erfolgten, verhältnismäßig mächtig gewesen sind und daher partienweise langsam (grob) auskristallisieren konnten. Eine Tuffförderung läßt sich hier nicht nachweisen.

Interessant sind die Verhältnisse im Gebiet der Feldspatbasalte bei Obernhäusen, das in seiner Zuordnung zu a tendiert. Titanaugit führender grobdoleritischer Plagioklasbasalt wurde bei Obernhäusen an drei Stellen anstehend angetroffen: (α) im Fuldatälchen 250 m nördlich der Straßenbrücke der Bundesstraße 284, (β) 150 m südöstlich der Brücke und (γ) nördlich vom Gänschhof. Es wird angenommen, daß diese Gesteine zu einer Spaltenfüllung gehören, die im Muschelkalk aufsetzt und in ihrem Streichen um etwa 20° von der hercynischen Richtung der Hauptverwerfung südwestlich Obernhäusen nach N divergiert.

α . Am Ostabhang des Fuldatälchens weichen die Dolerite von den allgemein in der Rhön angetroffenen wesentlich ab: es sind körnige Gesteine von porphyrischem Habitus, bei denen die einsprenglingsartigen Individuen im Durchschnitt 1—3 mm groß werden. Neben dem leistenförmigen Plagioklas (An_{50-52}) treten hier nennenswerte Mengen von Analcim (3—8%), Zeolith und Serpentin (18—32%) sowie Calcit (4—8%) auf. Relikte von Olivin werden beobachtet. Die Augite zeigen die typische intensive Violettärbung der Titanaugite, skelettförmiges Wachstum von Erzen (Magnetit 8—9%) wird hier genau so beobachtet wie auch in anderen randfaziellen Gesteinspartien von Basalten in der Rhön (vgl. Taf. 22 Fig. 2). Eine hydatogen-autometamorphe Phase hat dieses Gestein überprägt.

β . Die Dolerite 150 m südöstlich der Fuldabrücke sind etwas feinkörniger und zeigen einen erheblichen Anteil limburgitischer Basis, die z. T. zahlreiche Rhönit-Mikrolithe führt. Hier werden Zeolith- und Calcitester häufiger beobachtet (vgl. Taf. 22 Fig. 3).

γ . Die Basalte am Gänsgraben sind weniger grob ausgebildet, sie besitzen aber auch doleritischen Charakter (Korngröße 0,1—0,5 mm) und zeigen wesentlich geringere Umwandlungserscheinungen. In einem Schliif fanden sich zwei völlig isolierte Nepheline von 0,14 mm Größe, die als einzige gut ausgebildete Individuen in diesem

Gestein beobachtet werden konnten. — Das Gestein führt 5—8% Olivin und etwa 10% Augit als Einsprenglinge. Die Grundmasse enthält 25% Plagioklas, 38—40% Augit, 10% Erz sowie kleinere Mengen von Zeolith, Serpentin, Analcim und stellenweise Calcit.

Bereits H. BÜCKING zeigte durch seine Kartierung den Zusammenhang dieser drei Vorkommen von gangartigem Dolerit an. Die Calcitführung, besonders im Nordwesten des Ganges, deutet auf Aufnahme des angrenzenden Muschelkalkes hin, die Serpentinisierung der Olivine sowie die Analcim- und Zeolithbildung weist auf eine Autometamorphose durch hydatogene Restlösungen hin, die während der Schlußkristallisation im Gang zurückgehalten wurden.

b₁. Hornblende und Augit führende Tuffe. Am südlichen Steilhang vom Pferdkopf befinden sich verhältnismäßig feste Tuffe, die das Liegende der weiteren Vulkanitserie am Pferdkopf bilden; verwandte Tuffe sind im Gebiet der Wasserkuppe verbreitet, so z. B. am Wege oberhalb der Quelle des Lütterbaches und am Moorwald. Diese Tuffgesteine von rötlicher Farbe mit Variationen nach grau zeigen allgemein keine schichtige Lagerung. Eingestreut sind zahlreiche in der Sonne schwarz aufblitzende Kristalle von Augit und Hornblende, die stellenweise bis zu 2 cm Größe erreichen, durch Verwitterungsvorgänge aus dem Gesteinsverband herausgelöst und an einigen Stellen angereichert sind. Als Einschlüsse finden sich mehr oder weniger gebleichte und zersetzte Bröckchen von Buntsandstein.

b₂. Hornblende führende Basalte, Schlackentuffe und „Schlotbreccien“. Die am südlichen Steilhang des Pferdkopfes anstehenden Tuffe werden überlagert von etwa 200 m mächtigem wulstartigem Hornblendebasalt, der mit Basaltbomben und tuffigem Material (Schlackentuff) vermischt ist (Taf. 22 Fig. 4). Auffallend ist eine hydrothermale durch wasserdampfreiche Exhalationen erfolgte Überprägung, die diesen Gesteinskomplex auf Bahnen durchpulst hat, besonders in der schwach nach Westen geneigten Auflagerung auf die liegenden Tuffe. Dieser Komplex wird als eine geflossene Lava gedeutet, die sich mit vulkanischer Asche vermischte, deren Förderung die Eruptionen eingeleitet hatte.

Das Hornblende führende kompakte Material ist ein plagioklasreicher Basalt (\pm Foide) mit porphyrischer Struktur, der Hornblende, Augit und Olivin als Einsprenglinge führt. Die Augite und Hornblendens erreichen auch hier bis über 1 cm Größe. Die Hornblendens sind weitgehend in Rhönit (neben Titanomagnetit) + Augit + Feldspat (\pm Foide) umgewandelt. Die Olivine zeigen zufolge hydrothermalen Beeinflussung weitgehend eine Umwandlung in „Iddingsit“¹⁾, der dem Gestein teilweise eine rötliche Farbe verleiht. Der „Iddingsit“-Bildung geht meist eine Serpentinisierung, teilweise eine Limonitierung der Olivine voraus. H. BÜCKING hat dieses Gestein als „Schlotbreccie“ B₂ kartiert. Eine Gesteinsprobe nördlich des Lerchenküppels aus 820 m Höhe zeigt 1,7% frische, 10% resorbierte Hornblende und 9% Augiteinsprenglinge. Der geringe Anteil von 2% Olivin wird auch anderenorts in Hornblendebasalten der Rhön beobachtet, und es sei darauf hingewiesen, daß die Hornblende mit 14—15 Atom-% Si den Olivin mit 14,6 Atom-% Si als unterkiesel-

¹⁾ „Iddingsit“ ist nach neueren Arbeiten ein Gemisch aus Goethit und Schichtgittersilikaten.

ten Gemengteil der Mafiten vertreten kann. Eine Aufteilung der basaltischen Hornblende (Mittel aus 7 Mineralanalysen aus der Rhön):



im Sinne der C. I. P. W.-Norm führt zu folgenden chemischen Komponenten: 65% Feldspat ($Or_{13}Ab_{37}An_{50}$), 10% Magnetit, 25% Olivin, die die Hornblende als unterkieseltes Mineral der Mafiten-Gruppe kennzeichnen. Dieses Gestein führt weiterhin 12% Erz, 37% Augit, 25% Plagioklas, etwa 1% Foide und 2% Zeolithe und Serpentin in der Grundmasse.

Im Liegenden des Wulstkomplexes findet sich am Pferdskopf stellenweise eine durch zahlreiche Hohlräume gekennzeichnete Blasenlava, in der Chabasit, Phillipsit, Natrolith und Calcit in Kristallen bis 6 mm Größe beobachtet werden konnten.

Die Verbreitung dieser Hornblendebasalte ist erheblich. Sie bilden eine zusammenhängende große Fläche, die vom Gipfel des Pferdskopfes bis zum Nordrand des Blattes Gersfeld in über 800 m Höhe und östlich vom Lerchenküppel bis in das Goldloch hinein reicht. Mehrere kleine Durchbrüche wurden bereits von H. BÜCKING kartiert, ein weiterer konnte an der Straße von der Wasserkuppe nach Abtsroda in 740 m Höhe als Hornblendebasalt identifiziert werden. — Westlich vom „Zechenhaus“ bei Sieblos überlagern Hornblendebasalte die feinkörnigen unter (a) genannten Plagioklasbasalte.

c₁. Gering Foid und Olivin führende Plagioklasbasalte (ohne Dolerite) und plagioklasreiche Basanite. Besonders am Pferdskopf, auch im Süden und Westen der Wasserkuppe, finden sich in einer Höhenlage von etwa 750—850 m feinkörnige basaltische Gesteine, die reich an Plagioklas sind, verhältnismäßig wenig Foide führen (1—4% Analcim ± Nephelin sowie Zeolithe) und durch wechselnden Olivinegehalt von 3—8% entweder zu den Olivin führenden Plagioklasbasalten oder zu den Olivinplagioklasbasalten — bei größerer Olivin- und Foidführung zu den plagioklasreichen Basaniten — zu stellen sind.

Von der Nord- bis zur Südostseite der oberen Partien des Pferdskopfes liegen Olivin-Plagioklasbasalte mit geringer Foidführung (3%) den Hornblendebasalten und ihren Tuffen auf, sie sind jünger als diese. Da sie auch weder Hornblende führen noch die charakteristischen Bildungen der resorbierten Hornblende aufweisen, entstammen sie einem Teilmagma, das frei von intratellurisch gebildeter Hornblende war. Sie enthalten z. B. 4% Olivin, 20% Augit (davon 11% Einsprenglinge), 35% Plagioklas, 12% Erz sowie Foide und Zeolithe.

Südlich des Pferdskopfes lassen sich diese nur geringfügig untersättigten Plagioklasbasalte als mehrere Gänge nachweisen, die die anstehenden Tuffe durchsetzen. Da diese Tuffe jedoch einer stärkeren verwitterungsbedingten Abtragung unterliegen, brechen die herauspräparierten Gänge in sich zusammen und bilden Blockhalden, die sich südlich bis südwestlich vom Pferdskopf von 780 m bis hinab in etwa 660 m Höhe im Wald westlich vom Guckai-See finden.

Ferner läßt eine ovale kesselartige Vertiefung (etwa 50 × 120 m groß) an der Südseite des Pferdskopfes, 100 m unter dem Gipfel, in ihrer Entstehung folgende Deutung zu: Es ist möglich, daß es sich bei dieser auffälligen Einmuldung mit wallartiger Umrandung um eine kraterartige Bildung (Schlot) handelt, aus der zunächst Tuff ge-

fördert wurde, der im Norden ansteht und am Südrand (780 m Höhe) durch einen feinkörnigen Olivin führenden Plagioklasbasalt begrenzt wird. Dieses kompakte Material verzögerte die Abtragung des Tuffes. Der Plagioklasbasalt zeigt eine deutliche Fluidaltextur mit geregelten Plagioklasen (61%), 3% Foide und 16% Augit, der meist in der Grundmasse vorkommt. Mit nur 3,5% Olivin enthält das Gestein 4% Einsprenglinge.

Eine Deutung dieser Erscheinung als eiszeitliches Kar, sowohl der kleinen Mulde als auch des gesamten großen Kessels zwischen Eube und Pferdskopf mit dem Guckai-See (wie früher gelegentlich angenommen wurde), wird von H. MENSCHING (1957) als sehr zweifelhaft bezeichnet. Lediglich am Nordabhang der Eube hält er die Ansammlung von glazialen Firn in den noch heute als „Schneelöcher“ bezeichneten Gebilden nicht für ausgeschlossen.

Weitere Vorkommen derartiger d_1 -Gesteine mit nur geringer Foidführung finden sich auf den Höhen zwischen Wasserkuppe und Eube und bedecken den großen Nordteil der Eube in einer Höhenlage von über 800 m. Diese Deckenergüsse, die im Süden der Eube bis etwa 750 m herabreichen, überlagern hier anstehenden, nicht oder nur gering gestörten Muschelkalk.

Einen kleinen Durchbruch durch die Hornblende führenden basaltischen Gesteine zwischen Pferdskopf und Wasserkuppe stellt das Lerchenküppel dar, dessen Gesteine bei hypokristalliner Grundmasse und höherem Olivingehalt verhältnismäßig große Grundmassenaugite mit violetter Farbtonung führen, wie sie wiederholt in den randfaziellen Partien anderer Rhönvulkanite beobachtet wurden.

Olivin führende Plagioklasbasalte treten ferner in der nördlichen Umgebung von Obernhäusen auf: im nördlichen Hemmhauck am Frühlingswäldchen, am Kühnstein, wo sie einen spaltenähnlichen Durchbruch bilden, sowie am Moorwald. Auch der Feldberg südlich Obernhäusen wird deckenartig von diesen Gesteinen überlagert, die den zuerst gefördert Tuffen aufliegen.

c_2 . Plagioklasreiche Basanite (zurücktretend Plagioklasbasalte) mit entsprechender basaltischer Schlacke und Phonolithuff mit fremden Gesteinsfragmenten. Ähnliche Verhältnisse wie bei c_1 , jedoch mit anderer Gesteinsassoziation, liegen am Schafstein vor und sollen deshalb für sich besprochen werden. Der Schafstein, der den östlichen Abschluß des Wasserkuppengebietes auf dem Blatt Kleinsassen bildet, stellt einen großen Durchbruch dar, dessen Gipfelfläche mit großen Basaltblöcken bedeckt ist; nach Norden ziehen sich ausgedehnte Geröllhalden vom Gipfel (832,3 m) bis in 760 m Höhe herab, die aus dem gleichen Gestein bestehen. Es handelt sich hier um eine mehr oder weniger einheitliche Eruption, die in sich gewisse Variationen aufweist. Das Gestein ist dem unter c_1 beschriebenen ähnlich, sehr feinkörnig und stellenweise mit isotroper, analcimartiger Matrix durchsetzt (bis 36%). Dieses „helle“ Gestein (Farbzahl 40 bis 48) führt mehr oder weniger reichlich Plagioklas (23 bis 40%) neben Foiden (36 bis 12%); neben dem Gesamtaugit mit 24 bis 31% ist Olivin mit 4 bis 6% vertreten. Durch den zurücktretenden Olivingehalt, besonders in den oberen Partien des Schafsteines, zeigt dieser Basanit einen Übergang zum Tephrit an.

Westlich vom Schafstein findet sich in 780 m Höhe ein Phonolithuff, der als „Traß“ abgebaut wurde. Über diesem Phonolithuff steht gering untersättigter

Plagioklasbasalt bzw. Basanit der oben beschriebenen Art an, er bildet wulst- und kugelartige Erstarrungsformen der hier ausgeflossenen Lava. Geringe Vermengungen mit Tuff liegen neben basaltischer Schlacke vor.

Der „Traß“, in einem trichterförmigen Bruch westlich des Schafsteins in einer Mächtigkeit von mehr als 20 m aufgeschlossen, ist von besonderem vulkanologischem und petrographischem Interesse, da er verschiedenartige vulkanische und fremde Gesteine als Einschlüsse enthält.

Dieser „Traß“ (Taf. 22 Fig. 5) ist ein helles Gestein von nahezu weißer Farbe mit einer schwach rosa Tönung von geringem spezifischem Gewicht und geringer Festigkeit. Besonders auffällig sind bis 5 cm große helle Partien, die sich in trockenem Zustand fettig anfühlen und die, ähnlich wie das gesamte Gestein, bei Feuchtigkeitsaufnahme schmierig werden. Anscheinend handelt es sich um Umwandlungen von Feldspäten zu Tonmineralen, ähnlich wie F. HEIDE (1929) aus Klufftüllungen des Phonolithes vom Kesselkopf bei Unterrupsroth, Blatt Kleinsassen, Montmorillonit identifizieren konnte. Kleinere bis 2 cm große kantige dunkle Bruchstücke von teils frischem, teils angewittertem Basalt finden sich in dem Gestein, das keine Regelung oder Schichtung zeigt.

Unter dem Mikroskop (vgl. Taf. 23 Fig. 6) erkennt man eine äußerst feine, nicht aufzulösende Tuffmatrix mit Erzbestäubung, die bei gekreuzten Nicols isotrop bleibt. Sie umschließt folgende Gemengteile:

- α. Kristallsplitter, 0,1 bis 2 mm groß (Kristalltuff-Anteile):
 - 1. Magmaeigene Minerale
 - Sanidin, Anorthoklas, Mikroklin und Perthit als zerbrochene Alkalifeldspäte aus phonolithischem Material
 - 2. Basaltische Minerale
 - Augit aus Basalt und Basanit
 - 3. Fremde Mineralauswürflinge des durchschlagenen Grundgebirges
 - grüne Hornblende aus Amphibolit
 - Biotit und Quarz aus Glimmerschiefer und Quarzitgneis
- β. Gesteinsfragmente, bis 3 cm groß:
 - 1. Vulkanisches Material
 - Phonolith und entsprechende Lapillis
 - phonolithoider Tephrit
 - Plagioklasbasalt, Hornblendebasalt, Basanit
 - 2. Fremdauswürflinge aus Grundgebirgsmaterial
 - Glimmerschiefer, Quarzitgneis
- γ. Basis aus Tonmineralen (Montmorillonit) und Erz (Magnetit)

Im einzelnen handelt es sich um folgende Gesteinsfragmente im Phonolithtuff:

1. Phonolith mit trachytischer Textur und größeren Einsprenglingen von Alkalifeldspäten; phonolithoider Tephrit mit kleinen Einsprenglingen von Alkalifeldspat (z. T. zonar gebaut) und mit mafitenreicher Grundmasse; Plagioklasbasalt mit gleichem Charakter wie im Hangenden und am Schafstein; limburgitischer Basanit mit titanhaltigem Augit, zersetztem Olivin und glashaltiger Matrix; Hornblendebasalt mit resorbierter Hornblende, vergleichbar dem vom Pferdkopf. Weiterhin finden sich bis zu 3 cm große Bimssteinstückchen (vgl. J. FRECHEN 1953), die durch zahlreiche Blasen auffallen und einige winzige leistenförmige Feldspäte in der Grundmasse zeigen.

Eingestreut sind ferner zahlreiche Lapillis (bis 5 mm Größe), die auffälligerweise ohne Nicols eine körnig-schalige oder eine parallele Textur zeigen, jedoch bei gekreuzten Nicols überwiegend isotrop bleiben und nur einige Mikrolithe von Alkalifeldspäten (bis 0,05 mm) erkennen lassen. Demnach handelt es sich um ein phonolithisches Auswurfsmaterial, das glasig erstarrte.

2. Gesteinsmaterial, das nicht in die Vulkanitserie der Rhön hinein gehört, zeigt sich nicht nur durch Quarzkörner und grüne Hornblenden an, sondern auch durch Fragmente von Quarzitgneis und stärker gefaltetem Glimmerschiefer (R. EIGENFELD, 1958), von denen Biotit bereits unter den Kristallsplintern genannt wurde.

Es handelt sich demnach bei dem „Traß“ (der als Baumaterial verwandt wurde) im Sinne der amerikanischen Nomenklatur (J. WM. HEINRICH, 1956) um eine Mischung von (phonolithreichem) Kristalltuff und lithic tuff (= Tuff mit Gesteinsfragmenten vulkanischen und fremden Materials).

Auf Grund der genannten Einschlüsse steht dieser Tuff in genetischem Zusammenhang mit der Förderung des Schafsteinbasaltes, von dem er einerseits Einschlüsse führt, andererseits durch Lavaerguß überdeckt wird. Die Phonolitheinschlüsse sind als intratellurisch erstarrte Produkte durch die Förderung des Phonolithtuffes aus der Tiefe mit hochgerissen worden. Die Förderung des sauren phonolithischen lockeren und festen Materials erfolgte etwa gleichzeitig (als Zwischenperiode?) mit der des Schafsteinbasaltes.

Von diesem phonolithischen „lithic tuff“ liegen zwei Analysen nach v. FREYBERG (1928) vor, welche trotz basaltischer und fremder Gesteinseinschlüsse eine Verwandtschaft mit trachytischen Phonolithen erkennen lassen.

Tabelle 2.

Analysen von Phonolithtuff vom Schafstein mit ihren C. I. P. W.-Werten

SiO ₂	58,58	61,02	Q	13,86	13,42
Al ₂ O ₃	17,66	17,61	or	23,15	23,04
Fe ₂ O ₃	3,44	4,51	ab	13,90	13,90
MgO	1,85	2,02	an	9,76	11,79
CaO	1,97	2,38	mo ¹⁾	20,35	21,39
Na ₂ O	1,64	} 5,54	Σ sal	81,02	83,54
K ₂ O	3,92				
H ₂ O ⁺	6,39	6,57	di	4,61	5,03
H ₂ O ⁻	4,38	1,55	hm	3,44	4,51
Summe	99,83	101,20	Σ fem	8,05	9,54

Die Umrechnung nach C. I. P. W. zeigt gegenüber Phonolithen einen höheren Gehalt an normativem Q (20,3 bzw. 21,4%) und C (7,1 bzw. 6,4%). Wird versucht, aus diesen Werten Montmorillonit (= Al₂O₃ · 4SiO₂ · nH₂O) als mo zu bilden, so errechnet sich der Montmorillonitanteil mit 20,3 bzw. 21,4%. Das übrig bleibende Q findet sich nur zum kleinen Teil als Quarz im Gestein wieder (≤ 3%), der größte Teil des SiO₂ kann in den glasigen Lapillis angenommen werden, die damit einen sauren trachytischen Charakter besitzen. Weiterhin kann zur Bildung von Tonmineralen

¹⁾ mo = Al₂O₃ · 4SiO₂ (· nH₂O) = Montmorillonit.

angenommen werden, daß Alkalien aus den Feldspäten weggeführt wurden und das resultierende Si und Al unter Aufnahme von Wasser Montmorillonit gebildet hat, der demnach einen Teil dieses Gesteins aufbaut und das in der Analyse bestimmte Wasser (ca. 6,5%) bindet. — Montmorillonit wurde in phonolithischen und basaltischen Gesteinen häufiger nachgewiesen (siehe oben). Hier konnte der Montmorillonit sowohl röntgenographisch als auch durch die Differentialthermoanalyse nachgewiesen werden, insbesondere in der Korngrößenfraktion $< 6,3 \mu$.

d. Phonolithe. Im Gebiet der Wasserkuppe ist, wie auch in anderen Gebieten der Rhön, von H. BÜCKING vielfach Phonolith auf Grund von Lesesteinen kartiert worden. Im speziellen Arbeitsgebiet konnte jedoch nur an drei Stellen anstehender Phonolith beobachtet werden: auf den beiden höchsten Klippen des Pferdskopfes entsprechend der BÜCKINGSchen Kartierung sowie nordwestlich der Fuldaquelle.

Die Phonolithe zeigen im Gegensatz zu den basaltischen Gesteinen allgemein eine plattige Absonderung. U. d. M. erkennt man ihre ausgeprägte Fluidaltextur. Einsprenglinge sind allgemein selten, es werden bis 2 mm lange Ägirinaugite und Hornblenden beobachtet. Die Hornblenden sind vom umgebenden Magma oft so weit angegriffen, daß in ihrer direkten Umgebung andere Gemengteile auskristallisierten: die Fig. 7 auf Taf. 23 zeigt neben Hornblenderelikten Ägirinaugit, Erz, Apatit und Nephelin. Auch Einsprenglinge von Alkalifeldspäten sind meist selten; nur am unteren Teil des westlichen Vorkommens am Pferdskopf und in den Phonolithbrocken aus dem Tuff, der durch einen Straßenanschnitt über der Fuldaquelle in 885 m Höhe aufgeschlossen ist, häufen sich die Alkalifeldspäte in einer Größe bis über 1 cm so sehr, daß ein porphyrisches Aussehen resultiert. Diese teilweise milchig getrübten Alkalifeldspäte ließen sich u. d. M. als Anorthoklas, Mikroklin, Orthoklas und zurücktretend auch als Sanidin identifizieren (vgl. Taf. 23 Fig. 8). Die Grundmasse der Phonolithe läßt sich allgemein nicht mehr auflösen, da die Körner keine scharfen Grenzen zeigen. Die Umrechnung einer chemischen Analyse ergibt nach Abzug der integrierten Gemengteile folgende C. I. P. W.-Normminerale (in Gew.-%):

or	37,6	} 71,5 → 100	{	53
ab	24,9			35
an	9,0			12
ne	4,2			

Der errechnete Nephelingeht dürfte okkult in der Grundmasse enthalten sein. Ein geringer Noseangehalt konnte teilweise beobachtet werden (in einigen Analysen wurde SO_3 angegeben). Der anstehende Phonolith des Pferdskopfes hat den liegenden Hornblendebasalt durchbrochen und wird seinerseits von einem Gang von limburgischem Gestein durchsetzt. Damit ist sein relatives Alter gegenüber dem älteren Hornblendebasalt und den foidfreien Letzteruptionen der Basaltserie, die auch den Phonolith am Gipfel der Wasserkuppe deckenartig überlagern, gegeben. Wenn BÜCKING hier einen jüngeren und einen älteren Phonolith vermutet, die kurz nacheinander erumpiert worden sein sollen, so konnten hierfür jedoch keine Beweise erbracht werden.

Interessant sind die zahlreichen Einschlüsse von Phonolith in den basischen Letzteruptionen am Westhang des Pferdskopfes (vgl. Taf. 23 Fig. 11) und das wiederholte

Auftreten von einzelnen kleineren Phonolithvorkommen neben anderen basaltischen Gesteinen, z. B. am Südabhang der Eube, am Westhang der langen Rhön, usw.

Als Einschluß im Phonolith des Pferdkopfes konnte Sandstein (Taf. 23 Fig. 10) beobachtet werden. Dieser weiße gebleichte Sandsteineinschluß besteht nur noch aus Quarzkörnern ohne Bindemittel. In seiner Umgebung findet sich eine phonolithoide Grundmasse, in der die dunklen Gemengteile bis auf die Hälfte ihres ursprünglichen Wertes reduziert wurden, wie die folgende Vermessung zeigt. Die Bahnen I bis V haben vom Sandsteineinschluß einen Abstand von 4; 7,2; 10,2; 13,2 und 16,2 mm:

Tabelle 3.

	I	II	III	IV	V
Erz	1,7	2,4	2,4	2,7	5,1
Ägirinaugit	11,5	12,3	17,3	23,2	22,9
Summe maf.	13,2	14,7	19,7	25,9	28,0

e. \pm plagioklasfreie Letzteruptionen. Hierher gehören plagioklasarme Basanite und besonders die bisher als Nephelinbasalte bezeichneten basischsten Glieder der Basaltserie, die trotz ihres geringen, nicht idiomorph auskristallisierten Nephelinanteils jetzt als melanokrate Olivinnephelinite bezeichnet werden (E. TRÖGER, 1935, 1938 Nr. 617, 623, 623^{1/2} und 923). Diese Gesteine führen z. T. Einsprenglinge von Olivin (Einkristalle bis 2 cm, s. Abb. 12), sind sonst jedoch nicht von den weiteren basaltischen Gesteinen zu unterscheiden. Erst u. d. M. tritt die porphyrische Struktur mit über 10 bis 25% Einsprenglingen (Olivin + Augit) klar hervor. In der Grundmasse herrscht basaltischer Augit vor, daneben findet sich bis 18% Magnetit; als heller Gemengteil findet sich fast ausschließlich Nephelin (13—17%), seltener Analcim. Der Nephelin ist das letzte Erstarrungsprodukt und deshalb nicht idiomorph, seine durchschnittliche Korngröße beträgt 0,05 mm.

Die melanokraten Olivinnephelinite bedecken am Gipfel der Wasserkuppe den Phonolith und sind auch am Nordhang verbreitet, so am Königstein, wo sie einen Durchbruch bilden und das Plateau in etwa 800 m Höhe als Decke einnehmen. Diese Deckenergüsse zeigen gewisse Variationen in ihrem Charakter, so daß zwar meist völlig plagioklasfreie Gesteine vorliegen, teilweise gesellen sich dem Nephelin jedoch einzelne Plagioklasleisten (nach eigenen Beobachtungen jedoch nicht über 1%) hinzu. Anscheinend hat K. HOLLER eine solche Partie gefunden, wenn er das Gestein vom Gipfel der Wasserkuppe als einen Basanit mit Plagioklasleisten in der Grundmasse beschreibt. Jedoch zeigt der größte Teil der Schiffe ein völlig plagioklasfreies Gestein.

Die basaltischen Letzteruptionen bilden im Gebiet der Wasserkuppe zahlreiche Durchbrüche, die am Pferdkopf auch Phonolithbrocken einschließen und teilweise limburgitisch erstarrt sind (Taf. 23 Fig. 11). Die Durchbrüche scheinen im Zusammenhang mit der genannten großen hercynisch streichenden Verwerfung zu stehen. Ob die weiteren noch erkennbaren Durchbrüche an der Wasserkuppe, z. B. am Fliegerdenkmal oder 100 m südwestlich davon, in linearen SW-NO-streichenden Spalten angeordnet sind, kann nicht eindeutig entschieden werden. Gemeinsam ist jedenfalls

den beiden letztgenannten Durchbrüchen, daß sie zahlreiche Einschlüsse von Olivinknollen führen. Weiterhin zeigen sie eine ausgeprägte säulenförmige Absonderung, die auch anderenorts im Arbeitsgebiet beobachtet wird, z. B. am Pferdkopf über dem Heckenhöfchen. Von letzterem wurden Gesteins- und Mineralanalysen (nach Trennung der Gemengteile) angefertigt, die im Vergleich mit der Integration den Chemismus sowohl der einzelnen Minerale als auch des gesamten Gesteins erhellen. Es zeigte sich u. a., daß ein erheblicher Na- und Al-Gehalt in den Grundmassenagiten vorliegt: es errechnet sich: 55% Diopsid, 20% Hedenbergit, 25% Jadeit (nach C. I. P. W.).

Die Erzminerale in den Vulkaniten des Wasserkuppengebietes wurden in 40 Gesteinsanschliffen untersucht und sollen auf Grund ihrer Verwandtschaft in den verschiedenen Gesteinen, in denen sie als Erst- oder Frühausscheidungen vorliegen, hier gemeinsam besprochen werden. Es handelt sich um Magnetit, Titanomagnetit, seltener Ilmenit und Hämatit (in Phonolithen). Die in allen Basalten und Phonolithen vorherrschenden Magnetite sind Titan führend, nahezu alle Basaltanalysen zeigen einen Gehalt von 2—3% TiO_2 neben durchschnittlich 12—15% Eisenoxyden. Eine Erzanalyse aus melanokrater Olivinnephelinit vom Pferdkopf ergab einen noch höheren Anteil an TiO_2 (25,5%) neben Fe_2O_3 (38,9%) und FeO (35,6%). Hieraus errechnet sich ein Ilmenitgehalt von 48%. Nach den bekannten Diagrammen dieser Mehrstoffsysteme löst sich jedoch viel weniger TiO_2 im Magnetit (7—8%). Es müßte hier also Ilmenit neben Magnetit im Gestein gefunden werden. Das ist jedoch meist nicht der Fall. Der Titananteil ist im Magnetit gelöst und scheidet sich hier z. T. in Lamellen aus. Es konnte jedoch nur in wenigen Anschliffen eine so starke Entmischung gefunden werden, wie man sie voraussagen müßte (vgl. Taf. 23 Fig. 9). Oft ist diese Entmischung nur in ihrem Anfangsstadium gerade noch erkennbar, teilweise auch deutlich erkennbar, jedoch nicht in dem erwarteten Grade. Die Stärke der Entmischung wurde in die Kartenskizze eingetragen, sie ist von der Art des Gesteins unabhängig. Sie geht jedoch einher mit der Stärke der hydrothermalen Überprägung des Gesteins. So wurde starke Entmischung oft von ausgeprägter „Iddingsit“-Bildung der Olivine begleitet; deutliche, aber meist weniger starke Entmischungserscheinungen werden im Gestein oft bei Anwesenheit von Limonit und Zeolithen, immer bei Calcitführung beobachtet. Zum Beispiel ist der Limburgit mit Phonoliteinschlüssen vom Pferdkopf durch starke Entmischung der Titanomagnetite ausgezeichnet, während der zur gleichen Eruptionsphase gehörige säulenförmige Olivinnephelinit in unmittelbarer Nachbarschaft (siehe obige Analyse) frei von Entmischungen der Titanomagnetite ist. Nur minimale Entmischungserscheinungen finden sich in Gesteinen mit geringer Limonit- und Zeolithbildung.

Diese Untersuchungen zeigen, daß eine Entmischung der Titanomagnetite im erzmikroskopisch sichtbaren Bereich (1000fache Vergrößerung) nicht in dem zu erwarteten Grade eintritt, soweit es sich um frisches Basaltmaterial handelt.

5. Übersicht über die Variationen der Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe

Wie gezeigt werden konnte, verliefen die Eruptionen der Vulkanite in einer bestimmten Reihenfolge, die mit Förderungen von foidfreiem Olivin-Plagioklasbasalt begann und mit plagioklasfreiem melanokrater Olivinnephelinit endete.

Die Vulkanite können einerseits durch ihren mineralogisch-petrographisch untersuchten Mineralbestand (qualitativ wie quantitativ) gekennzeichnet werden, andererseits gestatten die chemischen Mineral- und Gesteinsanalysen einen tieferen Einblick in die Genese der Gesteine und ihrer Minerale. Es wurde hier besonderer Wert auf zahlreiche quantitative Vermessungen des natürlichen Mineralbestandes der Vulkanite gelegt und diese mit bekannten und eigenen Gesteins- und Mineralanalysen verglichen.

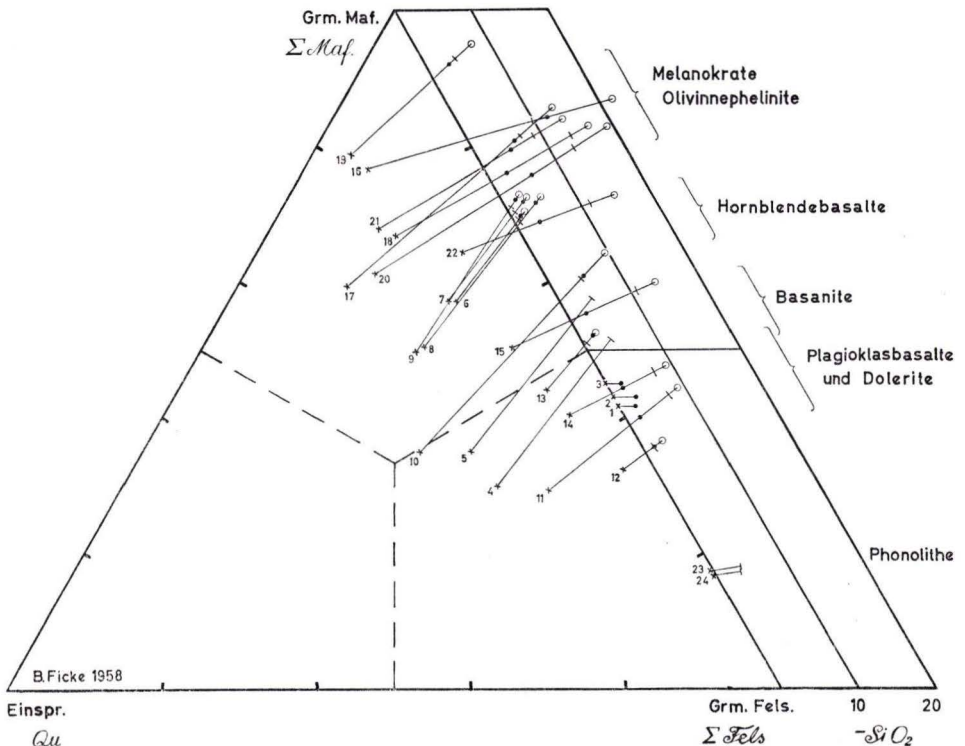


Abb. 2. Modaler Mineralbestand und Unterkieselung ($-\text{SiO}_2$, n. LARSEN) der Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe.

Um die Größe der Unterkieselung besonders klar herauszustellen, erfolgt die quantitative Darstellung des Mineralbestandes in Anlehnung an die Dreiecksprojektion nach E. LARSEN. In einem Dreieck mit seinem Unterkieselungs-Außenfeld werden zwei Projektionspunkte für jede Gesteinsvermessung eingetragen und durch eine Gerade verbunden. Der Grad der Unterkieselung zeigt sich im Außenfeld des Dreiecks und wird hier unterteilt in den SiO_2 -Bedarf ($-\text{SiO}_2$) für die Aufkieselung von Olivin zu Pyroxen (●) und für den SiO_2 -Bedarf zur Aufkieselung des Nephelingehtes zu Feldspat (|) (sinngemäß für Zeolithe). An Stelle des errechneten Feldspatverhältnisses bei LARSEN wird hier das Verhältnis der Summe der Einsprenglinge (Olivin + Augit + Hornblende + Ägirinaugit) zur Grundmasse dargestellt, so daß folgende Parameter erfaßt werden:

- × Einsprenglinge : mafische : felsische Grundmassengemengteile
 ○ Summe Mafiten : felsische Gemengteile : Unterkieselung (durch Olivin ● ,
 durch Foide |)

Diese Gesteinsprojektionen, deren Werte in Tab. 4 zusammengefaßt sind, zeigen, wie die unterschiedlichen Gesteinsarten bestimmte Felder in der Dreiecksdarstellung einnehmen (Abb. 2).

Tabelle 4. Vulkanite aus dem Gebiet der Wasserkuppe.
 Modale Werte zur Dreiecksprojektion.

Nr.	Schliff	Ein- spr.	Grm. Maf.	Grm. Fels.	Σ Maf.	Σ Fels.	Ol	Unterkieselung			Σ -SiO ₂
								Ne	Am	Zeol	
doleritische Plagioklasbasalte:											
1	13, 25	—	42	58	42	58	2,1	—	—	0,1	2,2
2	286	—	43	57	43	57	2,8	—	—	—	2,8
3	13, 26	—	45	55	45	55	1,7	—	—	0,2	1,9
4	277	22	30	48	52	48	—	—	2,3	1,5	3,8
5	277a	23	35	42	58	42	—	—	0,7	3,6	4,3
6	13, 19	14	57	29	71	29	1,0	0,1	—	0,9	2,0
7	234	14	58	28	72	28	2,3	—	—	0,9	3,2
Hornblendebasalte:											
8	54	21	52	27	73	27	4,3	—	—	0,9	5,2
9	284	22	50	28	72	28	1,9	0,2	0,1	0,5	2,7
10	151	29	35	36	64	36	4,8	2,9	1,0	0,5	9,2
Plagioklasbasalte:											
11	160	15	29	56	44	56	1,7	1,3	0,4	5,4	8,8
12	64	4	33	63	37	63	1,4	1,0	0,4	—	2,8
13	13, 30	8	45	47	53	47	1,9	—	—	0,3	2,2
Basanite:											
14	13, 31	7	41	52	48	52	1,8	5,1	1,1	0,8	8,8
15	13, 29	10	30	60	40	60	2,5	—	10,9	0,1	13,5
Phonolithe:											
23	260	1	17	82	18	82	—	3,6	—	—	3,6
24	156	—	17	83	17	83	—	3,5	—	—	3,5
basische Letzteruptionen (melanokrate Olivinnephelinite):											
16	190	15	72	13	87	13	11,9	9,1	0,7	—	21,7
17	110	27	59	14	86	14	6,0	4,7	2,3	—	13,0
18	58	16	67	17	83	17	2,5	13,7	0,2	—	16,4
19	36	16	79	5	95	5	3,1	4,2	—	—	7,3
20	38	22	61	17	83	17	5,8	12,3	0,7	—	18,8
21	63	18	68	14	86	14	4,9	7,3	0,7	0,8	13,7
22	59	9	64	27	73	27	3,2	5,3	—	6,2	14,7

Ne = Nephelin; Am = Analcim; Zeol = Zeolithe.

Die zuerst geförderteten Plagioklasbasalte — wie auch ihre doleritischen Varietäten — nehmen ihre Stellung in zwei unterschiedlichen Sektoren ein: a) in dem fel-

sisch betonten rechten unteren, oder b) in dem mafisch betonten oberen Sektor. Bei den unter a) genannten wird die Unterkieselung in den Doleriten der Abtsroder Kuppe (Nr. 1, 2, 3) lediglich durch Olivin bewirkt. In 4 und 5 — Dolerite vom Fulda-tälchen in Kontaktnähe zum Muschelkalk — ergibt sich die Höhe der Foide nicht durch Nephelin, sondern durch Zeolithe und Analcim. Die unter b) erwähnten Dolerite (6 und 7 vom Gänsgraben bei Obernhausen) zeigen bei geringem Vorherrschen der Mafiten abermals eine Unterkieselung fast nur durch Olivin.

Die zeitlich nachfolgenden Hornblendebasalte 8, 9 und 10 vom Pferdkopf und seiner Umgebung, die im Feld der Dolerite vom Gänsgraben projiziert sind, haben bei 27—36% felsischer Gemengteile neben Olivin eine Foidführung (Ne, Am, Zeol), die zwischen 0,9 und 4,4% —SiO₂ schwankt.

Die etwas jüngeren Plagioklasbasalte vom Nord- und Südhang des Pferdkopfes (11 und 12) zeigen neben ihrem Olivinegehalt eine geringe Unterkieselung durch Nephelin und Analcim sowie durch Zeolithe (11).

Die plagioklasreichen Basanite, besonders die vom Schafstein (13, 14 und 15), liegen im Feld der Plagioklasbasalte, von denen sie sich jedoch durch eine stärkere Unterkieselung (9—14% —SiO₂) unterscheiden, die außer durch Olivin durch eine nephelinartige Matrix mit teilweise hohem Analcimgehalt (15) bedingt ist.

Als felsische Differentiationen zeigen die Phonolithe (Nr. 23 und 24) mit weniger als 30% Mafiten eine nur geringe Unterkieselung (3,5%), bedingt durch Nephelin, wie die Umrechnungen aus den Analysen ergeben (vgl. S. 373).

Basische Letzteruptionen förderten melanokrate Olivinnephelinite (18—22), die ein geschlossenes Feld im obersten Teil des Dreiecks einnehmen. Sie zeigen von allen Vulkaniten der Wasserkuppe die stärkste Unterkieselung, die besonders durch Nephelin sowie auch durch den höheren Olivinegehalt bedingt ist. Das Gestein vom Gipfel der Wasserkuppe zeichnet sich gegenüber denen vom Westhang des Pferdkopfes durch eine besonders starke Olivinführung (29% = 12% — SiO₂) aus.

Die petrographische Dreiecksdarstellung zeigt zusammenfassend betrachtet, daß der Hauptteil der Vulkanite nur eine geringe Unterkieselung aufweist. Bei den ersten Eruptionen ist sie lediglich durch die Olivinführung bedingt, bei den späteren Haupteruptionen tritt Foidführung hinzu, die allgemein nur zwischen 1 und 7% schwankt. Bei den mafitenreichen basischen Letzteruptionen ist die Unterkieselung neben der durch Olivin fast ausschließlich durch Nephelin (bis maximal 16%) hervorgerufen. Dagegen zeigen die Phonolithe als felsische Differentiationen eine auffallend geringe Unterkieselung durch normativ errechneten Nephelin (modal konnte er nur vereinzelt festgestellt werden, < 1%).

Während die ersten Eruptionen (Plagioklasbasalte, z. T. doleritisch) einsprenglingsfrei sind (die Projektionspunkte liegen auf der rechten Dreiecksseite) oder nur wenige kleine Einsprenglinge von Olivin und Augit führen, zeichnen sich die Haupteruptionen und die letzten basischen Differentiate durch einen größeren Gehalt an Einsprenglingen von Olivin, Augit und Hornblende aus. Von den Phonolithen führt nur ein kleiner Teil nennenswerte Mengen an Einsprenglingen von Alkalifeldspäten, die jedoch keinen Anlaß gaben, diese Gesteine als selbständige Eruptionen zu kennzeichnen.

Schriftenverzeichnis

- BÜCKING, H.: Geologischer Führer durch die Rhön. — Sammlung geologischer Führer, **21**, 262 S., 42 Abb., 3 Tab., Berlin 1916.
- Bl. Kleinsassen und Bl. Gersfeld der geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesstaaten, mit Erl., Berlin 1909.
- EIGENFELD, R.: Gesteinschemismus und Gesteinsentwicklung in kristallchemischer Hinsicht, erläutert an Magmatiten des Kaiserstuhls. — N. J. Mineral., Mh. 1950, S. 193 bis 213, 2 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1950.
- Zur Genese der Alkaligesteine. — Ber. phys.-med. Ges. Würzburg, **66**, S. 95—114, 7 Abb., 1 Tab., Würzburg 1952.
- Über Grundgebirgseinschlüsse in Rhönvulkaniten. — Fortschr. Mineral., **36**, S. 56—57, 1 Tab., Stuttgart 1958.
- ELBORG, A.: Geologie des Bauersberges bei Bischofsheim v. der Rhön. Ein Beitrag zum Vulkanismus der Rhön. Diss. Freiburg Br. 1957.
- FICKE, B.: Zur Petrologie der Rhönvulkanite. — Fortschr. Mineral., **36**, S. 55—56, Stuttgart 1958.
- Petrologische Untersuchungen an basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten in der Rhön, insbesondere im Gebiet der Wasserkuppe. Diss. Würzburg, 198 S., 56 Abb., 21 Tab., Würzburg 1958.
- Petrologische Untersuchungen an basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten in der Rhön. — Tschermak's Min. Petr. Mitt. **88**, 96 S., 40 Abb., 19 Tab., Wien 1960 (im Druck).
- HENTSCHEL, H. & PFEFFER, P.: Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. — Geol. Jb., **69**, S. 361—378, 1 Abb., 4 Tab., Hannover 1954.
- HIRSCH, L.: Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön. Diss. Gießen 1937, 166 S., 14 Taf., 40 Profile, 1 Tab.
- HOLLER, K.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Rhöngesteinen. Diss. Halle/S. 1925.
- KUTSCHER, F.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 1. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 350—367, 9 Abb., Wiesbaden 1953.
- Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 5. Verfolgung einer Basaltspalte bei Dietges i. d. Rhön. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 420—424, 1 Abb., Wiesbaden 1957.
- LARSEN, E. S.: Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. — J. of Geol. XXXXVI, S. 516ff., 1938.
- TRÖGER, W.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 360 + 50 S., Berlin 1935, 1938.

Manuskript eingegangen am 18. 8. 1959

B.
Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung
für die Zeit vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960

Abt. I. Geologische Landesaufnahme, Paläontologie und Geophysik

Geologische Kartierung

Die im Aufnahmejahr 1959 durchgeführten geologischen Kartierungsarbeiten sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Name des Blattes und Nr.	Umfang der durchgeführten Arbeiten
Wolfhagen 4621	Blatt Wolfhagen wurde abgeschlossen
Korbach 4719	60 km ² mit einigen über die Blattgrenze hinausgehenden Aufnahmen auf den Blättern Mengerlinghausen (4619) und Waldeck (4720)
Oberkaufungen 4723	rund 80 km ² , mit Anschlußaufnahmen auf den Nachbarblättern Großalmerode (4724) und Melsungen (4823)
Bad Hersfeld 5124	80 km ²
Dillenburg Oberscheld 5215 und 5216	insgesamt 38 km ²
Eiterfeld 5224	6 km ²

Zur Ergänzung der geologischen Kartierung wurden petrographische Untersuchungen an Vulkaniten auf den Blättern Wolfhagen und Dillenburg durchgeführt, bodenkundliche Begehungen auf den Blättern Oberkaufungen und Korbach vorgenommen, hydrogeologische Aufnahmen auf den Blättern Oberkaufungen und Wolfhagen ausgeführt, geophysikalische Messungen auf den Blättern Wolfhagen und Queck erledigt.

Erstmalig wurde im Aufnahmejahr 1959 der Versuch gemacht, im Rahmen der Kartierung eine Aufschlußkartei anzulegen, die die zur Zeit der Kartierung vorhandenen Aufschlüsse mit ihren meßbaren Daten festhalten soll.

Besonderes Augenmerk wurde auf die Fortentwicklung der Buntsandstein-Stratigraphie in Hessen gerichtet. Die Bearbeiter haben ihre Ergebnisse z. T. in Vorträgen und wissenschaftlichen Arbeiten niedergelegt. Der Mitarbeiter im Arbeitskreis Buntsandstein (Unterausschuß der Direktoren-Konferenz) wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Ebenso ist die Teilnahme an den Arbeitskreissitzungen Kartierung und Kartendruck besonders hervorzuheben.

Paläontologie und Biostratigraphie

Arbeiten für die Herausgabe einer Fossil-Kartei des Unter-Devons und einer zusammenfassenden Darstellung der gesamten Hunsrückschiefer-Fauna wurden durchgeführt, um die Bestimmung und stratigraphische Auswertung der Fossilien dieser Schichten zu erleichtern.

Aus dem Mittel- bis Ober-Devon und tiefen Unter-Karbon konnten im Dillkreis (Blätter Oberscheld und Dillenburg) bei Kartierungsarbeiten neue Fossilfundpunkte festgestellt werden. Die Bearbeitung der Mikro-Fauna (besonders der Ostracoden und Conodonten) gestattete die Einstufung von Schichten, deren genaues Alter bisher nicht bekannt war. Hierdurch wurden neue Erkenntnisse vom geologischen Aufbau des Gebietes gewonnen und zum Teil erhebliche Revisionen notwendig. Feinstratigraphische Untersuchungen wurden im tiefen Ober-Devon durchgeführt, um Ostracoden- und Conodonten-Chronologie besser parallelisieren zu können. Außerdem wurden Vergleichsproben aus Waldeck und anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges untersucht mit dem Ziel, die Grenze Devon/Karbon mit Hilfe von Ostracoden bestimmen zu können. Der Aufbau der Conodonten-Kartei wurde fortgesetzt.

In Waldeck wurde auf Blatt Goddelsheim die Aufnahme und biostratigraphische Bearbeitung eines Profils im jüngeren Unter-Karbon als Vergleichsprofil für das Unter-Karbon auf Blatt Korbach durchgeführt.

Auf Blatt Wolfhagen im Rahmen der Kartierung aus dem Unteren und Oberen Muschelkalk gewonnene Fossilien wurden bearbeitet. Ebenso wurden Muschelkalk-Fossilien, vorwiegend Ceratiten, die aus einem vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung im Jahre 1958 angelegten Richtschnitt der Muschelkalk/Keuper-Grenze am Westhang des Hohen Meißners stammen, bestimmt.

Tertiäre Mollusken aus einem Schurf im Kasseler Meeressand von Blatt Kassel-West und von Fundpunkten des Mainzer Beckens wurden bestimmt und mit der Einrichtung einer mikropaläontologischen Vergleichssammlung begonnen.

Quartäre Säugerreste, die bei verschiedenen Bauvorhaben zutage kamen, wurden geborgen und bearbeitet.

Angewandte Geophysik

Das seit dem Jahre 1953 laufende Geophysikalische Forschungsprogramm auf Eisenerze in Hessen wurde auch in der Berichtszeit fortgeführt und betreut. Die Jahresergebnisse wurden bei einer Forschungs-Arbeitstagung in Wetzlar mitgeteilt und ebenso in einem Berichtsheft zusammengestellt.

Eingehende geophysikalische Untersuchungen (Szintillometer-Messungen) zum Auffinden von Uranlagerstätten fanden statt; vgl. darüber Ausführungen unter Abt. II.

Umfangreiche erdmagnetische Messungen zur Festlegung von Basaltvorkommen in den hessischen Kaligebieten wurden laufend überwacht.

Schließlich wurden die zahlreichen Berichte über die geophysikalischen Untersuchungen, die auf Grund des Lagerstättengesetzes gemeldet werden müssen, erfaßt und registriert.

Abt. II. Lagerstättenkunde, Mineralogie, Petrographie, Geochemie

Lagerstättenkunde

Der hessische Roteisenerzbergbau fand wie bisher jede gewünschte Unterstützung durch Spezialkartierungen übertage und untertage sowie durch geologische Beratung beim Ansetzen von Bohrungen und bei der geologischen Beurteilung der Bohrkerne in Gemeinschaftsarbeit mit den Geologen der Bergbauunternehmen.

Im Kreis Waldeck begannen die geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen an einem Metallerz-Vorkommen, das nach Entstehung und Größe noch umstritten ist. Sie sollen Unterlagen liefern für eine möglicherweise später erfolgende genauere Lagerstätten-Erkundung.

In Zusammenarbeit mit der hessischen Kali-Industrie wurde das Problem der Laugenversenkung im Werra-Kali-Gebiet nach allgemeinen geologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten weiter verfolgt.

Die mit Mitteln des Bundes unterstützte Durchforschung des Landes nach Uranlagerstätten wurde auch im Jahre 1959 vom Amt intensiv betrieben. Die Radioaktivitätsmessungen im kristallinen Odenwald und Spessart wurden abgeschlossen. Lagerstätten haben sich nicht bemerkbar gemacht. Alle Vorkommen saurer paläozoischer und tertiärer Eruptivgesteine wurden mit Szintillometermeßprofilen überzogen. Diese Untersuchung erbrachte die gute Verwendbarkeit dieses physikalischen Meßverfahrens als Kartierungshilfe. Schließlich wurden auch großräumige Szintillometermeßprofile in älteren Gebirgsabschnitten, wie Vorspessart, Richelsdorfer Gebirge, Sontraer Graben und Umrandung der Frankenger Bucht, sowie in Teilen des hessischen Buntsandsteingebietes mit Hilfe eines von der Bundesanstalt für Bodenforschung zur Verfügung gestellten Meßwagens aufgenommen. Im Kasseler Raum wurden Urananreicherungen in den tertiären Braunkohlen entdeckt. Sie lassen gewisse Gesetzmäßigkeiten in ihrem Auftreten erkennen, deren weitere Erforschung für das kommende Jahr geplant ist.

Petrographie

Zur Unterstützung der Kartierung wurden Basalte der Blätter Wolfhagen und Queck, Diabase der Blätter Dillenburg und Bad Wildungen, sowie kristalline Schiefer und Granite des Odenwaldes auf Blatt Zwingenberg petrographisch untersucht.

Für geologische Forschungsarbeiten wurden petrographische Bestimmungen von Gesteinen aus dem Lahn- und Dillgebiet und dem Taunus beigesteuert. Eine petrographisch-lagerstättenkundliche Studie über die Genese der Roteisenerze im Lahn-Dillgebiet wurde als Ergebnis mehrjähriger Untersuchungen abgeschlossen.

Kernbohrungen im Lahn-Dillgebiet und im Vogelsberg wurden wie in den vorangegangenen Jahren laufend verfolgt und für Fragen des paläozoischen und tertiären

Vulkanismus ausgewertet. Für die Bohrberichte wurden außerdem mikroskopische Untersuchungen durchgeführt.

Die Präparationsmethoden für Dünnschliffe wurden weiterhin verbessert. Die Herstellung von Bodendünnschliffen wurde aufgenommen.

Geochemie

Im Chemischen Laboratorium wurden im Rahmen bodenkundlicher Kartierungen 350 Bodenproben nach verschiedenen Methoden zur Feststellung von Humusgehalt und -zustand, Basensättigungsgrad, Nährstoffgehalt und Korngrößenzusammensetzung untersucht.

Für die Umstellung von der Weinbau- auf die Obstbau- und Forstkartierung wurde die Nachprüfung einiger Methoden zur Bestimmung von Spurenelementen, insbesondere Mangan, Magnesium und Bor, und Feststellung des nachlieferbaren Kaliums erforderlich.

Weitere Bodenproben wurden für gutachtliche und wissenschaftliche Zwecke untersucht. Unter anderem wurde zum Zwecke der Vorbereitung von Böden für die Altersbestimmung nach dem C^{14} -Verfahren eine Methode erarbeitet, mit der größere Mengen an CO_2 aus dem Humus von 6 Böden nach vorheriger Beseitigung des karbonatischen Kohlenstoffes gewonnen wurden.

Für die Kartierung der nordhessischen Basaltvorkommen, insbesondere auf Blatt Wolfhagen und für sonstige wissenschaftliche und praktische petrographische Zwecke wurden 29 Gesteinsproben, vorwiegend Basalte und Schalsteine, auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht.

Für die Untersuchung von 10 Graniten aus dem Odenwald auf ihren Urangehalt mußten kolorimetrische und fluorometrische Methoden auf ihre Verwertbarkeit geprüft und die erforderlichen Eichungen mit Testlösungen und Testschmelzen vorgenommen werden.

Endlich wurden Wasserproben 1. im Rahmen der hydrogeologischen Kartierung, 2. für Trinkwassererschließungen und 3. im Zuge von Baugrund- und sonstigen Bodenuntersuchungen auf die jeweils interessierenden chemischen Komponenten hin untersucht.

Abt. III. Hydrogeologie

Die Erforschung hydrogeologischer Zusammenhänge und die systematische hydrogeologische Erkundung des Landes stellen die Grundlage für die Lösung praktischer Aufgaben dar. Infolge des Anwachsens praktischer Aufgaben mußte jedoch zu deren Gunsten diese Grundlagenforschung eingeschränkt werden.

Die hydrogeologische Feldkartierung, wie sie im Hessischen Landesamt für Bodenforschung seit dem Geschäftsjahr 1957 ausgeübt und entwickelt wurde, findet das größte Interesse in der Arbeitsgemeinschaft Hydrogeologie der Konferenz der Direktoren der Geologischen Landesämter. Auch international wird in der in Hessen entwickelten Methode ein Hilfsmittel zur quantitativen und regionalen Feststellung der Grundwasserreserven gesehen. Im Jahre 1959 konnten zwei Geologen je 2 Wochen auf Blatt 4723 Oberkaufungen im Maßstab 1 : 25000 kartieren, kürzere

Zeit im oberen Fulda- und Kinziggebiet zur Erkundung unterirdischer Beziehungen und im Laubachgebiet (Blatt 5616 Grävenwiesbach) im Hinblick auf anstehende Wassererschließungsaufgaben.

Für die wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne, hauptsächlich für das Gebiet der Fulda, der Weschnitz, der Modau einschließlich Winkelbach, der Gersprenz und der Mümling, wurden Talsperreneignungs-, Grundwasserhöffigkeits-, Grundwassergüte-, Grundwassergleichen-, Grundwasser-Flurabstands-, Quellen- und andere Karten vorbereitet und gefertigt. Für das Gebiet der Kinzig wurden Ergänzungen zu den bereits 1955 bis 1958 gelieferten, umfangreichen Unterlagen gegeben. Die Arbeiten für den Rahmenplan für das Gebiet der Nidda konnten nicht im gewünschten Umfang vorangebracht werden.

Die wasserwirtschaftlichen Sonderpläne Wasserversorgung Mittelhessen und Wasserversorgung Rhein-Main werden durch die Ergebnisse der außerordentlich ergiebigen Versuchsbrunnen Stausebach (Wohratal) und Dornheim (Lkr. Groß-Gerau), deren Ansetzung und Beurteilung durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung erfolgte, neue Möglichkeiten der überregionalen Wasserversorgung aufzeigen.

Das Gutachten vom 14. 1. 1959 zur Frage des Schutzes des Grundwassers gegen Verunreinigung durch Lagerflüssigkeiten, von dessen 4 Autoren zwei dem Landesamt angehören, hat in der Bundesrepublik und darüber hinaus erhebliche Beachtung gefunden.

Für eine grundwasserchemische Karte von Hessen wurden Hunderte von neuen und alten Analysen gesammelt.

Hydrogeologische Abschnitte wurden für die Erläuterungen der geologischen Karte von Hessen 1 : 25000 und für Kreisbeschreibungen vorbereitet.

Mit der Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser, die fast überall zunehmen, befaßt sich eine ausgedehnte Untersuchung.

Vorbereitungen laufen für die hydrogeologische Schilderung aller Heilquellen im Hessischen Bäderbuch.

Durch Besuch einschlägiger Tagungen und Vorträge, durch Ausschubarbeit, durch eigene Vorträge und Vorlesungen, durch Referate über aktuelle Fragen und Aussprachen im Rahmen von Dienstbesprechungen wurde die wissenschaftliche Hydrogeologie gefördert.

Zahlreiche Grundwassermeßstellen und Quellen wurden hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Situation beurteilt und ihre Eignung zur Aufnahme in die regelmäßigen Messungen des Landesgrundwasserdienstes begutachtet.

Regionale Aufgaben

Im Kalenderjahre 1959 wurden 429 hydrogeologische Gutachten schriftlich erstattet. Ferner wurden rund 210 Wasserbohrungen (einschließlich Mineralwasserbohrungen) laufend verfolgt.

Die Gutachten für Wassererschließungen nehmen nach Zahl und Aufwand etwa die Hälfte aller hydrogeologischen Gutachten ein. Die im Jahre 1959 infolge der Trockenheit abgefallenen Grundwasserstände ließen einen Fehlbedarf sichtbar werden, der infolge der hohen Niederschläge in den Jahren 1954 bis 1958 verborgen ge-

blieben war. Das Programm des Landes, die restlichen 200 Gemeinden, die noch nicht zentral versorgt sind, mit Wasserleitungen auszustatten, wirkt sich aus, desgleichen der ständig wachsende Wasserbedarf in den Ballungsräumen. Etwa 50 Aussiedlerstellen mußten hinsichtlich ihrer Eigenwasserversorgung beraten werden, ebenso mehrere Jugendzeltlager, Schwimmbäder, Heilstätten, Molkereien, Unterkünfte, Forstdienstgehöfte und landwirtschaftliche Beregnungsanlagen.

Der Grundwasserschutz und die hydrogeologische Beratung von Wasserschutzgebieten nimmt wachsenden Umfang an. Jede Erdöl- und Erdgasbohrung wird hinsichtlich der Versalzungs- und Verölungsfahr des Grundwassers beurteilt, sehr oft die Anlage von Heizöl- und Treibstoffbehältern, von Ölleitungen (Pipelines), von Kläranlagen, von Müllhalden und von radioaktiven Betrieben (Reaktoren, Forschungslaboratorien). Die vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung bei gefährlichen Anlagen vorgeschlagenen Abschöpf-, Kontroll- und Sicherungsbrunnen haben sich bewährt und erweisen sich als Ausweg, in dicht besiedelten Räumen sowohl die Gewinnung einwandfreien Trinkwassers als auch die Ausübung grundwassergefährdender Tätigkeiten nebeneinander zu ermöglichen.

Die großen Wasserwerke des Landes, z. B. die Wasserwerke Mönchhof und Staustufe Griesheim der Stadtwerke Frankfurt, die Neuerschließungen der Stadtwerke Offenbach, das Wasserwerk Allendorf des Wasserverbandes Mittelhessische Wasserwerke, das Wasserwerk Inheiden des Zweckverbandes Oberhessische Versorgungsbetriebe, die Neuerschließungen der Stadtwerke Hanau, der Stadtwerke Wiesbaden und der Stadtwerke Bad Homburg v. d. H., wurden in verschiedenen wichtigen Fragen beraten.

Verschiedene Mineralbrunnen wurden neu erschlossen, z. B. in Bad Wildungen. Zahlreiche genehmigungspflichtige unterirdische Arbeiten in Heilquellenschutzbezirken wurden im Hinblick auf die Gefährdung der geschützten Heilquelle begutachtet. Immer ist es Grundsatz, kein Vorhaben unnötig zu behindern. An die Sicherheit des Urteils der Hydrogeologen müssen daher große Anforderungen gestellt werden. Auch die Wasserschutzgebiete sollen nicht unnötig groß und unnötig einschränkend festgelegt werden. In den letzten Jahren wurden viele Arbeiten nach diesem Grundsatz mit gewissen Auflagen in Bezirken zugelassen, in denen sie erfahrungsgemäß früher nicht gestattet wurden. Bis heute hat sich der Grundsatz als richtig erwiesen. An keiner Heilquelle wurde – trotz vorheriger Befürchtungen von anderer Seite – ein Schaden festgestellt.

Gutachten in Rechtsstreiten über Wasserentzug und Brunnenausbaufehler, in Verleihungs- und Genehmigungsfällen nehmen immer größeren Umfang an.

Die hydrogeologischen Auswirkungen von Flußvertiefungen (z. B. der Weschnitz) und des Staustufenbaus (z. B. an der Fulda) erfordern schwierige Untersuchungen.

Die Beurteilung von zukünftigem Wasserstand und Wasserzufluß von Kiesgruben, die zu Schwimmbädern ausgebaut werden sollen, die Ermittlung zu Meldungen über die Entdeckung angeblich warmer oder angeblich radioaktiver Quellen, die Begutachtung von Kellervernässungen oder der höchsten Grundwasserstände auf Friedhöfen stellen immer wieder aufgetretene Aufgaben dar.

Die geologische Untersuchung der Rohrgräben von Wasser- und Abwasserleitungen konnte nicht im gewünschten Umfang vorgenommen werden.

Abt. IV. Ingenieurgeologie

Vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960 wurden von der Abteilung IV im Auftrag der Baubehörden des Bundes, des Landes und der Kommunen sowie öffentlich rechtlicher Körperschaften und privater Auftraggeber (Baugesellschaften, Industrierwerke und sonstige Firmen, Ingenieurbüros, Private) insgesamt 147 Gutachten erstattet, davon 65% für Hochbauten und 35% für Tiefbauten.

Die Baugrunduntersuchungen für Hochbauten bezogen sich auf 73 Universitäts- und Hochschulerweiterungen, Schulbauten aller Art, Dorfgemeinschaftshäuser, Kirchen und Truppenunterkünfte.

11 umfangreiche Gutachten wurden für die Planung und Ausführung von Großsiedlungen und Wohnstädte erstattet.

Unter den ingenieurgeologischen Gutachten für Tiefbaumaßnahmen lieferten 16 entscheidende Planungsunterlagen für den Neubau von Auto- und Schnellstraßen bzw. den Ausbau von Bundesstraßen auf mehr als 260 Kilometer Strecke.

Umfangreiche Ausarbeitungen mit laufender gutachtlicher Betreuung erforderten Planung und Bau von 8 großen Brücken, z. B. der Rheinbrücke bei Wiesbaden-Schierstein, der Kaiserleibrücke über den Main zwischen Frankfurt/M. und Offenbach/M., der Brückenserien für die Nordrampe der Wiesbadener Zufahrt zur Rheinbrücke Schierstein und der Salzbachüberquerung, der Brückenbauwerke der Durchbruchstraße Wetzlar u. a.

Weitere Gutachten wurden erstattet im zivilen Bereich für Kläranlagen jeder Größe und Friedhöfe.

Für die wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne zum Ausbau und zum Hochwasserschutz der Weschnitz und der Ohm wurden sehr eingehende ingenieurgeologische Untersuchungen verlangt und geliefert.

Für nahezu alle beurteilten Projekte wurden die notwendigen Geländearbeiten (Bohrungen, Schürfe, Teste, Probenentnahmen) und Versuche in eigener Regie durchgeführt.

Rund 30 größere Gutachtenaufträge mußten abgelehnt werden, da ihre termingerechte Durchführung nicht gesichert war.

Trotzdem blieb der Abteilung für die dringend notwendige Beschäftigung mit der Grundlagenforschung keine Zeit, so daß abgesehen von gewissen weiterführenden Untersuchungen von Hangrutschungen und dem Studium der zahlreichen Verfahren der Bodenstabilisierung im Straßen- und Wegebau sowie nicht zuletzt vergleichender Überlegungen zur Wirkung neuzeitlicher Verdichtungsgeräte zahlreiche theoretische und experimentelle Arbeiten in der Planung steckenbleiben mußten.

Im bodenphysikalischen Laboratorium und im Felde wurden in der Berichtszeit folgende Versuche durchgeführt:

1092 Bestimmungen bodenphysikalischer Zustandskennziffern (Feucht- und Trockenraumgewichte, Porenvolumen, Porenziffern, Wassergehalte, Feuchtigkeitsgrad, Schrumpfmaß, Wasseraufnahmefähigkeit, Zerfallsgeschwindigkeit),

- 162 Versuche (Aufnahme von Diagrammen) des bautechnischen Verhaltens (Dreiaxial-, Kompressions-, Scher-, Proctor-, CBR-, Lastplattenversuche sowie Wasserdurchlässigkeitsmessungen),
 110 Sieb- und Schlämmanalysen,
 43 bauchemische Wasseruntersuchungen.

Abt. V. Bodenkunde

In der Berichtszeit wurden folgende bodenkundliche Arbeiten erledigt:

a) Kartierungen

1. Erweiterung des Adaptionsprogramms mit Aufnahmen 1 : 500.
2. Bodenkundliche Karten der Gemarkungen Oberhöchstadt und Steinbach 1 : 5000 sowie von zehn Gemeinschaftsobstanlagen 1 : 2000 oder 1 : 1000.
3. Bodenkarten 1 : 2000 oder 1 : 10000 der entwässerungsbedürftigen Gemarkungen von Heppenheim und Siedelsbrunn sowie Bodennutzungspläne 1 : 2000 für Siedlungsprojekte in Kassel-Lohfelden und Bobenhausen I.
4. Bodenkarte 1 : 10000 des Forstamtes Sonnenberg.
5. Bodenkarte 1 : 25000 Blatt Eltville.
6. Übersichtskarten 1 : 100000 der Niederschlagsgebiete von Modau, Gersprenz und Mümling.

b) Sonstige Arbeiten

1. Ermittlung der bodenangepaßten Unterlagssorten für den hessischen Weinbau.
2. Bodenkundliche und quartärgeologische Untersuchungen auf dem Blatt Oberkaufungen und Korbach im Rahmen der geologischen Landesaufnahme.
3. Erarbeitung von Profilen in der Gemarkung Heppenheim als Planungsunterlage für den Ausbau eines neuen Grabensystems.
4. Stadtkreisbeschreibungen von Marburg und Offenbach (bodenkundlicher Teil).
5. Erarbeitung neuer Darstellungsmethoden für die Bodenkarte 1 : 25000.
6. Fertigung von Gutachten, Beratungen, Vorträge und Veröffentlichungen.

Schriftleitung und Publikationen

In der Berichtszeit wurden vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung die nachstehend aufgeführten Veröffentlichungen herausgegeben:

- a) Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 87, 462 S., 72 Abb., 14 Prof., 32 Tab., 23 Taf., 1 Bildnis, Wiesbaden, 5. 6. 1959.
- b) Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden
 Heft 28: HERMANN SCHMIDT, Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 137 S., 57 Abb., 9 Taf., Wiesbaden, 24. 6. 1959.
 Heft 29: GÜNTER BAUER, WALTER FENCHEL, HEINZ-GEORG MÜLLER, ARNO PAHL, EVA PAPPROTH, ANDREAS PILGER, RICHARD REICHENBACH, ERWIN

SCHMELCHER, DIETER WENTZLAU, Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab., Wiesbaden, 15. 2. 1960.

Heft 30: OTTO BURRE, Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser aus den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., Wiesbaden, 10. 3. 1960.

c) Hessisches Lagerstättenarchiv

Heft 4: MARITA BROSIUS, Die Tertiärmulde von Glimmerode. 48 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Anl., 5 Taf., Wiesbaden, 10. 11. 1959.

Die Drucklegung von Notizblatt-Band 88 ist angelaufen.

Die Abhandlungen 31 (DIETRICH RÖDER, Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge) und 32 HEINRICH ZAKOSEK, Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye) befinden sich im Druck.

Die Druckvorbereitungen für die Geologische Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000 und für die Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000 Blatt Queck wurden weitergeführt.

Bibliothek und Vertriebsstelle

Bei den laufenden Arbeiten der Bibliothek wurde besonderes Gewicht auf den Ausbau der Kataloge und die Neuaufstellung der Zeitschriften gelegt.

Die Ausleihe beschränkte sich nicht nur auf die Angehörigen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, sondern erstreckte sich in größerem Umfang auch auf die Geologischen Landesämter, wissenschaftliche Institute und Hochschulen der Bundesrepublik.

An Zuwachs hatte die Bibliothek in diesem Zeitraum rund 2000 Bände und rund 200 Karten zu verzeichnen.

Der wissenschaftliche Publikationsaustausch wurde durch neue Verbindungen weiter ausgebaut, so daß am 31. 12. 1959 die Anzahl der Tauschpartner (die einzelnen Teilnehmer bei den Geologischen Landesämtern gerechnet) 662 beträgt.

In der Vertriebsstelle sind im Kalenderjahr 1959 verkauft worden

4362 Karten 1 : 25 000
 561 Karten anderer Maßstäbe
 1157 sonstige Veröffentlichungen.

Personalbestand: 31. März 1960

Leiter: Prof. Dr. HANS UDLUFT, Oberregierungsgeologe (z. Z. in Vertretung)

Vertreter: Prof. Dr. HANS HENTSCHEL, Oberregierungsgeologe

Oberregierungsgeologen:

Dr. FRIEDRICH KUTSCHER

Dr. PAUL PFEFFER

Regierungsgeologen:

Dr. ERNST BARGON

Dr. MANFRED LÄMMLER

Dr. HANSJOACHIM LIPPERT

Dr. FRIEDRICH NÖRING

Dr. ARNOLD RABIEN

Dr. FRANZ RÖSING

Dr. OTTO SCHMITT

Dr. ALBERT SCHWARZ

Dr.-Ing. KARL SIMON

Dr. HEINRICH ZAKOSEK

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geologe Dr. ALFRED FINKENWIRTH

Dipl.-Geologe Dr. BERNWARD HÖLTING

Dipl.-Geologe Dr. JENS KULICK

Dipl.-Geologe Dr. HANS-GÜNTHER KUPFAHL

Dipl.-Geologe Dr. GEORG MATTHESS

Dipl.-Geologe STEFAN MEISL

Dipl.-Geologin Dr. RENATE MOTZKA

Dipl.-Geologe Dr. HELMUT PRINZ

Dipl.-Geologe Dr. ERWIN SCHENK

Dipl.-Geologe Dr. DIETRICH THEWS

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: Frau JOHANNA SCHADWINKEL

Fr. INGRID BOCK

Frau GERDA BÖHME

Fr. LIESEL FALTER

Frau LIESELOTTE SCHULTE

Technische Bedienstete:

Kartographen-Inspektor HANS NEUMANN

Reg.-Obersekretär ERNST RUPPEL

LUDWIG BÖTTIGER

Technische Bedienstete:

JOSEF BREITFELDER
RICHARD BUSCHNER
EWALD CLOEREN
RUDOLF DIEHL
HANS EWALD
KARL FINK
ANTON GLASER
RUDOLF HEUSER
ALBERT KARSCHNY
GERHARD LAUE
MANFRED OBERNDÖRFER
ALBERT ROMSCHINSKI
Fr. MARGOT SCHÜLER
Frau CHRISTINE SCHUMACHER
ALOIS SEDLATSCHKE
OTTO SOHN
ERWIN THIEL

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: Kartographen-Oberinspektor JOHANNES MATHEIS
JÜRGEN BARTHOLOMAY
JOSEF BÄUERLEIN
Fr. INEBORG BRANDT
JOSEF FISCHER
Fr. ANTONIE HOCH
PAUL UHL

Verwaltung:

Leitung: Reg.-Oberinspektor HUBERTUS CHRISTIAN
HUBERT GROSSMANN
Fr. ILSE FRÖLICH
Frau URSULA MICHNA

Schreibbüro:

Leitung: Fr. GERTRUD SCHUMACHER
Fr. URSULA RÖHRIG
Frau URSULA ROTH
Frau ELISABETH RUTHE
Frau DORIS SCHIML
Frau URSULA STOBER

Archiv, Registratur, Schriftleitung und Telefon:

Frl. GERDA ARZBÄCHER
 Frl. ANNY MÜLLER
 Frau ERIKA PANNEITZ
 Frau ROSEMARIE REUBOLD
 Frau HEDWIG WEWER

Lohnempfänger:

Fahrer WILHELM BRÜCK
 Fahrer FERDINAND FLIESS
 Fahrer ALFRED HUBMANN
 Fahrer HANS KLEBE
 Fahrer FRIEDRICH LUDWIG
 Fahrer SIEGFRIED STEIN
 Facharbeiter KARL HIELSCHER
 Facharbeiter GERHARD KNAB
 Reinmachefrauen: Frau KAROLINE DIEHL
 Frau ADELE LOEFFLER

Freiwillige Mitarbeiter:

Prof. Dr. OTTO BURRE, Oberregierungsgeologe a. D., Darmstadt, Niebergallweg 26
 ERWIN BUSSE, Verwaltungsinspektor, Kassel, Holländische Str. 104/III
 Prof. Dr. FRANZ MICHELS, Direktor i. R., Wiesbaden, Schöne Aussicht 17
 Konrektor i. R. O. ROSE, Wiesbaden, Bismarckring 1
 Dr. MAX TEIKE, Oberregierungsgeologe a. D., Wiesbaden, Drususstr. 29
 Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Darmstadt, Friedenplatz 1
 Prof. Dr. WILHELM WAGNER, Bergkat, Darmstadt, Claudiusstr. 16

Korrespondent:

Dr. FRITZ HÄUSER, Studienrat, Windecken, Kr. Hanau, Bahnhofstr. 15

Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959

Mit Nachträgen aus den Jahren 1941—1957

Bearbeitet von **FRIEDRICH NÖRING** und **GEORG MATTHES**,

Wiesbaden

Nachtrag aus dem Jahre 1941

SPILGER, L.: Senckenberg als Botaniker und die Flora von Frankfurt zu Senckenbergs Zeiten. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., **458**, Frankfurt a. M. 1941.

Nachtrag aus dem Jahre 1943

REHNELT, F.: Die Herbarien der Universität Gießen. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F., naturwiss. Abt., **20/22** (1940—1943), S. 150—160, Gießen 1943.

Nachtrag aus dem Jahre 1947

MALVESIN-FABRE, G.: *Rhinoceros etruscus*. Sa place phylogénétique et stratigraphique. Sa signification. — Proc. verb. Soc. Linn. Bordeaux, **93** (1943—1946), S. 216—221, Bordeaux 1947.

SEEBERGER, H.: Die Wasserversorgung in Bayern von 1939 bis 1946. — Gas- u. Wasserf., **88**, S. 52—54, München 1947.

WEGER, N.: Die Frostschadenverhütung in der Landwirtschaft. — Meteorol. Rdsch., **1**, S. 29—38, 10 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1947.

Die Witterung des Jahres 1946 in der amerikanischen Besatzungszone. (Veröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes, Zentralamt, Bad Kissingen.) — Meteorol. Rdsch., **1**, S. 45—47, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1947.

Nachtrag aus dem Jahre 1948

BECKSMANN, E.: Hydrogeologische Gesichtspunkte bei Erweiterungen städtischer und ländlicher Wassergewinnungsanlagen. — Gas- u. Wasserf., **89**, S. 116—119, München 1948.

CLODIUS, S.: Geohydrologische Arbeitstagung in Frankfurt/M.-Höchst am 2. 6. 1948. — Gas- u. Wasserf., **89**, S. 255—256, München 1948.

DAMMANN, W.: Klimaschwankungen und Wetterlage in Mitteleuropa 1881 bis 1930. — Meteorol. Rdsch., **1**, S. 411—414, 4 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1947/48.

GEIGER, R.: Die meteorologischen Bedingungen des harten Winters 1939/40. — Forstwiss. Zbl., **67**, S. 3—10, 8 Abb., Berlin 1948.

HARTMANN, W.: Die meteorologischen Ursachen des Februarhochwassers in Niedersachsen im Jahre 1946. — N. Arch. Landes- u. Volksk. Niedersachsen, **4**, S. 75—116, 9 Abb., 3 Taf., 5 Tab., Bremen-Horn 1948.

HOLLEIS, P.: Großschiffahrtsstraße „Rhein-Main-Donau“. Bisherige Leistungen — weitere Aufgaben. — Bautechnik, **6**, S. 143—144, Berlin 1948.

- KNAPP, R.: Karte der Waldgesellschaften aus dem Buntsandstein-Odenwald. (1:44000.) — In: KNAPP, R.: Einführung in die Pflanzensoziologie, 1, Arbeitsmethoden der Pflanzensoziologie, Ludwigsburg 1948.
- KOCH, H. G.: Über das Vb-Unwetter vom 13./14. Juni 1946 in Thüringen. — Mitt. thür. Landeswetterwarte, 7, S. 35, Weimar 1948.
- MACKENTHUN, G.: Die Wüstungen im Kreis Lauterbach (Hessen). — Lauterbacher Samml., H. 2, 170 S., Diss., Marburg 1948.
- PRÜSS, M.: Entwicklung, derzeitiger Stand und zukünftige Aufgaben der Abwasserreinigung in Deutschland. — Gesundh.-Ing., 69, S. 260—264, München 1948.
- ROEDLER, F.: Wetteranomalien der letzten Jahre. — Natur u. Technik, 2, S. 75—79, 3 Abb., Berlin 1948.
- SCHUBACH, K.: Niederschlagssickerungen durch verschiedene Böden. — Meteorol. Rdsch., 1, S. 351—354, 1 Abb., 3 Tab., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1947/48. [Gießen]
- Die Witterung in der US-Zone, Jahr 1947. (Veröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes, Zentralamt, Bad Kissingen.) — Meteorol. Rdsch., 1, S. 309, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.
- 1947, das Jahr der größten Witterungsgegensätze. — Gas- u. Wasserf., 89, S. 122, München 1948.

Nachtrag aus dem Jahre 1949

- BÖER, W.: Das Frühjahrshochwasser 1947 in Thüringen. — Mitt. thür. Landeswetterwarte, 8, H. 3, Weimar 1949.
- FLOHN, H. & P. HESS: Großwetter-Singularitäten im jährlichen Witterungsverlauf Mitteleuropas. — Meteorol. Rdsch., 2, S. 258—263, 1 Tab., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- KNAPP, R.: Wuchszonen und Wuchs-Landschaften des Kreises Lauterbach. (1:333000.) — In: KNAPP, R.: Einführung in die Pflanzensoziologie, 3, Angew. Pflanzensoziologie, Ludwigsburg 1949.
- MÄMECKE, K.: Die Periode 1901—1925 und ihr Verhältnis zur Periode 1881—1930 in bezug auf den jährlichen Gang der Niederschläge in Thüringen. — Meteorol. Rdsch., 2, S. 20—22, 1 Abb., 3 Tab., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- NAEGLER, W.: Der denkwürdige europäische Sommermonsun 1949. — Petermanns Mitt., 93, S. 181—182, Gotha 1949.
- SCHRÖDER, R.: Neue Untersuchungen zur Lage der Grenzen zwischen dem Sommer- und Wintermaximum der Niederschläge an deutschen Mittelgebirgen. — Meteorol. Rdsch., 2, S. 89—91, 1 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
- SCHWEICHER, F.: Die Wasserwirtschaft im Lande Niedersachsen. — Wasser u. Boden, 1, S. 2—6, 21—25, 3 Abb., 4 Tab., Hamburg 1949.
- Wassermangel als Folge der Trockenheit des Winters 1948/49. — Wasser u. Boden, 1, S. 59, Hamburg 1949.
- Der Wassermangel vom September 1948 bis Februar 1949. — Mitt. Nr. 5, Forschungsanst. Gewässerkl., 10 S., 5 Tab., Bielefeld 1949.
- Die Witterung in der US-Zone, Jahr 1948. (Veröffentlichung des Deutschen Wetterdienstes, Zentralamt, Bad Kissingen.) — Meteorol. Rdsch., 2, S. 105, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.

Nachtrag aus dem Jahre 1950

- GROSSE, B.: Die Bodenerosion in Deutschland und ihre Kartierung als Grundlage für eine systematische Bekämpfung. — Z. Raumforsch., S. 40—51, Bielefeld 1950.
- KALWEIT, H.: Gegenwartsaufgaben der Wasserwirtschaft in der Deutschen Demokratischen Republik. — Planen u. Bauen, 4, S. 321—324, 3 Abb., 3 Tab., Berlin 1950.
- KNOCH, K.: Klima-Atlas von Hessen. — 75 Ktn., 9 Diagr., Erl., Bad Kissingen 1950.
- KÖNIG, W.: Verzeichnis zusammenfassender Arbeiten über Wetter und Witterung in Deutschland. (Veröffentlichungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 2.) — 40 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1950.

- Verzeichnis der in der Fachliteratur behandelten Wetterereignisse Deutschlands im Zeitraum 1901 bis 1940. (Veröffentlichungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 1.) — 80 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1950.
- NESTLE, R.: Sickerwassermengen in verschiedenen Erdbodenarten. — Gas- u. Wasserf. (Wasser), **91**, S. 77, München 1950. [Gießen]
- NIEHUSZ: Die Bundeswasserstraßen und die Wasserwirtschaft. — Wasserwirtschaft, **40**, S. 288—290, Stuttgart 1950.
- RINSUM, A. VAN: Zur Gewässerkunde in Bayern. — Gas- u. Wasserf. (Wasser), **91**, S. 161—164, München 1950.
- Die Schwebstoffführung der bayerischen Flüsse. — Festschr. „Beiträge zur Gewässerkunde“, S. 103—110, 2 Tab., München (Oldenbourg) 1950.
- SCHMITT, E. & W. EDEL: Die Reinhaltung der bayerischen Gewässer. — Festschr. „Beiträge zur Gewässerkunde“, S. 125—129, 1 Tab., 1 Planbeil., München (Oldenbourg) 1950.
- SCHMITT, E. & F. PEISEL: Grundwasserumsatz und Grundwasservorrat in Bayern. — Festschr. „Beiträge zur Gewässerkunde“, S. 48—51, 1 Abb., 1 Planbeil., München 1950.
- SCHROEDER, G.: Die Aufgaben der Bundesanstalt für Gewässerkunde. — Ber. deutsch. Landesk., **7**, S. 296—299, Stuttgart 1950.
- TICHY, F.: Die Lahn. Geographische Grundlagen einer Wasserwirtschaft. — Marburger Geogr. Schr., **2**, 124 S., Diss., Marburg 1950.
- Abflußverhältnisse im südwestdeutschen Raum im Abflußjahr 1949. — Gas- u. Wasserf. (Wasser), **91**, S. 216, 2 Abb., München 1950.
- Die Witterung in der Deutschen Demokratischen Republik. (Veröffentlichungen des Meteorologischen Dienstes der DDR, Hauptamt Potsdam.) — Z. Meteorol., **4**, S. 52—56, 87—88, 151—159, 182—186, 250—253, 284—287, 317—319, 346—350, 372—375, Berlin 1950.
- Die Witterung in der US-Zone. (Veröffentlichungen des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Zentralamt, Bad Kissingen.) — Meteorol. Rdsch., **3**, S. 37—39, 79—81, 2 Tab., Berlin-Göttingen-Heidelberg 1950.

Nachtrag aus dem Jahre 1951

- KLEIN, H.: Beiträge zur Flora des Vogelsberges, I. — Westdeutsch. Naturwart, **2**, S. 7—19, Bonn 1951.
- KORTE: Wasserwirtschaftspolitik für das deutsche Volk. — Wasserwirtschaft, **42**, S. 68 bis 73, Stuttgart 1951.
- ORTH, F.: Die deutschen Talsperren. — Der Bauing., **26**, S. 279—281, 5 Tab., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1951.

Nachtrag aus dem Jahre 1952

- BOSCH, W.: Die wirtschaftlichen Existenzgrundlagen der Wiesbadener Bevölkerung. Gutachten des Forschungsinstituts für Wirtschaftspolitik an der Johannes Gutenberg-Universität zu Mainz. — I, 105 S., 52 ungez. Bl. stat. Übers., (Maschinenschr.), Mainz 1952.
- BOULE, M.: Les Hommes fossiles. *Elément de Paléontologie humaine*. 3. Aufl., Paris 1946, 4. Aufl. 1952. [Mauer]
- BOULE, M. & H. VALLOIS: Les Hommes fossiles. *Eléments de Paléontologie humaine*. 3. Aufl., Paris 1946, 4. Aufl. 1952. [Mauer]
- FRENZEL, G.: Die Erzparagenese des Katzenbuckels im Odenwald. — Heidelb. Beitr. Min. Petr., **3**, S. 409—444, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1952.
- LUDWIG, W.: Die Gersten-Segge (*Carex hordeistichos* VILL.) in der Wetterau. — Hess. florist. Briefe, **1** (8), Offenbach a. M.-Bürgel 1952.
- MANIG, M.: Karte der Windgeschwindigkeit für das westliche Deutschland. — Ber. deutsch. Wetterd., US-Zone, **34**, 1952.

- RÜGER, L.: Der *Homo heidelbergensis* und seine Bedeutung für die Stammesgeschichte des Menschen. — Ruperto-Carola, 6, S. 79—80, Heidelberg 1952.
- STRIGEL, A.: Geologische Führung durch die Steinbrüche des Zementwerkes Leimen. — Jber. Ver. Naturk. Mannheim, 117—118, S. 14—15, Mannheim 1952.

Nachtrag aus dem Jahre 1953

- ASCHENBRENNER, V.: Gießen Stadt und Land. — Hess. Heimatkreise, 1, 64 S., Abb., 1 Pl., 1 Kte. i. Anh., Frankfurt a. M. 1953.
- KNAPP, R.: Karte der Pflanzengesellschaften der Wälder. Blatt Erbach. (1:100 000.) — In: KNAPP, R.: Zur Bedeutung pflanzensoziologischer Karten für die Forst- und Landwirtschaft und die Vegetationskartierung in Hessen. — Forsch.- u. S.-B. Akad. Raumforsch. u. Landespl., 2 (1951), Bremen-Horn 1953.
- LUDWIG, W.: Die Sumpf-Gänsedistel (*Sonchus paluster* L.) nicht bei Marburg/L. — Hess. florist. Briefe, 2 (16), Offenbach a. M.-Bürgel 1953.
- „*Melilotus altissimus* THULL. f. *unidentatus* WIRTG.“ — eine fragwürdige Steinklee-Sippe. — Hess. florist. Briefe, 2 (16), Offenbach a. M.-Bürgel 1953.
- *Himantoglossum hircinum* (L.) SPR. nicht am Hangelstein. — Hess. florist. Briefe, 2 (21), Offenbach a. M.-Bürgel 1953.
- Über die Salzflora im Horloff-Tal. — Hess. florist. Briefe, 2 (22), Offenbach a. M.-Bürgel 1953.
- MÜCKENHAUSEN, E. & H. WORTMANN: Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. 1:300 000. — Hannover (Amt Bodenforsch.) 1953.

Nachtrag aus dem Jahre 1954

- FREY, K. & L. KLINGERT: Raum Mannheim. Vorgeschichtliche Fundplätze. — In: FREY, K. & L. KLINGERT: Heimatbuch d. Gem. Mannheim-Käfertal u. Mannheim-Waldhof, Mannheim (Mannheimer Großdruckerei GmbH) 1954.
- KASCH, W.: Die systematische Einteilung der Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. Ihre Bestimmung und Erläuterung. — Bodenk. u. Bodenkultur, 3, S. 6—34, 32 Prof. a. Taf., Leipzig 1954.
- KOUŘIMSKÝ, J. & V. ŠATAVA: Příspevek kuřčování nerostu skupiny serpentinu. (Ein Beitrag zur Bestimmung der Mineralien der Serpentinegruppe.) — Sborník Národního musea v Praze (Acta Musei Nationalis Pragae), 10 B, Mineralogia, Nr. 1, S. 22, 1954. [Marmolit von Mornshausen, Hessen]
- LUDWIG, W.: Über einige verkannte Arten der deutschen Flora: *Glyceria declinata* BRÉB., *Carex otrubae* PODP. und *Rorippa microphylla* (RCHB.) HYL. — Ber. bayer. bot. Ges., 30, S. 84—87, München 1954.
- MÜLLER, A. v.: Die Bodenfeuchtigkeit einiger Grünlandgesellschaften des mittleren Weser-Gebietes im Jahreslauf. — Angew. Pflanzensoz., H. 8, S. 114—116, Stolzenau/Weser 1954.
- PRZIBRAM, K.: Über die Verteilung von Farbzentren und anderen Störungen in natürlichen Steinsalzkristallen. — S.-B. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. II, 163, S. 329—336, 5 Abb., 1954 = Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 91, S. 229—230, 1954. [Steinsalz von Heringen im Werragebiet]
- RÖSLER, A.: Eiszeitliche Funde bei Heidelberg. — Heidelb. Fremdenbl., 18 (1954), 3, S. 6—8, Heidelberg 1954.
- SCHLICHTING, H.: Reihenversuche zur Klärung der Abwässer der Lederwerke in Worms. — Das Leder, 9, S. 133—135, Darmstadt (E. Roether) 1954.
- SCHLOSSER, M.: Genossenschaften in der Grafschaft Ysenburg vom 16. bis zum 19. Jahrhundert. — Diss., Frankfurt a. M. 1954.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch 1952. Teil IV: Britische Zone. — 91 S., Bad Kissingen (Deutscher Wetterdienst/Zentralstelle) 1954.
- Hessen, Wasserversorgung I. 1953. (1:600 000.) — Deutsch. Planungsatlas, Bd. Hessen, Wiesbaden (Hess. Min. Präs. Landespl.) 1954.

Nachtrag aus dem Jahre 1955

- BARGON, E.: Der Einfluß der wichtigsten Bodenbildungen auf den Humuszustand in Nordrhein-Westfalen. — 156 gez. Bl. (Maschinenschr.), Diss., Bonn 1955.
- BAULE, H.: Untersuchungen über Hecken im oberen Vogelsberg unter besonderer Berücksichtigung ihrer floristischen Zusammensetzung. — Diss., Gießen 1955.
- BEIHL, K. J.: Die Verbreitung parasitärer Krankheiten bei den Haustieren in den Kreisen Offenbach/Main, Dieburg, Darmstadt und Groß-Gerau. — 50 S., Diss., Gießen 1955.
- BENTLER, W.: Der Parasitenbefall bei Leichen von Geflügel, die zur Feststellung der Todesursache in das Tiergesundheitsamt Kassel eingeschickt wurden. — 38 S., Diss., Gießen 1955.
- BIERTHER, W.: Zur Bildung von Gangspalten. Eine Einführung in die Untersuchungen der Siegerländer Eisenerzgänge. — Geol. Rdsch., **44**, S. 306—325, 3 Abb., Stuttgart 1955. [Gießen, Lahn- und Dillmulde]
- BOCK, W.: Der Schöntalsee in Aschaffenburg. Hydrobiologische Untersuchungen an künstlich geschaffenen Wasserbecken. — Nachr. naturwiss. Mus. Stadt Aschaffenburg, **46**, S. 1—56, Aschaffenburg 1955.
- BODE, H.: Der Stand des Landesgrundwasserdienstes in Westfalen. — Z. deutsch. geol. Ges., **106** (1954), S. 89—93, Hannover 1955.
- BODE, H., C. DIETZ, F. PREUL mit Beitr. von W. DIENEMANN, H. UDLUFT und E. NATERMANN: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500000, Erl. Blatt Hannover, 128 S., 15 Tab., 17 Textbild., Remagen (Bund.-Anst. Landesg.) 1955.
- BRINKMANN, R.: Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. — Geol. Rdsch., **43**, S. 562—568, 4 Abb., Stuttgart 1955 [Koblenzquarzit und höheres Unterems am Mittelrhein]
- BROSE, K.: Monats-, Jahres- und Tagessummen des Niederschlags in Bayern bis 1950. — Ber. deutsch. Wetterd., **17**, Bad Kissingen 1955.
- BRUNS, A.: Untersuchungen über das Vorkommen von Magen-Darmparasiten und Lungwürmern bei Ziegen im Raume Butzbach in Oberhessen. — 78 S., Diss., Gießen 1955.
- BÜTTNER, H.: Frühmittelalterliche Grenzen um Lorsch und Heppenheim (ca. 1:500000). — In: BÜTTNER, H.: Heppenheim, Bergstraße und Odenwald. Von der Franken- zur Stauferzeit. — 1200 Jahre Heppenheim, Heppenheim (Magistrat der Kreisstadt) 1955.
- BUZENGEIGER, E.: Wieviel Wasser fließt die Weser herab? — Die Weser, **7**, S. 96—97, Bremen 1955.
- BUZENGEIGER, G.: Das Abflußjahr 1954. — Die Weser, **1**, S. 1—3, Bremen 1955.
- Das Hochwasser vom Jahresende 1954 im Wesergebiet. — Die Weser, **1**, S. 5—6, Bremen 1955.
- Vordringliche Aufgaben im Wasserwirtschaftsraum der Eder, Fulda und Weser. — Die Weser, **5**, S. 66—69, Bremen 1955.
- CLOSS, H. & W. SCHOTT: Stand der Erdölgeologie und Geophysik. — Erdöl u. Kohle, **8**, S. 367—372, 2 Abb., Hamburg 1955.
- DEPNER & GERMANS: Stellungnahme zu dem Aufsatz „Reihenversuche zur Klärung der Abwässer der Lederwerke in Worms“. — Das Leder, **6**, S. 133—135, Darmstadt (E. Roether) 1955.
- DITTMAR, H.: Die Auswirkungen von Kulturmaßnahmen auf die Hydrographie und Fauna unserer Bäche und Flüsse. — Natur u. Landschaft, **30**, S. 8—11, 1 Abb., Lüneburg 1955. [Sauerland]
- Ein Sauerlandbach. Untersuchungen an einem Wiesen- und Mittelgebirgsbach. — Arch. Hydrobiolog., **50**, S. 305—552, 24 Abb., 39 Tab., Stuttgart 1955. [Sauerland]
- EBELING, G.: Über den Sauerstoffgehalt des Rheinwassers auf der Strecke Maxau-Linz. — Vom Wasser, **12**, S. 38—64, 10 Abb., 10 Tab., Weinheim 1955.
- Über den Sauerstoff-Gehalt des Rheinwassers auf der Strecke Maxau-Linz. — Bericht von der Versammlung der GDCh-Fachgruppe „Wasserchemie“ am 16. und 17. Mai 1955 in Frankfurt a. M. — Angew. Chem., **67**, S. 671, Weinheim 1955.
- ERTMANN, H.: Angriff und Zerstörung der Edertalsperre. — Gewässererk. Tag. Düsseldorf 1953, S. 10—11, Stuttgart (Franckh'sche Verlagshandlung) 1955.

- FIEDLER, G.: Die Erdbebenätigkeit in Südwestdeutschland in den Jahren 1800—1950. — 152 S., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Stuttgart 1955.
- FRANK, W.: Umfang und Ursachen des Brachlandes in Hessen. — 182 gez. Bl. mit Abb. u. graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1955.
- GREUL, E.: Kaliabwässer und Trinkwasser. — Die Weser, 29, S. 76—78, Bremen 1955.
- GUTHÖRL, P.: Erdölvorkommen im Saarland. — Erdöl u. Kohle, 8, S. 533—542, 14 Abb., Hamburg 1955. [Oberrheintalgraben]
- HEMPEL, L.: Die Ebenheiten zwischen Kassel und Karlshafen (Esse-Diemel-Talung) (ca. 1:50000). — In: HEMPEL, L.: Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. — Göttinger geogr. Abh., 18, Göttingen (Geogr. Inst. Univ.) 1955.
- HENNING, H.: Eine eisenzeitliche Siedlung auf dem Grunde des Edersees. — Waldecker Geschichtsbl., 47, S. 117—123, 1955.
- HILTERMANN, H.: Micropaleontology. News reports: Germany. — Micropaleontology, 1, S. 195—199, New York 1955.
- HÜBSCHMANN, E. W.: Landkreis Oberlahn. — Strukturuntersuchungen der Landkreise in Hessen, Hess. Min. Präs.-L.-Planung 1955.
- Landkreis Wetzlar. — Strukturuntersuchungen der Landkreise in Hessen, Hess. Min. Präs.-L.-Planung 1955.
- JAAG, O.: Some effects of pollution on natural waters. — Verhandl. internat. Ver. theoret. u. angew. Limnologie, 2, S. 761—767, Stuttgart 1955. [Mittelrhein]
- JÄGER, H.: Landkreis Wolfhagen. — Strukturuntersuchungen der Landkreise in Hessen, Hess. Min. Präs.-L.-Planung 1955.
- JOSTEN, K. H.: Die Kohlen im Pfälzer Bergland. — Diss., Mainz 1955.
- JUNG, L.: Anlage zur Messung von Abfluß und Ertrag auf landwirtschaftlichen Nutzflächen. — Wasser u. Boden, 7, S. 196—200, Hamburg 1955.
- KALTENHÄUSER, J.: Taunusrandstädte im Frankfurter Raum. Funktion, Struktur und Bild der Städte Bad Homburg, Oberursel, Kronberg und Königstein. — 335 S., Abb., Diss., Frankfurt a. M. 1955.
- KAUTZSCH, E.: Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Von K. H. EISENHUTH und E. KAUTZSCH. — 334 S., 217 Abb., Anl., Berlin (Humboldt-Universität) 1955.
- KLAUSING, O.: Standortsökologische Untersuchungen in deutschen Mittelgebirgswäldern. — 90 gez. Bl., Abb., graph. Darst., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Darmstadt 1955.
- KNÖPP, H.: Untersuchungen an der tierischen Besiedlung von Schilfbeständen des Unterraingebietes. — Mitt. Bundesanst. Gewässerkr., 68, S. 5, Koblenz 1955.
- KOOB, F.: Ein Beitrag zur Verfassungs- und Verwaltungsgeschichte in Süd-Starkenburg. — 1200 Jahre Heppenheim, S. 159—162, 4 Abb., Heppenheim (Magistrat der Kreisstadt) 1955.
- KORTÜM, F.: Klimaschwankungen der Gegenwart. — Arch. Forstwesen, 4, H. 5/6, S. 569—577, 5 Abb., 1 Tab., Berlin 1955.
- KREUTZ, W.: Tätigkeitsbericht der Agrarmeteorologischen Dienststelle Gießen. — Mitt. deutsch. Wetterd., 2, S. 40—65, 26 Abb., Bad Kissingen 1955.
- KUMPF, W.: Über die Abwasserwirtschaft im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. — Gas- u. Wasserf., 96, S. 521—522, München 1955.
- KURON, H.: Bodenerosion auch in Deutschland? — Mitt. DLG., Ausg. B, 70, S. 901—903, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1955.
- KUSS, S. E.: Die altpleistocänen Flußpferde (Hippopotamidae, Neobunodont., Artiodact., Ungul., Mamm.) des Oberrheingebietes. — 142 gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Heidelberg 1955.
- LANG, H. D.: Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. — 178 gez. Bl., Abb., graph. Darst., zahlr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Marburg a. d. Lahn 1955.
- LEISNER, G.: Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Witterungsablauf und Ernteertrag der Kulturpflanzen im Gebiet der Niederhessischen Senke (Kurhessen) und vergleichende Betrachtungen im Soissonais (Frankreich). — 35 gez. Bl., zahlr. Taf. (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1955.

- LOHR: Behörde und Abwasserbeseitigung in Bayern. — Ber. abwassertechn. Ver. e. V., 6, S. 149—163, München 1955.
- LUDWIG, W.: HEINRICH OSSWALD zum Gedächtnis. — Hess. florist. Briefe, 4 (39), Offenbach a. M.-Bürgel 1955.
- MANTE, W.: Der Obstbau in der Bauernwirtschaft. Dargelegt an den Verhältnissen in 50 Betrieben des Kreises Erbach im Odenwald. — 41 gez. Bl. (Maschinenschr.), Diss., Berlin (Technische Universität) 1955.
- MEISSNER, R.: Untersuchungen über die Zusammenhänge zwischen Luftdruck und Brunnenpiegelhöhe. — Diss., Frankfurt a. M. 1955.
- MENNE, P.: Landkreis Fritzlar-Homberg. — Strukturuntersuchungen der Landkreise in Hessen, Hess. Min. Präs.-L.-Planung 1955.
- MEYER, H. M. & F. KASTNER: Pfälzische Bibliographie (einschließlich Saarschrifttum). Berichtsjahr 1954. Nachträge 1951/53. — 121 S., Speyer (Verl. Pfälz. Ges. Förderg. Wiss.) 1955.
- MÖCKLINGHOFF, H.: Die Bewertung des Feldinventars. Dargestellt an Ergebnissen ober- und nordhessischer Betriebe. — 46 gez. Bl., graph. Darst., Anh., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1955.
- MÖLLER, L.: Hydro-chemische Karte von Deutschland, Südweststaat. (1:300 000.) — In: MÖLLER, L.: Geographische Verteilung der Konzentration gelöster Substanzen von Grund- und Oberflächengewässern Südwestdeutschlands in limnologischer Sicht. — Verh. intern. Vereinig. theoret. u. angew. Limnologie, 12, S. 354, 1955.
- MÖVER, PH.: Verbreitung parasitärer Tierkrankheiten im Kreise Lauterbach/Hessen. — 55 S., 2 Ktn., Diss., Gießen 1955.
- MÜGGE, R.: Registrierung von Erdbeben und Gezeiten durch unterirdische Wasser. — Umschau, 55, S. 328—330, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1955. [Inheiden, Sontra]
- NAHRGANG, K.: Stadt- und Landkreis Offenbach. — Atlas, Frankfurt a. M. (Kramer) 1955. [Altmainläufe innerhalb der Niederterrasse]
- NICKEL, E.: Das Odenwälder Grundgebirge. — N. Beitr. Kenntnis Mineral- u. Gesteinswelt Odenwaldes, 2. Sonderh. Mitt.-Bl. „Der Aufschluß“, S. 19—32, 10 Abb., Darmstadt 1955.
- PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Diss., Frankfurt a. M. 1955.
- PFEIFFER, D., H. W. QUITZOW, E. SCHRÖDER mit Beitr. von W. CARLÉ, K. FRICKE, G. HERBST, R. KELLER, H. UDLUFT, E. SCHRÖDER, W. SCHWARZ und A. STAHL: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Erl. Blatt Köln, 162 S., 10 Tab., 13 Abb., 1 Übersichtskte., Remagen (Bundesanst. Landesg.) 1955.
- PRASHNOWSKY, A. A.: Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen von Sedimenten des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. — 76 gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Bonn 1955.
- RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Diss., Göttingen 1955.
- SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umrahmung. Eine geomorphologische Untersuchung. — 257 gez. Bl. (Maschinenschr.), Diss., Marburg a. d. Lahn 1955.
- SÄRCHINGER: Geologische Karte von Mitteleuropa, 1:600 000. — In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde, Leipzig (VEB F. A. Brockhaus) 1955.
- SCHÄFER (geb. ARNOLD), A.: Zur Frage der Ursachen des besonders starken Kariesbefalles der Gebisse bei 177 Kindern im Alter von 6—13 Jahren in einer Untersuchungsreihe von 1274 Kindern des Kreises Hofgeismar. — 55 gez. Bl., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Marburg a. d. Lahn 1955.
- SCHHEEL, M.: Die Massenentwicklung salzliebender planktischer Kieselalgenarten in Werra und Weser. — Arch. Hydrobiol., 51, H. 2, S. 161—171, Stuttgart 1955.
- SCHEURING, H.: Die Großschiffahrtsstraße Rhein-Main-Donau im Lichte der Entwicklungstendenzen moderner Energieversorgung. Eine wirtschaftsgeographische Untersuchung. — 274 gez. Bl., graph. Darst., Ktn.-Sk., (Maschinenschr.), Diss., Nürnberg 1955.

- SCHIRMER, H.: Die räumliche Struktur der Niederschlagsverteilung in Mittelfranken. Ein Beitrag zur Frage der örtlichen Unterschiede in den Niederschlagssummen. — *Forsch. deutsch. Landesk.*, **81**, 62 S., 30 Abb., Remagen/Rh. (Bundesanst. Landesk.) 1955.
- Mittlere Jahressummen des Niederschlags für das Gebiet der Bundesrepublik. — 45 Ktn., 1 Übersichtskte., Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd.) 1955.
- SCHMIDT, E.: Geomorphologische Studien im Hinteren Odenwald und im Bauland. — *Diss.*, Heidelberg 1955.
- SCHNEIDER, H.: Die wirtschaftlich wichtigsten Grundwasservorkommen zwischen Weser und Rhein. — *Raumforsch. u. Raumordnung*, **13**, H. 3, S. 152—157, 1 Abb., Köln-Berlin 1955.
- SCHNELL, K.: Gewässerkundliche Karte von Nordrhein-Westfalen. — 3 Ktn. 1:300 000, 2 Tab., Düsseldorf (Min. Ernährg., Landwirtsch. u. Forsten NRW) 1955.
- SCHROEDER, G.: Die Grundwasserreserven der Flußgebiete. Der Zuschußwasserbedarf der Flüsse. — *Bes. Mitt. deutsch. gewässerk. Jb.*, **13**, 49 S., 22 Abb., 40 Taf., Koblenz 1955.
- SCHWARZMANN, H.: Untersuchung über HHW an den Rheinpegeln von Neuenburg bis Worms. — 9 S., 5 Anl., Karlsruhe (L.-Stelle Gewässerk.) 1955.
- SEIFERT, F.: Abwasserfragen im Werra-Fulda-Gebiet. Aufgaben und Ergebnisse der Amtlichen Flußüberwachungsstelle für das Gebiet der Werra und Fulda. — *Die Weser*, **29**, S. 125—128, 5 Abb., 2 Tab., 1955.
- TEITZ, H.: Untersuchungen an einem devonischen Riffkalk bei Wirbelau/Oberlahnkreis (Blatt Weilburg). (Bau, Entstehung und Diagenese.) — 47 gez. Bl., zahlr. Taf., (Maschinenschr.), *Diss.*, Heidelberg 1955.
- TRÖGER, E.: Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. — *N. Beitr. Kenntnis Mineral- u. Gesteinswelt Odenwaldes*, 2. Sonderh. Mitt.-Bl. „Der Aufschluß“, S. 4—18, 1 Kte., 1 Diagr., Darmstadt 1955.
- UHLIG, S.: Die Bodenfeuchte im Abflußjahr 1954. — *Wasserwirtschaft*, **45**, S. 100—101, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1955.
- VANSELOW, K.: Zur Geschichte der Spessarter Forstorganisation. — *Aschaffener Jb. Gesch., Landesk. u. Kunst Untermaingebietes*, **2**, S. 263—270, 1955.
- WAGNER, G.: Flußgeschichte, eine junge Wissenschaft. — *Aus der Heimat*, **63**, H. 7/8, S. 134—148, Öhringen/Württ. 1955.
- WAGNER, H., P. SANDER, O. STURZ, J. GENNERICH & H. KNÖPP: Qualitative Untersuchungen des Mains von Bamberg bis zur Mündung. — 36 S., 9 Anl., (Maschinenschr.), Koblenz (Bundesanst. Gewässerk.) 1955.
- WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — *Diss.*, Frankfurt a. M. 1955.
- WITTMANN, H.: Zur Morphogenese des Oberrheins. — *Wasserwirtschaft*, **45**, 5, S. 121—131, Stuttgart 1955.
- WOLFRUM, W.: Zahnärztlich-röntgenologische Reihenuntersuchungen im Jahre 1953 zu Beginn der Trinkwasserfluoridierung in Kassel-Wahlershausen. — *Diss.*, Marburg a. d. Lahn 1955.
- ZSCHEKED, J.-G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Unterdevons im Westharz. — 142 gez. Bl. (Maschinenschr.), *Diss.*, Berlin (Freie Universität) 1955.
- Die Abflußverhältnisse des Neckars im Abflußjahr 1954. — 9 S., 16 Anl., Stuttgart (Wasser- u. Schifffahrtsdirektion) 1955.
- Aufschluß- und Erweiterungsbohrpunkte (1954 und 1955 für Erdöl und Erdgas). — *In: Jber. Geschäftsführung Wirtschaftsverb. Erdölgewinnung e. V.*, S. 19/20, Hannover 1955.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Hoch- und Oberrheingebiet oberhalb des Mains — ohne Neckargebiet, Abflußjahr 1953. — 67 + 1 S., m. Ergänzungsheft, Karlsruhe (L.-Amt Gewässerk.) 1955.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Bundesrepublik 1953. — 214 S., 5 Ktn., Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd./Zentralstelle) 1955.
- Geologische Karte der Gegend zwischen Winterberg und Hallenberg (Hochsauerland). — *Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf.*, **108** (1954/55), H. 1, S. 43, 1 Taf., Bonn 1955.

- Gewässerkundliche Karte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000 (3 Karten). Bearbeiter: K. SCHNELL. — Düsseldorf (Min. Ernährg., Landwirtsch. u. Forsten) 1955.
- Hessen. Genutzte Bodenschätze (ohne Wasser und Mineralwasser). Standorte der Gewinnung 1953/54 in Hessen. — Deutsch. Planungsatlas, Bd. Hessen (Akad. Raumforsch. u. Landespl.) 1955.
- Klima-Schnellmeldedienst 1955. — Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd./Zentralstelle) 1955.
- Landesstelle für Gewässerkunde Karlsruhe. Untersuchung über HHW an den Rheinpegeln von Neuenburg bis Worms. — 9 Bl., Tab. Anh., graph. Darst., Karlsruhe 1955.
- Monatlicher Witterungsbericht des Deutschen Wetterdienstes 1955. — 3, Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd./Zentralstelle) 1955.
- Neue Naturschutzgebiete in Westfalen. — Naturschutz in Westfalen, Beih. Natur u. Heimat, 15, S. 122—123, 1 Abb., Münster 1955.
- Schnellbericht des Deutschen Wetterdienstes für Nordbayern 1955. — Nürnberg (Wetteramt) 1955.
- Statistische Mitteilungen der Bergbehörden der Bundesrepublik Deutschland für das Jahr 1954. — 23, 25, 38, 4 S., Tab., Taf., 1 Kte., Clausthal-Zellerfeld 1955.
- Die Verteilung der Niederschläge in der Bundesrepublik Deutschland 1954. — 12 Übersichtsktn. i. M. 1:1000 000, Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd./Zentralstelle) 1955.
- Wald und Wasserversorgung in Nordrhein-Westfalen. — Allg. Forstz., 10, 50, S. 891—892, München 1955.
- Witterungsübersicht für Thüringen. — Weimar (Amt Meteorologie u. Hydrologie) 1955.

Nachtrag aus dem Jahre 1956

- ADE, A.: Parkanlagen im Spessart und am Untermain. — Mitt. naturwiss. Mus. Stadt Aschaffenburg (N.F.), H. 8, S. 7—65, 1956.
- BARTHEL, W.: Das Weserhochwasser vom Juli 1956. — Wasser u. Boden, 8, S. 393—398, Abb., 1 Tab., graph. Darst., 1956.
- BAULE, H.: Untersuchungen über Hecken im oberen Vogelsberg unter besonderer Berücksichtigung ihrer floristischen Zusammensetzung. — Lauterbacher Samml., H. 12, 68 S., mehr. Taf., Fulda (Parzeller) 1956.
- BEISLER, W.: Die alkalibasaltischen Gesteine des Roßberges (östlich von Darmstadt) und ihre Mineralbildungen in Hohlräumen und Klüften. — 63 S., Abb., Diss., Köln 1956.
- BETZ, F. & W. SCHICK, Bibliographie 1950—1955. Probleme der Wormser Forschung. — Der Wonnegau, 3, S. 342—347, 1956.
- BOIGK, H.: Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandsteins im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seine Beziehungen zu benachbarten Gebieten. — Geol. Jb., 72, S. 347—366, 8 Abb., Hannover 1956.
- BONNET, R.: Nassovica. Bausteine zur nassauischen Familien- und Ortsgeschichte. 8. Chronik des Schaumburger Landes a. d. Lahn (800 v. Chr. bis 1932). — 64 S., Frankfurt a. M.-Eckenheim (Selbstverl.) 1956.
- BORN, M.: Ackerraine und Wüstungen im östlichen Westerwald. Vorbericht über eine siedlungsgeographische Untersuchung. — Nassau. Heimatbl., 46, S. 33—40, Taf., Wiesbaden 1956.
- BRATGE, W.: Die Flurnamen der Gemarkung Udenhausen. — Mitt. Gesch.- u. Altertumsver. Stadt Alsfeld, 9, H. 7/8, S. 58—72, 1956.
- BRÄM, H.: Was sind *Arion kinkelini* WENZ und *A. hochheimensis* WENZ? — Eclog. geol. Helvet., 49, S. 593—598, 3 Abb., Basel 1956.
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — Z. deutsch. geol. Ges., 108, S. 21—36, 6 Abb., 2 Tab., 1956.
- CARLÉ, W.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefenbohrung in Bad Mergentheim. — Jb. statist. Landesk. Baden-Württ., H. 3, S. 229—260, 1956.
- EDER, A.: Vom Brunnen zur Wasserleitung. Aus der Vorgeschichte der Mannheimer Wasserversorgung. — Mannheimer H., S. 25—31, 3 Abb., 1956.

- EGGER, M.: Einflüsse moderner Zivilisation im Dorfe, dargestellt am Dorfe Hüttenthal im Odenwald. Ein Beitrag zur Agrarsoziologie. — Diss., Heidelberg 1956.
- ELBORG, A.: Die Entstehung der Braunkohlenlager in der Rhön. — Bayer. Braunkohlen-Bergbau, H. 9, S. 22—24, 4 Abb., 1 Prof., 1956.
- FISCHER, E.: Über Beraunit-Eleonorit. — Heidelb. Beitr., 5, S. 204—209, 6 Abb., 2 Tab., 1956. [Waldgirmes]
- FISCHER, W.: Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein. — Der Aufschluß, Sh. 3, 75 S., zahlr. Abb., 4 Ktn.-Sk., 4 graph. Darst., 4 Tab., Bovenden über Göttingen (Druckerei A. v. Behr) 1956.
- FISCHERSWORRING, G.: Untersuchungen über die Entwicklung von Weidenneusaaten in Nordhessen. — Diss., Gießen 1956.
- FORELL, H. v.: Die Altersstellung der Braunkohlen der Zeche Freudental (Kaufunger Wald) auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. — 63 gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Berlin (Freie Universität) 1956.
- FRECHEN, J.: Entstehung, Ausbildung und Verbreitung der Laacher Bimsablagerungen. — Rhein. Bimsbaustoffe, S. 11—29, 8 Abb., Wiesbaden-Berlin 1956.
- FRIEDRICH, W.: Die Verbreitung der parasitären Haustierkrankheiten in den Landkreisen Darmstadt und Bergstraße. — 35 S., Diss., Gießen 1956.
- FÜRER, K.: Nordhessen-Kurhessen-Waldeck-Fulda. — Monographien deutscher Wirtschaftsgebiete, 6, 260 S., Abb., Abb. a. Taf., Ktn. a. Taf., Oldenburg (Oldb.) (Gerhard Stalling AG.) 1956.
- GARTENHOF, K.: Bad Brückenau in fuldischer Zeit (1747—1815). — Mainfränk. H., 26, 105 S., 3 Bl. Abb., Würzburg 1956.
- GENSICKE, H.: Aus Geschichte, Wirtschaft und Kultur des Oberlahnkreises. — Heimat-Adreßbuch Oberlahnkreis, S. I/15—I/32, Köln 1956.
- GERICH, F.: Chronik von Frielendorf. — 210 S., Frielendorf (Heinr. Hucho) 1956.
- GÖRICH, W.: Der Vogelsberg. Alte Höhenwege und Landstraßen (ab 14. Jh.). (Ca. 1:300 000). — In: LEHMANN, S.: Der Vogelsberg. Das Lebensbild eines deutschen Mittelgebirges, S. 147, Essen (Burkhard) 1956.
- GÜTERBOCK, G.: Auf den Spuren des Mümling-Limes im Hessisch-Badischen Odenwalde. — Der Odenwald, 3, S. 89—93, 2 Abb., Darmstadt 1956.
- GUSS, H. & H. REGULA: Die flugklimatologischen Verhältnisse deutscher Flughäfen. — Ber. deutsch. Wetterd., 3, H. 21, 12 S., 1 graph. Darst., Tab., graph. Darst. i. Anh., Bad Kissingen 1956.
- HAARBERG, R.: Der Dörnberg (bei Kassel). — Heimatjb. Kreis Kassel, 7, S. 61—66, Abb., 1 Ktn.-Sk., 1956.
- HACK, H.: Der Rechtsstreit zwischen dem Fürstbischof von Würzburg und dem Fürstabt von Fulda an der Römischen Kurie um die geistliche Hoheit im Gebiet des Stifts Fulda (1688—1717). — Diss., München 1955. — Quell. u. Abh. Gesch. Abtei u. Diözese Fulda, 268 S., 1 Kte., Fulda (Parzeller) 1956.
- HALLSTEIN, K.: Stand und Aufgabe der geographischen Erforschung des Odenwaldes. — Der Odenwald, 3, S. 13—14, 54—57, 81—84, Darmstadt 1956.
- HEIMERICH, H.: Mannheim und die Neugliederung des Mittelwestdeutschen Raumes. — Mannheimer H., S. 5—12, 1 Abb., 6 Ktn.-Sk., 1956.
- HENNINGSSEN & L. JUNG: Steinheimer Hof bei Eltville (Rheingau). Gefahrenstufenkarte. 1:5000. — In: PINKOW, H., L. JUNG u. a.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumpforsch., Bonn, H. 29, Kte. 5, Bad Godesberg 1956.
- HENNINGSSEN & E. PINKOW: Steinheimer Hof bei Eltville (Rheingau). Bodenkarte I. 1:5000. — In: PINKOW, H., L. JUNG u. a.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumpforsch., Bonn, H. 29, Kte. 2, Bad Godesberg 1956.
- HENNINGSSEN & E. SCHÖNHALS: Steinheimer Hof bei Eltville (Rheingau). Bodenkarte II. 1:5000. — In: PINKOW, H., L. JUNG u. a.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei

- Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., Bonn, H. 29, Kte. 3, Bad Godesberg 1956.
- HENNINGSSEN & H. WEBER: Steinheimer Hof bei Eltville (Rheingau). Bodenschutzmaßnahmen. 1: 5000. — In: PINKOW, H., L. JUNG u. a.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., Bonn, H. 29, Kte. 6, Bad Godesberg 1956.
- HILTERMANN, H.: Micropaleontology. News reports: Germany. — Micropaleontology, 2, S. 194—196, New York 1956.
- HINZE, I.: Die Bergbaulandschaft des Schelder-Wald-Gebietes. — Diss., Frankfurt a. M. 1956.
- HOFMANN, H. H.: Unterfranken und Aschaffenburg mit den hennebergischen und hohenhohischen Ländern am Ende des Alten Reiches (1792). 1:300 000. — Histor. Atlas v. Bayern, T. Franken., (2), H. 1a, München 1956.
- HOLLÄNDER, K.: Die Bodenverhältnisse und ihre Veränderung durch Bodenerosion in einigen Gemarkungen Nordhessens. — 96 gez. Bl., Abb., graph. Darst., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.
- ILLIES, J.: Sieben Jahre Limnologischer Forschung an Fulda und Werra. — Mitt. Max-Planck-Ges. Förderung Wiss., 3, S. 157—166, 2 Ktn-Sk., Göttingen 1956.
- JORNS, W.: Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte des nördlichen Odenwaldes. II. Zur Urnenfelder-Kultur (1200—800 v. Chr.). — Der Odenwald, 3, S. 59—61, 3 Abb., Darmstadt 1956.
- KAHLERT, H.: Verbreitung und Rückgang des Weinbaues am Untermain. Eine wirtschaftsgeschichtliche Studie an acht Orten des Maintals. — Aschaffener Jb. Gesch., Landesk. u. Kunst Untermaingebietes, 3, S. 157—178, 1 Ktn-Sk., 3 Tab., 1956.
- KLAUSING, O.: Klimatisch-bodenkundliche Gliederung der natürlichen Eichen- und Buchenwälder in den deutschen Mittelgebirgen. Ein ökologischer Beitrag zum Klimaproblem. — Ber. deutsch. botan. Ges., 69, H. 1, S. 3—20, 1 Abb., 1 Tab., 1956.
- KNIES, H.: Mainz und Rheinhessen. Eine Bibliographie für die Jahre 1939—1954. — Mainzer Z. Mittelrhein. Jb. Archäologie, Kunst u. Gesch., 51, 160 S., Mainz 1956.
- KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Würzburger geogr. Arb., H. 3, IV + 155 S., 7 Taf., Würzburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956 = Mitt. geogr. Ges. Würzburg, 3, 1956.
- Morphogenetische Karte von Waldeck und Ostsauerland. (Ca. 1:80 000.) — In: KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Würzburger geogr. Arb., 3, Würzburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- Geologische Karte von Waldeck und Ostsauerland. (Ca. 1:300 000.) — In: KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Würzburger geogr. Arb., 3, Kte. 2, Würzburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- Isohypsen der wichtigsten Rumpfflächen (in Dekameter) und jüngere Tektonik am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. (Ca. 1:300 000.) — In: KÖRBER, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Würzburger geogr. Arb., 3, Kte. 3, Würzburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. II. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., 3/4, S. 101—113, 5 Abb., 5 Tab., 1956.
- KREUTZ, W., K. SCHUBACH u. a.: Untersuchungen über die geländeklimatischen Verhältnisse der Gemarkung Dieburg und über Wind- und Temperaturverhältnisse in den Gemarkungen Hausen und Langenseifen im Untertaunuskreis mit der Zielsetzung ihrer Verbesserung durch Windschutzanlagen. Gutachten der Agrarmeteorologischen Versuchs- und Beratungsstelle in Gießen. — Arch. Raumforsch. in Hessen (1955), 45 S., Tab., Prof., graph. Darst., zahlr. Ktn., Wiesbaden 1956.
- KÜNANZ, H.: Landschaftsschutzgebiet „Hoher Vogelsberg“. Grundlagen und Aufgaben des Natur- und Landschaftsschutzes im Hohen Vogelsberg. — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, 3, 118 S., Abb., Darmstadt 1956.

- KUPFRIAN, U.: Die Beseitigung und Reinigung der Abwässer von Wiesbaden. — 65, 8,4 gez. Bl. (Maschinenschr.), Diss., Frankfurt a. M. 1956.
- LEBER, L.: Bestimmung des Keimgehaltes und Colititers im Flußlauf der „Wetter“. Unter besonderer Berücksichtigung der Verschmutzung des Flusses durch vorwiegend landwirtschaftliche und städtische Abwässer. — 32 S., Diss., Gießen 1956.
- LEHMANN, W. K.: Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefern. — Der Aufschluß, Sonderh., 3, 1956.
- LINCKE, H. & E. BRAUNS, Bibliographie des Schrifttums über Kurhessen 1955. Unter Mitarbeit von D. GROSSMANN, B. MARTIN u. a. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., 67, S. 284—302, 1956.
- LIPSER, H.: Der Wald in der Offenbacher Landschaft. — In: Stadt- u. Landkreis Offenbach. Stud. u. Forsch., Beih., 2, S. 33—41, 6 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1956.
- LÖBER, K.: Der Dillkreis. — Heimat-Adreßbuch Dillkreis, S. I/19—I/32, Köln 1956.
- LODEMANN, W.: Die Südspitze des Odenwaldes. Stratigraphie und Tektonik am Rheintalgrabenrand. — 138 gez. Bl., 14 Taf., (Maschinenschr.), Diss., Heidelberg 1956.
- LÖFFLER, A.: Der Eisenerzbergbau in Nordrhein-Westfalen. — Stat. Rdsch. Land Nordrhein.-Westf., 8, S. 101—102, 4 Tab., 1956.
- LOTZE, F.: Notizen zur Aktuo-Geologie. 67. Bericht: Januar und Februar 1956. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., H. 4/5, S. 249—254, Stuttgart 1956. [Rheinhochwasser]
- Notizen zur Aktuo-Geologie. 75. Bericht: 16. Juni bis 31. Juli 1956. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., H. 9, S. 443—448, Stuttgart 1956. [Hochwasser der Fulda und Werra]
- Notizen zur Aktuo-Geologie. 77. Bericht: 1. August bis 15. Oktober 1956. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., H. 11, S. 536—543, Stuttgart 1956. [Erdbeben im Oberrheintalgraben und Mittelrhein]
- LUCAS, O.: Die Sauerland-Höhenstraße Hagen-Siegen-Gießen. Projekt und Begründung. — Verkehr u. Industrie i. Sauerland = Spieker Landes. Beitr. u. Ber., S. 3—21, Ktn.-Sk., 1 Ktn.-Sk. a. Taf., Münster/Westf. 1956.
- LUDWIG, W.: Über Binsen (Juncaceae) und Wegerich-Gewächse (Plantaginaceae) an den Salzstellen der Wetterau. — Jb. Nassau. Ver. Naturk., 92 (1955), S. 6—26, 1 Tab., Wiesbaden 1956.
- Über einige Belege aus dem Herbar Schopbach. — Hess. florist. Briefe, 5 (55), Offenbach a. M.-Bürgel 1956.
- MANTE, W.: Der Obstbau in der Bauernwirtschaft, dargestellt an den Verhältnissen in 50 Betrieben des Kreises Erbach. — Schr.-R. Inst. Obstbau Techn. Univ. Berlin, 44 S., Tab., Berlin-Charlottenburg 1956.
- MARTIN, B.: Das frühere Fürstentum Waldeck. — Nordhessen-Kurhessen-Waldeck-Fulda, S. 38—42, Abb., Oldenburg (Oldb.) 1956.
- MENNE, P.: Die potentielle Differenzierung zwischen der Großraum-Metropole Frankfurt a. M. und Mannheim (-Ludwigshafen) als Zentrale des Mittelraumes Kurpfalz. — 50 S., zahlr. Tab., 19 Ktn., 1956.
- MEYER, H.-K.: Der Landschaftswandel in den Braunkohlengebieten von Borken und Frielendorf unter besonderer Berücksichtigung der Rekultivierung. — Diss., Marburg 1956.
- MIRSCH, R.: Die bekanntesten Fossilien des mitteldeutschen Kupferschiefers. — Der Aufschluß, 7, S. 195—197, 6 Abb., Heidelberg 1956.
- MITTERMAIER, F. P.: Friedberg-Ilbenstadt-Mainz. Ein Beitrag zur Verfassungsgeschichte des Praemonstratenserchorherrenstiftes Ober-Ilbenstadt in der Wetterau. — Wetterauer Geschichtsbl., 5, S. 87—113, 1956.
- MOHR, K.: Bodengüte des Ackerlandes in Rheinland-Pfalz. — In: MOHR, K.: Die soziale Sicherung bäuerlicher Familien im Landkreis Landau/Pfalz. — Einzelber. d. Landvolksabt. d. DLG Frankfurt a. M. im Rahmen d. Gesamtuntersuchung 1954/55, Bonn (Forschungsges. Agrarpolitik u. Agrarsoziologie e. V.) 1956.
- MORGEN, H.: Bundesrepublik Deutschland, Bodenklimazahlen (ca. 1:2800000). — In: MORGEN, H.: Die Bodenklimazahlen und ihre Bedeutung für Raumforschung und Landesplanung, S. 386. — Inf. Inst. Raumforsch., 15, 1956.

- MÜHLEN, W. v. z.: Hessische Senke. Tektonische Skizze mit seismischem Lageplan und Bouguer-Isogrammen (ca. 1:2500000). — In: MÜHLEN, W. v. z.: Ergebnisse der „Steinbruch-Seismik“ im Siegerland, Kraichgau und in Hessen/Unterfranken. — Geol. Jb., **71**, S. 577, 1956.
- MÜLLER, A. v.: Über die Bodenwasser-Bewegung unter einigen Grünland-Gesellschaften des mittleren Wesertales und seiner Randgebiete. — 85 S., 16 Abb. a. 4 Taf., Tab., 1 Kte., graph. Darst., zahlr. Prof. u. Tab., Stolzenau/Weser (Bundesanst. Vegetationskartierg.) 1956 = Diss., Göttingen 1956.
- MÜLLER, J.: Heimatbuch der Gemeinde Klein-Umstadt. — 108 S., 1 Taf., Tab., Klein-Umstadt 1956.
- MÜNZING, K.: Geologische Beobachtungen im Pfälzerwald. — Pfälz. Heimat, **7**, S. 14—16, Speyer 1956.
- NAHRGANG, K.: Altmainläufe und vorgeschichtliche Fundplätze (ca. 1:80000). — In: NAHRGANG, K.: Großbauheim im Frühlicht der Geschichte. — Großbauheim, 806—1956, Heimatbuch, Frankfurt a. M. (Kramer) 1956.
- NICOLAI, H.: Staat, Behörden und Beamte in Waldeck 1814—1868. — Geschichtsbl. Waldeck, **48**, 133 S., Kassel (Hof- u. Waisenhaus-Buchdr.) 1956.
- NIEMEYER, W.: Die Lage des vorgeschichtlichen Friedhofs von Kassel-Wehlheiden. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., **67**, S. 203—206, 1956.
- NIESMANN, K.: Untersuchungen über die Wirkungen des Bodenabtrags auf einem Betriebe im östlichen Sauerland. — 61 gez. Bl. mit Abb., Ktn-Sk., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.
- NORRMANN, G. PH. H.: Das Fürstentum Nassau-Siegen um 1786. — Siegerland, **33**, S. 98—106, 1 Kte., Siegen 1956.
- ORTH, B.: Die Grundlagen und die Entwicklungsmöglichkeiten des Zuckerrübenanbaues und der Zuckerindustrie in Rheinhessen und in der Pfalz. — Diss., Stuttgart-Hohenheim 1956.
- PAULUS, J.: Das Wassernetz im Schwalmtal von Zella bis Treysa. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., **67**, S. 119—129, 1 Kte., 1956.
- PERST, O.: Eschwege, Speyer und das Reich. Zur Geschichte von Reichsgut und Cyriakus-Abtei Eschwege. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., **67**, S. 76—97, 1956.
- PFEIFFER, H. H.: Pflanzensoziologische Untersuchungen an den Wacholdertriften und -hainen des Werratales. — Phyt. Ann. rei botanicae, **8**, S. 264—274, 2 Tab., 1955/56.
- PICKEL, W.: Über die geologischen Verhältnisse im Kasseler Raum und ihre technisch-wissenschaftliche Bedeutung. — Heimatjb. Kreis Kassel, **7**, S. 57—60, 1 Ktn-Sk., 1956.
- PINKOW, H., L. JUNG u. a.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch. Bonn, **29**, 24 S., 4 gez. S., 4 Abb., Tab., 5 graph. Darst., 1 Ktn-Sk., 6 Taf., Bad Godesberg 1956.
- PRALLE, L.: Das frühere Fürstbistum Fulda. — Nordhessen-Kurhessen-Waldeck-Fulda, S. 46—53, Abb., Oldenburg (Oldb.) 1956.
- PREUSSE, H.-U.: Untersuchungen über die Bildung und Eigenschaften der Tonkolloide des Bodens in Abhängigkeit von den örtlichen Bedingungen. — 55, VI gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.
- PRZIBRAM, K.: Zur Kenntnis des farbigen Steinsalzes aus dem Werra-Gebiet. — Anz. österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., **93**, S. 73—74, 1956.
- RAACK, W., P. SCHORN u. a.: Jahrbuch des Deutschen Bergbaus. Ein Führer durch die bergbaulichen Unternehmen der Bundesrepublik und der mit dem Bergbau verbundenen Behörden und Organisationen, ferner d. Kohlenhandel, d. Binnenschifffahrt, d. Bergbauzulieferungsindustrie und d. Europ. Gemeinschaft f. Kohle und Stahl. — **33**, 1406 S., Tab., 1 Ktn-Sk., Ktn-Sk. a. Taf., Essen (Verl. Glückauf) 1956.
- RECKNAGEL, R.: Karlshafen. Fragment einer städtebaulichen Portalanlage um 1700. — 80 gez. Bl., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Hannover 1956.
- REIN, U.: Pollenanalytisch-stratigraphische Untersuchungen an mittel- und jungtertiären Braunkohlenlagerstätten in Mitteleuropa. — Paläont. Z., **30**, S. 19, Stuttgart 1956.

- RODE, K.: Lahnggebiet Limburg-Gießen. Übersicht der Gesteinsverbreitung. (Ca. 1:200 000). — In: RODE, K.: Die Bodenschätze in der Umgebung der mittleren Lahn und ihre Bedeutung für den Ausbau des Flusses als Wasserstraße (zwischen Limburg und Gießen), Taf. 1, Wetzlar 1956.
- RÖDER, D.: Der Siegen-Südeifeler Hauptsattel zwischen Lieser und Üss. (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge.) — Diss., Frankfurt a. M. 1956.
- ROHMER, W.: Die Bodenverhältnisse in der Gemarkung Schloßborn und ihre Veränderung durch Bodenerosion. — 101 gez. Bl., Abb., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.
- RUTTE, E.: Exkursion in die Rhön am 16. September 1955. — Z. deutsch. geol. Ges., 108, S. 86—87, 2 Abb., Hannover 1956.
- SABANEFF, P.: Über das Zooplankton der Weser. — Ber. limnolog. Flußstation Freudenthal, 7, S. 28—42, 1 Kte., 2 Tab., 1956.
- SANDNER, G.: Geologische Übersichtskarte (Kellerwald). (Ca. 1:300 000.) — In: SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umrahmung. Eine geomorphologische Untersuchung. — Marburger geogr. Schr., 4, S. 178, Abb. 58, Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- Das relative Gefälle der Kellerwaldbäche. (Ca. 1:250 000.) — In: SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umrahmung. Eine geomorphologische Untersuchung. — Marburger geogr. Schr., 4, S. 22, Abb. 5, Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- Die Reste der Rumpfflächen im Kellerwald. (Ca. 1:250 000.) — In: SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umrahmung. Eine geomorphologische Untersuchung. — Marburger geogr. Schr., 4, S. 59, Abb. 21, Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1956.
- Die Landschaftsformen des Kellerwaldes und ihre Entstehung. — Hess. Heimat, 5, S. 8—10, 2 Abb., 1 Ktn.-Sk., Melsungen 1955/56.
- Differenziertheit des Reliefs zwischen Main und Weser. (Ca. 1:600 000.) — In: SANDNER, G.: Eine morphographische Gliederung Hessens. — Ber. deutsch. Landeskr., 17, Kte. 1, 1956.
- Morphographische Gliederung Hessens. (Ca. 1:700 000.) — In: SANDNER, G.: Eine morphographische Gliederung Hessens. — Ber. deutsch. Landeskr., 17, Kte. 3, 1956.
- Maximale Relativhöhe benachbarter Formen zwischen Main und Weser. (Ca. 1:600 000.) — In: SANDNER, G.: Eine morphographische Gliederung Hessens. — Ber. deutsch. Landeskr., 17, 1956.
- SCHARLAU, K.: Planerische Gesichtspunkte bei der Anlage der Hugenottensiedlungen in Hessen-Kassel. — Hist. Raumborsch., 1, S. 100—130, 10 Pl., Bremen-Horn 1956.
- SCHIRMER, H.: Großmaßstäbige Niederschlagskarten von Niedersachsen als Grundlage für Verwaltung und Planung. — N. Arch. Niedersachsen, 8 (13), S. 27—30, Bremen-Horn (Dorn) 1955/56.
- SCHLOSSER, M.: Genossenschaften in der Grafschaft Ysenburg vom 16. bis zum 19. Jahrhundert. Studien zum Verhalten benachteiligter und gefährdeter sozialer Gruppen. — XIV, 217 S., 3 Abb., Kallmünz (Laßleben) 1956.
- SCHMID, J.: Die Frosthebung. — Die Umschau, 56, H. 6, S. 177—180, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1956. [Meßstellen im Rheingau-Taunus]
- SCHMIDT, HERM.: Orthocone Cephalopoden aus dem deutschen Unterkarbon. — Paläont. Z., 30, S. 41—68, 4 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1956.
- SCHMITZ, W.: Verbreitung der kalkhaltigen Böden im Fulda-Edergebiet. (Ca. 1:500 000.) — In: SCHMITZ, W.: Der Mineralgehalt der Oberflächengewässer des Fulda-Eder-Flußgebietes. — Ber. limnol. Flußstation Freudenthal, 7, 1956.
- Verbreitung der Zechstein-Formation im Fulda-Edergebiet. (Ca. 1:500 000.) — In: SCHMITZ, W.: Der Mineralgehalt der Oberflächengewässer des Fulda-Eder-Flußgebietes. — Ber. limnol. Flußstation Freudenthal, 7, Kte. 6, 1956.
- SCHNEIDER, H. D.: Rezente und pleistozäne Schuttbildung im Taunus. Eine analytisch-morphogenetische Untersuchung. — Diss., Mainz 1956.
- SCHNEIDER, K.-H.: Untersuchungen typischer Bodenprofile der Pfalz. — 103 gez. Bl., Ktn.-Sk., graph. Darst., Abb., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.

- SCHNELLBACHER, E.: Mundart und Landschaft des östlichen Taunus. — Diss., Marburg 1956.
- SCHÖNHALS, E.: Bodenkundliche Übersichtskarte 1:100000. — In: Vorarbeiten f. d. Kreisentwicklungsplan Dillkreis, H. 1, S. 101, Dillenburg (Kreisausschuß) 1956.
- SCHOPPA, H.: Das fränkische Gräberfeld von Hochheim/Main-Taunus-Kreis. — Nassau. Heimatbl., 46, S. 41—50, 15 Taf., Wiesbaden 1956.
- SCHRADER, W.: Die wiedererstehende Groß-Stadt Kassel. Veränderungen der Erscheinungsform und des Wirkungsbereichs, gezeigt am Vergleich von Vor- und Nachkriegssituation. — 258 gez. Bl., (Maschinenschr.), Diss., Marburg 1956.
- SCHÜSSLER, W.: Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau und die Grünberger Kohle im Spiegel pollenanalytischer Untersuchungen. — 88 gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Berlin (Freie Universität) 1956.
- SCHWARZMANN, S.: Über Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkanen des Ober-Weser-Fulda-Gebietes. — Diss., Göttingen 1956.
- SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 17, 47 S., 7 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1956.
- SPÜHLER, L.: Pfälzisches Erdöl. — Pfälz. Heimat, 7, S. 55—59, Speyer 1956.
- Die geologische Literatur der Rheinpfalz nach 1945. — Pfälz. Heimat, 7, S. 163—164, Speyer 1956.
- STAMS, M.: Die stadtnahen Waldflächen um einige deutsche Großstädte. — Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, math.-naturwiss. R., 5, S. 631—640, 6 Ktn.-Sk., 5 Tab., Leipzig 1955/56 [Frankfurt a. M. u. a.]
- STRUVE, W.: *Spinatrypa kelusiana* n. sp., eine Zeitmarke im Rheinischen Mittel-Devon (Brachiopoda). — Senckenberg. leth., 37, S. 383—409, 7 Abb., 3 Taf., Frankfurt a. M. 1956.
- STÜMPEL, B.: Spätlatènekeramik in Rheinhessen. Eine Untersuchung zur Wangionenfrage. — 145 gez. Bl., (Maschinenschr.), Diss., Mainz 1956.
- TATGE, U.: Der Momberger Graben und Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. — 169 gez. Bl., graph. Darst., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Marburg 1956.
- THEWS, J.-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär. — Diss., Mainz 1956.
- TOPP, M.: Agrargeographie von Ingelheim. — 205 S., zahlr. Abb., 5 Ktn., 24 Tab., (Maschinenschr.), Diss., Mainz 1956.
- UBBELOHDE, E.: Die kurhessische Land- und Forstwirtschaft. — Nordhessen-Kurhessen-Waldeck-Fulda, S. 94—107, Abb., Oldenburg (Oldb.) 1956.
- UHLIG, S.: Die Bodenfeuchte in der Bundesrepublik im Vegetationsjahr 1955. — Bayer. landwirtsch. Jb., 33, S. 499—502, 1 graph. Darst., 1956.
- VANSELOW, K.: Die Geschichte der Forsternrichtung in den bayerischen Staatswäldungen im Spessart. — Aschaffener Jb. Gesch., Landesk. u. Kunst Unterraingebietes, 3, S. 179—206, 1956.
- VIGENER, W.: Bergbau und Industrie in Nordhessen. — Nordhessen-Kurhessen-Waldeck-Fulda, S. 121—203, Abb., Taf., Tab., Oldenburg (Oldb.) 1956.
- VOLKHEIMER, W.: Biostratigraphische und feinstratigraphische Untersuchungen im höheren Mitteldevon des Sauerlandes. — 115 gez. Bl., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Münster 1956.
- WAGNER, G.: Comitatus in Hessen. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., 67, S. 39—75, 5 Ktn., 1 Deckbl., 1956.
- WALTER, G.: Untersuchungen über die Einsickerung bei Ackerböden im Hinblick auf die Bodenerosion. — 137 gez. Bl., graph. Darst., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1956.
- WEDEPOHL, K. H.: Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 10, S. 69—148, 1956. [Bleigehalt der Süßwassertone in Großalmerode]
- WEILER, H.: Über einen Fund von Dinoflagellaten, Coccolithophoriden und Hystrichosphaerideen im Tertiär des Rheintales. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 104, S. 129—147, 18 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1956.

- WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **15**, 156 S., 41 Abb., 7 Taf., 7 Tab., Wiesbaden 1956.
- WINTERWERBER, P.: Die geschichtliche Entwicklung der Flurverfassung und der Grundbesitzverhältnisse im Kreis St. Goarshausen. — Diss., Stuttgart-Hohenheim 1956.
- WOLFAHRT, R.: *Productella (Productella?) plexa* n. sp. (Brachiopoda) aus dem Eifelium der Eifel. — Senckenberg. leth., **37**, S. 487—507, 3 Abb., 3 Taf., Frankfurt a. M. 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodontenchronologie des Devons vom Unterems bis zum Untergivet. — 207 gez. Bl., Abb., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Marburg 1956.
- Atomforschungszentren. (Bundesrepublik Deutschland.) — In: Leistung u. Erfolg 1956, Presse- u. Informationsamt Bundesreg., Bonn 1956.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch: Maingebiet (m. Anh.: Bayer. Elbegebiet), Abflußjahr 1955. — 64 S., zahlr. Abb., 1 Kte., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1956.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Bundesrepublik 1954. — 223 S., Tab., 5 Taf., Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd.) 1956.
- Die deutschen Rheinbrücken einschließlich der Brücken an der französischen und Schweizer Grenze. — 55 S., Köln (Stahlbau-Verl.) 1956.
- Die deutschen Großlandschaften. — In: FINDEISEN, CH. & G. FINDEISEN: Physische Geographie von Deutschland, S. 8, Abb. 1, Berlin (VEB deutsch. Verl.) 1956.
- Das Fürstentum Aschaffenburg. — In: Die Wirtschaft am bayerischen Untermain, Aschaffenburg (Industrie- u. Handelskammer) 1956.
- Geologische Übersichtskarte des Dillkreises. — In: Vorarbeiten f. d. Kreisentwicklungsplan Dillkreis, H. 1, S. 101, 1 Kte., Dillenburg (Kreisauschuß) 1956.
- Großschiffahrtsstraße Rhein-Main-Donau. Stand vom Mai 1956. (Ca. 1:1 000 000). — In: Rhein-Main-Donau AG., München. Kurzber. über d. Rhein-Main-Donau Großschiffahrtsstraße. Stand vom Mai 1956, München 1956.
- Heimatbuch für Stadt und Kreis Offenbach. — 171 S., zahlr. Zeichngn., 3 Ktn., 1 Tab., Frankfurt a. M. (Diesterweg) 1956.
- Hessen. Gemeindliche Abwasserbeseitigung (Niederschlag und Schmutzwasser). 1:600 000. Bearb.: Hess. Min., Landesplanung. — In: Deutscher Planungsatlas, Bd. Hessen, Wiesbaden 1956.
- Hydrographische Bibliographie. — Deutsch. hydrograph. Z., **9**, 1956.
- Unser Kahlgrund 1956. Heimatjahrbuch für den Landkreis Alzenau. — Arbeitsgem. Heimatforsch. Heimatpflege Landkr. Alzenau, Alzenau (Landrat Kreis. Alzenau) 1956.
- Die Lahntalsperre. Ein Sammelbericht in sieben Abschnitten. — Wittgenstein, **44**, 20, S. 159—183, 1 Ktn.-Sk., 3 Tab., 1 Abb. a. Taf., 1956.
- Naturschutzgebiete. Deutschland. (Ca. 1:5 000 000.) — In: Atlas d. Natuurréservaten. — Internationale Unie voor Natuurbescherming, Amsterdam, Brüssel 1956.
- Oberwesterwald: Lagerstätten und geologische Übersicht über die Böden (2 Ktn. 1:200 000). — In: Das Notstandsgebiet Oberwesterwald. Natürliche Grundlagen, Bevölkerung und Agrarstruktur. Denkschr. d. Landesplanungsbehörde, Mainz 1956.
- Statistische Mitteilungen der Bergbehörden der Bundesrepublik Deutschland für das Jahr 1955. — 21, 24, 36, 5, 7 S., Tab., Clausthal-Zellerfeld 1956.
- Das Weser-Hochwasser im Juli 1956. Höchstes Sommerhochwasser seit 1871. — Die Weser, **30**, S. 97—99, 1 Abb., 3 Tab., 1 graph. Darst., 1956.

Nachtrag aus dem Jahre 1957

- ACHENBACH, K. H.: Neuer Beitrag zur Wüstungsforschung. Wüstungen Nieder- und Obermorbach in den Gemarkungen von Nieder- und Oberweidbach. — Hinterländer Geschichtsbl. Biedenkopf, **37**, S. 6—7, 3 Ktn.-Sk., 1957.
- AHRENS, W.: Exkursion im südwestlichen Westerwald. — Fortschr. Miner., **35**, S. 109 bis 116, 1957.

- ALFUTH, W.: Eine Studie über die Temperaturverhältnisse in Frankfurt am Main und Hamburg. — Ber. meteorol.-geophys. Inst. Frankfurt a. M., **6**, S. 13—17, Tab., Frankfurt a. M. 1957.
- BECKSMANN, E.: 50 Jahre Forschung um den *Homo heidelbergensis*. — Ruperto Carola. Mitt. Ver. Freunde Studentensch. Univ. Heidelberg, **9**, 22, Heidelberg 1957.
- BERGER, D.: Alte Wege und Straßen zwischen Mosel, Rhein und Fulda. Ein Versuch. — Rhein. Vjbl., **22**, H. 1/4, S. 176—191, 1 Ktn-Sk., 1957.
- BERGSTRÄSSER, L.: Zeugnisse zur Entstehungsgeschichte des Landes Hessen. — Vjh. f. Zeitgesch., S. 397—416, 1957.
- BEUG, H.-J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge. Fichtelgebirge, Harz und Rhön. — 57 gez. Bl., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1957.
- BIEH, H.: Der Taunus. Das Bild einer Landschaft. — Deutsch. Landschaft, **2**, 169 S., zahlr. Abb., Tab., 1 Ktn-Sk., Essen (Burkhard-Verl. E. Heyer) 1957.
- BÖCKH, E.: Sedimentation und Krustenbewegungen im Oberen Buntsandstein zwischen Neckar und Main. — III, 86 gez. Bl., (Maschinenschr.), Diss., Heidelberg 1957.
- BORELLY, W.: Mannheimer Brücken und der Wiederaufbau der Jungbuschbrücke. — Mannheimer H., **2**, S. 2—7, 3 Abb., 1 schemat. Darst., 1957.
- BORN, M.: Siedlungsentwicklung am Osthang des Westerwaldes. — Marburger geogr. Schr., H. 8, 205 S., 3 Abb., 2 Ktn., Diss., Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1957.
- Neue Ergebnisse und Aufgaben der hessischen Wüstungsforschung. Dargelegt am Beispiel der Wüstung Sternrode (Kreis Lauterbach). — Hess. Jb. Landesgesch., **7**, S. 12 bis 23, 1 Ktn-Sk., 1957.
- BORNKAMM, R.: Zusammensetzung, Standortsbedingungen und Wasserhaushalt von Trespens-Halbtrockenrasen im oberen Leinegebiet. — Diss., Göttingen 1957.
- BRAUN, W.: Weitere seltene Flurnamen aus der Wetterau. — Wetterauer Geschichtsbl., **6**, S. 32—38, Friedberg 1957.
- BREDDIN, H.: Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen (Rheinisches Schiefergebirge). — Decheniana, **110**, H. 2, S. 289—350, 8 Abb., versch. Tab., 5 Taf., Bonn 1957.
- BRUNNACKER, K.: Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, **34**, 95 S., 11 Abb., 3 Tab., 2 Taf., München 1957.
- BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Festschr. 31. Deutsch. Geographentag 1957, Würzburg. geogr. Arbeit., H. 4/5, S. 5—46, 6 Abb., Würzburg 1957.
- BÜSCHENFELD, H.: Höchst, die Stadt der Farbwerke. — 137 S., Abb., Ktn-Sk., mehr. Bl. Abb., Diss., Frankfurt a. M. 1957.
- CHATTERJEE, N. D.: Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. — 43, VI gez. Bl., 2 Ktn., 15 Abb., 8 Diagr., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1957.
- DEBOR, H. W.: Geschichte des hessischen Obstbaus. — 111 S. (Maschinenschr.), Michelstadt i. Odw. 1957.
- DEISS, A.: Aus der Geschichte des Amtes Gieselwerder/Sababurg. — Heimatjb. Krs. Hofgeismar, S. 66—72, 1 Abb., 1 Kte., 1957.
- DOMKE, H.: Alter Berg und feuchtes Tal. Herbstliche Lahnwanderung. — 260 S., zahlr. Abb., 12 Taf., München (Prestel-Verl.) 1957.
- ELBORG, A.: Geologie des Bauersberges bei Bischofsheim vor der Rhön. Ein Beitrag zum Vulkanismus der Rhön. — 129 gez. Bl., Abb., Ktn-Sk., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Freiburg i. Br. 1957.
- FABIAN, H.-J.: Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. — Geol. Jb., **73**, S. 127—134, 3 Abb., Hannover 1957.
- FÖRSTER, K.: Die Rhein-Main-Donau-Großschiffahrtsstraße in der Raumplanung. — Raumforsch. u. Landespl., Beitr. z. regionalen Aufbaupl. in Bayern, 18 S., 4 Ktn-Sk., 3 graph. Darst., München 1957.
- FUHS, A.: Ein Beitrag zur Methodik der Kellerforschung. Studium zur Topographie Gelnhausens. — Hess. Jb. Landesgesch., **7**, S. 165—198, 2 schemat. Darst., 2 Taf., 1957.

- GAETTENS, R.: Das Geld- und Münzwesen der Abtei Fulda im Hochmittelalter. Unter Auswertung der Münzen als Quellen der Geschichte und Kunstgeschichte, der Wirtschaftsgeschichte und des Staatsrechts. — Veröff. Fuldaer Geschichtsver., **34**, 224 S., 32 Bl. Abb., 2 Ktn., Fulda (Parzeller) 1957.
- GEISTHARDT, F.: Landesherrliche Eisenindustrie im Taunus. — Nassau. Ann., **68**, S. 156 bis 174, 1957.
- GENSICKE, H.: Gottfried von Beselich. Untersuchungen über die Anfänge der Klöster Altenberg (Kr. Wetzlar), Walsdorf (Untertaunuskra.) und Beselich (Dietkirchen, Kr. Limburg). — Nassau. Ann., **68**, S. 33—40, 1957.
— Der Name Westerwald. — Nassau. Ann., **68**, S. 262—270, 1957.
- GLANZNER, W.: Zur Kenntnis der Vegetation des Naturschutzgebietes „Steiner Wald“. Standortsklima und Vegetationsgliederung am Melibokus (südlich Darmstadt). — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt, **4**, 89 S., Abb., Darmstadt 1957.
- GRÜNEBERG, F.-H.: Die Phosphatsorption an den Kolloiden typischer hessischer Bodenprofile. — 137 gez. Bl., zahlr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1957.
- HAFEMANN, D., W. v. PFEFFER u. a.: Beiträge zur vor- und frühgeschichtlichen Besiedlung der Finther Gemarkung. — Mainzer Z., **52**, S. 83—102, zahlr. Abb., 2 Ktn.-Sk., 1957.
- HAFEMANN, D.: Beiträge zur historischen Geographie des nördlichen Rheinhessen. — Mittbl. rheinhess. Landesk., **6**, S. 37—44, 1957.
- HAFFER, J.: Der Schloß-Bau früh-heterodonter Lamellibranchiaten aus dem rheinischen Devon. — 130 gez. Bl., 68 Abb., 1 Anl., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1957.
- HEIDELBACH, P.: Kassel. Ein Jahrtausend hessischer Stadtkultur. — 334 S., zahlr. Abb., Pl., Kassel, Basel (Bärenreiter-Verl.) 1957.
- HEIL, R.: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße und der Abbruch zum Rheintalgraben. — 103, XVI gez. Bl., Abb., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Darmstadt 1957.
- HERRMANN, F.-R.: Die handkeramische Siedlung im Stadtgebiet von Friedberg. — Wetterauer Geschichtsbl., **6**, S. 1—13, zahlr. Abb., 1 Ktn.-Sk., Friedberg 1957.
- HESSE, R.: Betriebs- und Wirtschaftsverhältnisse der ländlichen Trinkwasserversorgung. Erkenntnisse und Folgerungen aus einem Modellversuch im Unterwesterwaldkreis in Rheinland-Pfalz. — Gas- u. Wasserf., **98**, S. 32—35, 1957.
- HETZEL, W.: Die Wirtschaft Unterfrankens. — Geogr. Rdsch., **9**, S. 264—274, 2 Tab., 8 Abb., 2 Ktn.-Sk., 1957.
- HEYMANN, K.: Vor- und frühgeschichtliche Eisenindustrie im Lahn-Dill-Gebiet. Bericht über die Untersuchungen im Sommer 1955. — Nassau. Heimatbl., **47**, S. 10—23, 1 Abb., 1 Kte., 3 Prof., Wiesbaden 1957.
- HILTFERMANN, H.: RUDOLF RICHTER 1881—1957. — Micropaleontology, **3**, S. 192, 1 Abb., New York 1957.
— Annotated bibliography of micropaleontology in Germany for 1956. — Micropaleontology, **3**, S. 399—406, New York 1957.
— Micropaleontology. News reports: Germany. — Micropaleontology, **3**, S. 296, New York 1957.
- HOEPPENER, R.: Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde. — Geol. Rdsch., **46**, H. 2, S. 318—348, 10 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1957.
- HOEPPENER, R. & W. BERTHER: Tektonik und Lagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge. — Forsch. Ber. Wirtschafts- u. Verkehrsmin. Nordrh.-Westf. Nr. 337, 66 S., Abb., Prof., schemat. Darst., Köln, Opladen (Westdeutsche. Verl.) 1957.
- HOSS, H.: Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. — Diss., Göttingen 1957.
- INAL, T.: Untersuchungen des Abwassers in der Kläranlage der Stadt Gießen auf das Vorkommen von Salmonellen. — Diss., Gießen 1957.
- JUNG, D.: Untersuchungen am Tholeyit von Tholey/Saar. — 56, XVII gez. Bl., zahlr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., Freiburg i. Br. 1957.
- KERN, H.: Die Niederschlagsverhältnisse beim Mainhochwasser im Juli 1954. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **1**, S. 2—5, 2 Ktn.-Sk., 1 graph. Darst., 1 Tab., 1957.

- Die Niederschlagsmengen in Bayern seit 1881 in ihrem Verhalten zum Mittel 1901-1950. — Meteorol. Rdsch., **10**, S. 31—35, Tab., graph. Darst., 1 Ktn-Sk., 1957.
- KEYSER, E.: Hessisches Städtebuch. — Deutsch. Städteb. Handb. städt. Gesch., **4**, 478 S., 1 Ktn-Sk., Stuttgart (Kohlhammer) 1957.
- KIESSLING, R.: Die Fuldische Mark. Werden und Vergehen eines klösterlichen Besitztums. — Büdinger Geschichtsbl., **1**, S. 51—58, 1957.
- KIRCHHEIMER, F.: Bericht über das Vorkommen von Uran in Baden-Württemberg. — Abh. geol. L.-Amt Baden Württemberg, **2**, S. 1—127, 6 Taf., 12 Abb., 1 Kte., Freiburg i. Br. 1957.
- KLAUSE, K.: Die Pfälzer Tone des Hettenleidelheim-Eisenberger Beckens. — Keram. Z., **9**, S. 632—634, 4 Abb., 1957.
- KLAUSING, O.: Standortsklima und Vegetationsgliederung am Melibokus (südlich Darmstadt). — In: GLANZNER, W.: Zur Kenntnis der Vegetation des Naturschutzgebietes „Steiner Wald“. — Darmstadt 1957.
- KLEIN, P.: Vorarbeiten für den Kreisentwicklungsplan Oberlahnkreis. — Studien Bezirkspl.-Stelle Reg.-Präs. Wiesbaden, H. 1, 90 S., zahlr. Tab., 15 Ktn-Sk., 1 Taf., (Maschinenschr.), Weilburg 1957.
- KLÖPPER, R.: Landkreis und Stadt Ludwigshafen a. Rh., Regierungsbezirk Pfalz. — D. Landkr. in Rheinl.-Pfalz, **2**, 215 S., 10 Taf., 9 graph. Darst., 37 Ktn., Speyer (Verl. d. Zehnerschen Buchdr.) 1957.
- Wirtschaftsräumliche Einheiten am Mittelrhein zwischen Eifel und Westerwald. — Deutsch. Geographentag Hamburg 1.—5. 8. 1955, Tagesber. u. wiss. Abh., S. 288 bis 293, 2 Taf., Wiesbaden 1957.
- KLÖTZER, W.: Die Rheingauer Freiheit. — Nassau. Ann., **68**, S. 41—57, 1 Kte., 1957.
- KNAPE, H.: Zur Tektonik der Ohmgebirgsgrabenzone im Bereich des „Thomas-Münzer-Schachtes“ bei Holungen. — In: Beiträge zur Tektonik des Thüringer Beckens II. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol. u. Biol., Nr. 10 (1955), S. 49—85, 3 Taf., 23 Abb., Berlin (Akademie-Verlag) 1957 = Abh. Geotektonik Nr. 10, 85 S., 5 Taf., Berlin (Akademie-Verlag) 1957.
- KNÖPP, H.: Die heutige biologische Gliederung des Rheinstroms zwischen Basel und Emmerich. — Deutsch. gewässerl. Mitt., **1**, S. 56—63, 4 graph. Darst., 2 Tab., 1957.
- KNÖPPLER, G.: Untersuchungen über das Vorkommen von Magen- und Darmparasiten und Lungenwürmern bei Ziegen im Raume Limburg/Lahn. — Diss., Gießen 1957.
- KOGGE, K.: Planung zweckmäßiger Betriebsgrößen und -typen bäuerlicher Familienwirtschaften unter wechselnden natürlichen Standortbedingungen in Hessen. — Diss., Gießen 1957.
- KOHL, E.: Uranhaltige Kohle im Buntsandstein von Wrexen (Waldeck). — Erzmetall, **X**, H. 1, S. 44, 1957.
- KORN, K.: Der Rheingau. — 47 S., S. 11—47 Abb., Königstein i. Ts. (Langewische-Bücherei) 1957.
- KOSOG, H.: Die Bevölkerungsbewegung des Kreises Alsfeld während dreier Jahrhunderte. — Mitt. Gesch.- u. Altertumsver. Stadt Alsfeld, **9**, S. 81—88, Tab., 1 graph. Darst., 1957.
- KRAFT, K.: Die Grafschaft Nidda. — Büdinger Geschichtsbl., **1**, S. 75—88, 1957.
- KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — 60 gez. Bl., 10 Abb., 1 Tab., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1957.
- KRISO, K.: Waldgesellschaften unter menschlichem Einfluß, dargestellt an Eichen-Hainbuchen-Beständen im Odenwald und im Bauland. — 63 gez. Bl., mehr. Taf., (Maschinenschr.), Diss., München 1957.
- KROESCHELL, K. A.: Zur älteren Geschichte des Reichsklosters Hilwartshausen und des Reichsguts an der oberen Weser. — Niedersächs. Jb. Landesgesch., **29**, S. 1—23, 4 Ktn-Sk., 1957.
- KURT, A.: Zur Geschichte von Straßen und Verkehr im Land zwischen Rhein und Main. — 204 S., Abb., zahlr. Taf., Frankfurt a. M. 1957.

- KUSS, S. E.: Altpleistozäne Reste des *Hippopotamus antiquus* DESMAREST vom Oberrhein. — Jb. geol. L.-Amt Baden-Württbg., 2, S. 299—332, 6 Abb., 2 Taf., Freiburg i. Br. 1957.
- KÜTSCHER, F. & A. STEIN: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. 3. Magnetische Vermessung eines Basaltvorkommens mit angrenzendem Eisenerzlager auf Blatt Weilburg (Lahn-Mulde). — Geol. Jb., 73, S. 575—594, 14 Abb., 4 Tab., Hannover 1957.
- LANG, W.: Der Rhein bei Nackenheim. T. 1. — Nackenheimer heimatk. Schr.-R., H. 10, 20 S., 3 Abb., 2 Pl., Nackenheim a. Rh. 1957.
- LANGE, E.: Das westdeutsche Erdgas als chemischer Rohstoff. — Z. angew. Geol., 3, S. 463—466, 2 schemat. Darst., 1957.
- LEHMANN, E.: Exkursion zum Studium des Weilburgits im Lahnggebiet. — Fortschr. Miner., 35, S. 89—108, 1957.
- LENZ, K. O.: Untersuchungen mit einer Rammsonde auf Ackerböden. — 126 gez. Bl., Abb., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1957.
- LINKE, H. & E. BRAUNS: Bibliographie des Schrifttums über Kurhessen 1956. — Unter Mitarbeit von D. GROSSMANN. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., 68, S. 254—270, 1957.
- LITZELMANN, E.: Rheinkorrektion und Rheinseitenkanal. Auswirkungen auf das Vegetationsbild der Stromlandschaft. — Die Umschau, 57, H. 5, S. 129—132, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1957.
- LOTZE, F.: Der englische Zechstein in seiner Beziehung zum deutschen. — Geol. Jb., 73, S. 135—140, 1 Tab., Hannover 1957.
- Allgemeinere Ergebnisse hinsichtlich der Geologie des westdeutschen Zechsteins. — Geol. Jb., 73, S. 141—148, Hannover 1957.
- LÜTKEMANN, J.: Wandlungen im Bestockungsaufbau des Hessen-Darmstädtischen Waldes. (Der Vormarsch des Nadelholzes seit 1840.) — Allg. Forst- u. Jagdz., 128, H. 10/11, S. 232—244, 3 schemat. Darst., 1957.
- MEERS, K.: Die erste Korbacher Katasterkarte aus den Jahren 1749—1756. — Geschichtsbibl. Waldeck, 49, S. 156—164, 3 Ktn-Sk., 1957.
- MEMMESHEIMER, A.: Bibliographie zur Landes- und Ortsgeschichte des Mittelrheins 1956. — Jb. Gesch. u. Kunst Mittelrheins u. s. Nachbargebiete, 8/9, S. 127—169, 1956/57.
- MEYER, H.-K.: Der Landschaftswandel in den Braunkohlengebieten von Borken und Frielendorf unter besonderer Berücksichtigung der Rekultivierung. — Marburger geogr. Schr., 5, 104 S., Abb., Marburg (Geogr. Inst. Univ.) 1957.
- MEYER, H. M. & F. KASTNER: Pfälzische Bibliographie (einschließlich Saarschrifttum). Berichtsjahr 1955. Nachträge 1951/54. — 195 S., Speyer (Verl. Pfälz. Ges. Förderg. Wiss.) 1957.
- MEYER, K.: Die Heilbäder des Landes Hessen im Blickbild der Statistik 1957. — 20 S., zahlr. Tab., graph. Darst., Bad Soden am Taunus 1957.
- MÖHLMANN, B.: Der Main als Verkehrsstraße. — Geogr. Rdsch., 9, S. 274—279, 1 Abb., 2 graph. Darst., 1 Ktn-Sk., 1957.
- MÜLLER-BECK, H.: Paläolithische Kulturen und pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenw., 8, S. 116—140, 5 Abb., 1957.
- MÜLLER-MINY, H.: Der Siebengebirge-Rhein-Westerwald-Park. — Naturschutzparke. Mitt. Ver. Naturschutzpark e. V., H. 10, S. 316—321, 1 Abb., 1 Ktn-Sk., 1 Tab., Stuttgart 1957.
- MURAWSKI, H.: Periglaziale Klimazeugen des Pleistozäns im Raum von Karlsruhe. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., 16, S. 59—64, 2 Abb., 1957.
- NICOLAS, J.: Vergleichende Untersuchung von Tonen aus dem Westerwald, aus der Pfalz und aus der Gegend von Châteaubriant. — Keram. Z., 9, S. 634—638, 9 Abb., 1957.
- NÖRLING, G.: Aufstieg und Bedeutung des Hafens Mannheim. — Z. Binnenschifffahrt, 84, S. 153—157, Abb., Tab., 1957.
- OBERHACK, E.: Produktionstechnische, wirtschaftliche und organisatorische Probleme beim Zuckerrübenbau im hessisch-fränkischen Mittelgebirgsraum. — Diss., Gießen 1957.

- PANZER, W.: Gießener Geographen. — Ludwigs-Universität-Justus Liebig-Hochschule. 1607—1957. Festschr. 350-Jahrfeier, S. 341—346, Gießen 1957.
- PAULUS, B.: *Rhynchospirifer* n. gen. im Rheinischen Devon (Rhynchospiriferinae n. subf., Brachiopoda). — Senckenberg. leth., **38**, S. 49—72, 7 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1957.
- PIETZNER, H.: Die Mineralführung der Spateisensteingänge der Grube Georg bei Willroth im Westerwald. — 128 gez. Bl., Abb., graph. Darst., (Maschinenschr.), Diss., Bonn 1957.
- PRESS, H.: Die Talsperren in der Bundesrepublik. — Die Umschau, **57**, H. 4, S. 112—113, 2 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1957.
- PRIEBE, H.: Wirtschaftliche Auswirkungen von Maßnahmen zur Verbesserung der Agrarstruktur im Rahmen der Flurbereinigung (am Beispiel je eines Dorfes in Oberhessen und Nordbaden). Mitarbeiter: E. OPPERMAN. — Schr.-R. Flurbereinigung, **15**, 96 S., Tab., Diagr., Diagr. a. Taf., schemat. Darst., schemat. Darst. a. Taf., 1 Pl., Grundr., Ktn-Sk., Stuttgart (Ulmer) 1957.
- QUECKE, K.: Medizinische Demographie des Kreises Gießen. — Medizinische Demographien westdeutsch. Stadt- u. Landkreise, S. 69—76, 2 Tab., Stuttgart 1957.
- RIEMANN, F.: Schaffung zusätzlicher Erwerbsquellen für die Landbevölkerung (in Südhannover, Hessen und Rheinland-Pfalz). — Forsch. Ber. Wirtschafts- u. Verkehrsmin. Nordrh.-Westf., Nr. 469, S. 7—53, 15 Tab., 1957.
- RÖSSNER, H.: Rheinwasseruntersuchungen auf Salmonellen und *Mycobacterium tuberculosis*. — Diss., Gießen 1957.
- RUTZ, W.: Umlandsbeziehungen von Wasserstraßen, erläutert am Beispiel der Oberweser. — Diss., Göttingen 1957.
- SAUER, F.: Das Amt Schotten. — Büdinger Geschichtsbl., **1**, S. 59—74, 1957.
— Das Gericht Burkhardts. — Büdinger Geschichtsbl., **1**, S. 89—95, 1957.
- SCHAAFF, W.: Das Werden unserer Heimat und die Verlagerung der Läufe des Rheins und Neckars in geschichtlicher Zeit. — Pfälzer Heimat, **8**, S. 125—130, 2 Ktn-Sk., Speyer 1957.
- SCHAD, A.: Einige Ergebnisse des Erdölaufschlusses bei Landau/Rheinpfalz. — Geol. Jb., **74**, S. 243—268, 1 Sk., 7 graph. Darst., 1 Taf., 1957.
- SCHILDER, F. A.: Die mitteltertiären Cepacea des Mainzer Beckens. — Arch. Molluskenk., **86**, S. 37—40, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1957.
- SCHMIDT, A.: Die Witterung der Jahre 1955 und 1956 in Wiesbaden. (Klimastation der Stadt Wiesbaden.) — Jb. Nassau. Ver. Naturk., **93**, S. 113—127, zahlr. Tab., Wiesbaden 1957.
- SCHMITZ, W.: Die Bergbach-Zoozönosen und ihre Abgrenzung, dargestellt am Beispiel der oberen Fulda. — Arch. Hydrobiol., **53**, H. 4, S. 465—498, 1957.
- SCHÖNBERGER, H.: Das Kastell Altenstadt. Zum äußeren obergermanischen Limes. — Germania, **35**, H. 1/2, S. 54—80, 8 Abb., 1957.
- SCHÖNHALS, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Gegenw., **8**, S. 5—17, 4 Abb., Öhringen 1957.
- SCHRÖDER-LEMBKE, G.: Wandlungen in der Flureinteilung und Fruchtfolge des Rhein-Maingebietes im späten Mittelalter. — Erweiterte Fass. d. Vortrages Jahrestag. Gesellschaft Geschichte des Landvolks und der Landwirtschaft am 10. Mai 1957 in Bad Münster am Stein, Kurhaus, 18 S., 10 Ktn-Sk., 10 Tab., Mainz (Min. Landwirtsch., Weinbau u. Forsten Rheinl.-Pfalz) 1957.
- SCHRÖTER, K.: Beitrag zur Kenntnis der verkieselten Hölzer aus dem Permo-Karbon zwischen Saar und Nahe. — Ann. Univ. sarav. Sci., **5**, S. 228—303, 3 Abb., 4 Taf., Saarbrücken 1957.
- SCHÜLER, J.: Halbergebrauchswald. — Heimatj. Krs. Hofgeismar, S. 33—39, 1957.
- SCHWARZMANN, S.: Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkanen des Oberweser-Fulda-Gebietes. — Mit Vorwort von C. W. CORRENS und Nachwort von E. BEDERKE. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physikal. Kl. (3), **25**, 165 S., 4 Taf., Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht) 1957.

- SCHWEICHER, F.: Das Sommerhochwasser 1956 hydrologisch und wirtschaftlich betrachtet (im niedersächsischen Wesergebiet). — *N. Arch. Niedersachsen*, **9**, H. 14, S. 7—9, 5 Taf., 1957.
- SINDOWSKI, K.-H.: Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — *Geol. Jb.*, **73**, S. 277—294, 7 Abb., 3 Tab., Hannover 1957.
- SONNE, V.: Der Schleichsand (oberer Meeressand = oberes Mitteloligozän) an den westlichen und nördlichen Rändern des Mainzer Beckens. Unter besonderer Berücksichtigung der Eisen-Manganerzlagerstätte bei Waldalgesheim am Hunsrück und deren Deckschichten. — 133, III, VII gez. Bl., Abb., (Maschinenschr.), Diss., Darmstadt 1957.
- STADAGER, K.: Versuchsanlage zur Aufbereitung von Mainwasser für Trinkwasserzwecke. — *Wasser u. Boden*, **9**, S. 103—108, 1957.
- STRACHE, W.: Der Main. Mit e. Einf. — 3., verb. Aufl., 64 S., davon S. 17—64 Abb., 1 Kte., Stuttgart (Verl. Die Schönen Bücher) 1957.
- STRACK, H.: Veränderungen im Hochwasserabfluß des Oberrheins im Laufe der letzten 60 Jahre. — *Schweiz. techn. Z.*, **54**, S. 593—601, Diagr., 1 Kte., Tab., 1957.
- STRÜDER, R.: Der schöne Westerwald. Bilder einer Landschaft. Einl. Worte F. WIEGARD. — 11 ungez. Bl. Text, 63 S. Abb., Neuwied (Strüder) 1957.
- STURZ, O.: Die Gültigkeit der Fairschen Abbau-Verhältniszahlen für Rhein, Mosel und Lahn. — *Deutsch. gewässerk. Mitt.*, **1**, S. 84—87, 1957.
- SWEDBERG, SVEN: Rheingau och Rheinessen — vincentrumet vid vinodlingens nordgräns. — *Ymer*, S. 161—189, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Stockholm 1957.
- TEXTOR, G.: Die Grabungen und Instandsetzungen auf dem Homberger Schloßberg (Stand der Arbeiten Ende 1956). — *Hess. Heimat, (N.F.)* **6**, S. 11—16, Abb., 1 Grundr., Melsungen 1956/57.
- TOPP, M.: Agrargeographie von Ingelheim. — *Mittbl. rheinhess. Landeskr.*, **6**, S. 65—71, 2 Ktn.-Sk., 1 schemat. Darst., 1957.
- UDLUFT, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000. Erläuterungen zu Blatt Frankfurt. Bearbeitet von H. HENTSCHEL, F. MICHELS, F. NÖRING, E. SCHENK, O. SCHMITT, M. TEIKE, D. THEWS, K. N. THOME, H. UDLUFT, R. ULBRICH. Mit Beiträgen von W. FRIEDRICH und R. KELLER. — 123 S., 24 Tab., 5 Textbilder, 14 Taf., 1 Kte., Remagen (Bundesanst. Landeskr.) 1957.
- ULBRICH, R.: Die Herkunft der Nitrate und Chloride in Grundwässern der Umgebung von Würzburg und Grundwässern der Rhön. — *Gesundh.-Ing.*, **78**, S. 80—82, 1957.
- VECCHIA, O.: Aspects géologiques et géophysiques des failles lithosphériques. (Sicile, Préalpes italiennes, Jura, Fosse rhénan.). — *Geol. Rdsch.*, **46**, S. 50—69, 4 Ktn., 5 Ktn.-Sk., 2 Prof., 1 Kte. u. 1 Ktn.-Sk. a. Taf., 1957.
- VOLK, CH.: Die Foraminiferen des Rupeltons des Mainzer Beckens. — Diss., Frankfurt a. M. 1957.
- VOLLRATH, A.: Zur Entwicklung des Trochitenkalkes zwischen Rheintal und Hohenloher Ebene. — *Jb. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **2**, S. 119—134, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1957.
- VOLZ, P.: Über Bodentyp und Bodentierwelt in der südlichen Vorderpfalz. — *Pfälzer Heimat*, **8**, S. 130—135, 3 Abb., 1 graph. Darst., 4 Prof., Speyer 1957.
- WACKER, F.: Erläuterungen zu der Bodenschätzungskarte von Baden-Württemberg 1:5000. Mit einer geologischen Übersicht von W. TH. STÖHR. — *Geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, 21 S., 1 Tab., Freiburg i. Br. 1957.
- WALLESCH, W.: Höhenleistung und Verhalten der Holzarten Weißtanne, Douglasie, Sitkafichte, Weymouthskiefer und Roteiche im Raum Hunsrück-Eifel-Westerwald. — Diss., Göttingen 1957.
- WALTHER, K. A.: Vom Meer zum Bodensee. — Unter Mitwirkung d. Verbände Förderung der Hochrhein-Bodensee-Wasserstraße. — XV, 247 S., zahlr. Abb., Tab., graph. u. schemat. Darst., Ktn.-Sk., Olten, Freiburg i. Br. (O. Walther AG) 1957.
- WEINGARTEN, D.: Die Sorption des Kaliums an den Tonkolloiden typischer hessischer Bodenprofile. — 43 gez. Bl., mehr. Bl. mit graph. Darst. u. Tab., (Maschinenschr.), Diss., Gießen 1957.

- WESTPHAL, F.: Synsedimentär gequollene Gesteine in alttertiären Sedimenten des Oberrheinalgrabens. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B., **47**, S. 103—114, Freiburg i. Br. 1957.
- WILKENING, W.: Die Verformung der Gebirgsschichten im Hangenden und Liegenden von Abbaufeldern im Kalisalzbergbau und die daraus zu folgernde Deutung der abbaudynamischen Vorgänge. — Diss., Clausthal 1957.
- WINKLER, H. G. F.: Foidführender Andesin-Trachyt von Moschheim. — Fortschr. Miner., **35**, S. 116—117, 1957.
- WIRTH, W.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes im nord-westlichen Baden-Württemberg. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **2**, S. 135 bis 173, 13 Abb., 2 Tab., Freiburg i. Br. 1957.
- WOLF, K.: Vom Weinbau an der Lahn. — Nassau. Ann., **68**, S. 292—295, 1957.
- WUNDERLICH, H. G.: Tektogenese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen. — Geol. Rdsch., **46**, H. 2, S. 372—413, 7 Abb., Stuttgart 1957.
- WYNNE, G. G.: Frankfurt through the centuries. — 199 S., Abb., Frankfurt a. M. (Kramer) 1957.
- ZEHENDER, F.: Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung. Bericht über die physikalisch-chemische Untersuchung des Rheinwassers Nr. 2, Juni 1954 bis Juni 1956. — 32 S., 1 Ktn.-Sk. u. zahlr. graph. Darst. a. Taf., zahlr. Tab. im Text u. a. Taf., Basel, Stuttgart (Birkhäuser) 1957.
- ZIENERT, A.: Die Großformen des Odenwaldes. — Diss., Heidelberg 1957 = Heidelberger geogr. Arb., **2**, 156 S., 1 Taf., 1 Tab., 8 Ktn.-Sk., 1 Prof., 1 Diagr., 2 Deckbl., Heidelberg (Geogr. Inst. Univ.) 1957.
- Aschaffenburg, Mittelpunkt des fränkischen Untermaingebietes. — 196 S., zahlr. Abb. im Text u. a. Taf., 1 Pl., Hanau (Kuwe-Verl.) 1957.
- Ausbauplan für die Bundesfernstraßen (Bundesautobahnen und Bundesstraßen). Stand März 1956. (1:2 000 000.) Bearb.: Bundesmin. f. Verkehr. — In: Straße u. Autobahn, **8**, neben S. 94, 1957.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet, Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet). Abflußjahr 1956. — 76 S., zahlr. Tab., mehr. Abb., 1 Kte., München (Bayer. L.-Stelle Gewässererk.) 1957.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Wesergebiet, Abflußjahr 1954. — 90 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässererk.) 1957.
- Deutscher Wetterdienst: Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz. — 77 Ktn., 9 Diagr. u. Erläut., Bad Kissingen 1957.
- Die Entwicklung der Bevölkerung in den kreisfreien hessischen Städten seit 1871. — Stat. Ber. Stadt Fulda, **38**, S. 19—25, 1 Tab., 1957.
- Die Freibadanlage der Stadt Marburg a. d. Lahn. — Arch. Badewes., **10**, S. 280—282, 1957.
- Die hessischen Landkreise und kreisfreien Städte. — Hess. stat. L.-Amt, 367 S., zahlr. Ktn., Ktn.-Sk., graph. Darst. u. Tab., Frankfurt a. M. (Societäts-Druckerei) 1957.
- Internationale Kommission zum Schutz des Rheins gegen Verunreinigung, Bericht über die physikalisch-chemische Untersuchung des Rheinwassers Nr. 2, 33 S., 12 Taf., 27 Abb., Stuttgart und Basel (Birkhäuser) 1957.
- Jahresbericht der Wasserwirtschaft Hessen. Herg.: Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch., Wiesbaden. — Wasser u. Boden, **9**, S. 267—273, 1957.
- Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt a. M.: Berichte des Meteorologisch-Geophysikalischen Institutes zu Frankfurt a. M. und seines Taunus-Observatoriums. — 82 S., zahlr. Tab., graph. u. schemat. Darst., Schriftt., (Maschinenschr.), Frankfurt a. M. (Eigenverl. Meteorol.-Geophys. Inst.) 1957.
- Der Kurgast. Zeitschrift der hessischen Staatsbäder. — „Der Kurgast“, H. 1, Jg. 1, Frankfurt a. M. 1957.
- Die Notwendigkeit der Eisenbahnausnahmetarife für das Sieg-Lahn-Dill-Gebiet. Dargestellt auf der Grundlage gemeinsamer Besprechungen von Vertretern der Landesregierungen Hessen, Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz. — 12 S., 1 Ktn.-Sk. u. 1 Tab. i. Anh., 1957.

- Übersichtskarte der Bildflüge. Stand 1. 1. 1957, 4. Aufl., 1:1 000 000. — Inst. angew. Geodäsie, 10 S., Erl., Frankfurt a. M. 1957. [Bundesrepublik Deutschland]
- Uranvorkommen in Deutschland. — In: Uranvorkommen u. Uranprospektion im Bundesgebiet. — Bayer. Braunkohlen-Bergbau, H. 14, S. 25, Kte. 1, 1957.
- Vom Verein Naturschutzpark e. V. in Vorschlag gebrachte Naturschutzparke (Nationalparke). (1:3 000 000). — Verein Naturschutzpark e. V., Stuttgart, Hamburg 1957.
- Wasser- und Schifffahrtsdirektion Stuttgart: Das Hochwasser des Neckars vom 25.—26. Februar 1957 in der Strecke Plochingen-Mannheim. — 4 S., graph. Darst., (Maschinenschr.), Stuttgart 1957.
- Die Abflußverhältnisse des Neckars im Abflußjahr 1956. — 10 S., 11 Taf. m. Tab., graph. Darst. u. Prof. i. Anh., Stuttgart 1957.

1958

- ACKERMANN, E.: Bergstürze und Schuttströme an der Wellenkalk-Schichtstufe Mitteldeutschlands in Gegenwart und Vergangenheit. — Natur u. Volk, 88, 4, S. 123—132, 17 Abb., Frankfurt a. M. 1958.
- ACKERMANN, H.: Beziehungen zwischen Tier- und Pflanzengesellschaften in geschützten Flugsandgebieten der nördlichen Bergstraße. — Nachrbl. Naturschutz u. Landschaftspflege, 29, S. 23, Mainz 1958.
- BACKHAUS, E., H. LOHMANN & H. REGENHARDT: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 192—201, 2 Abb., Wiesbaden 1958.
- BALON, E. & K.-G. FABER, K. W. GEIB, G. KETZER u. a.: Landkreis Bingen, Regierungsbezirk Rheinhessen. — D. Landkr. in Rheinl.-Pfalz, 3, 204 S., zahlr. Tab., 10 Abb., 1 Kte., Speyer (Verl. d. Zechnerschen Buchdr.) 1958.
- BARTENSTEIN, H.: Alttertiäre Mikrofaunen aus dem Reinhardswald, ein Beitrag zur Frage der Südverbreitung marinen Prä-Mitteloligozäns. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 269—280, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1958.
- BECKSMANN, E.: Verkarsteter Zechsteindolomit unter der Ziegelhäuser Neckarbrücke und die Ziegelhäuser Störungszone. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 123 bis 137, 3 Abb., Freiburg i. Br. 1958.
- Na-Ca-Cl-Mineralwasser aus dem Zechsteindolomit von Eberbach (Bad. Neckartal). — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 389—400, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1958.
- BERG, K.: Wasserwirtschaftliche Neuordnungen im Weschnitzgebiet. — Südwestdeutsch. Wasserwirtschaftsverb. e. V., Haupttag u. Mitgliederversamml. in Heppenheim am 26./27. Juni 1958, S. 4—11, Heidelberg 1958.
- BOIGK, H. & H. MURAWSKI: Stratigraphie Unterer Muschelkalk, Mittlerer Buntsandstein; saxonische Tektonik am Leinetal-Grabenrand und im Solling; Tertiär- und Basaltvorkommen der Dransfelder Hochfläche. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), 109, 2, S. 282 bis 285, Hannover 1958. [Exkursionsbericht]
- BORN, M.: Langstreifenfluren und ihre Vorformen in den hessischen Berglandschaften. — Ber. deutsch. Landesk., 20, 1, S. 104—125, 6 Abb., Remagen/Rh. (Bundesanst. Landesk.) 1958.
- Die Grenzen der Erbsittengebiete im hessischen Hinterland. — Ber. deutsch. Landesk., 20, 2, S. 276—287, 4 Ktn., Remagen (Bundesanst. Landesk.) 1958.
- BOTTKE, H.: Zur Kenntnis des Asphaltits in den Roteisensteinlagerstätten des Lahn-Dill-Typs bei Adorf in Waldeck. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 327—334, 4 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- BROSIUS, M.: Tegelen-Braunkohle von Fürstenhagen bei Hessisch-Lichtenau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 316—319, 2 Abb., Wiesbaden 1958.
- Geologische und pollenanalytische Untersuchungen in der Tertiärmulde von Glimmerode/Hess.-Lichtenau. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), 109, 2, S. 668, Hannover 1958. [Vortragsreferat]

- BRUNNACKER, K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb., **76**, S. 129—150, 5 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.
- BUSSE, E. & F. RÖSING: Jura. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, S. 43—44, Wiesbaden 1958.
- CARLÉ, W.: Rezente und fossile Mineral- und Thermalwässer im Oberrheintal-Graben und seiner weiteren Umgebung. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. (1958), (N.F.) **40**, S. 77 bis 105, 3 Abb., 7 Taf., Stuttgart 1958.
- DOEBL, F.: Ergebnisse mikropaläontologischer Untersuchungen im Rheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 671, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- FELDHOFEN, E.: Das Naturschutzgebiet „Lampertheimer Altrhein“ und seine Wasserpflanzenbestände. — Hess.-florist. Briefe, **7**, 77. Brief, S. 1—2, Offenbach a. M. 1958.
- GENSICKE, H.: Landesgeschichte des Westerwaldes. — Hist. Komm. Nassau, **18**, 656 S., 8 Ktn., Wiesbaden (Selbstverl.) 1958.
- GRAHMANN, R.: Eine Grundwasserkarte der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1:1 000 000. — Ber. deutsch. Landes., **20**, 2, S. 267—275, 1 Kte., Remagen (Bundesanst. Landes.) 1958.
- Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Mit einem Beitrag über die kleinsten Abflußpenden von W. WUNDT. — Forsch. deutsch. Landes., **104**, 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Ktn., Remagen (Bundesanst. Landes.) 1958.
- GRAMMANN, F.: Der Crocodilide *Diplocynodon hantoniensis* (WOOD) aus dem unteroligozänen Melanionten Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 77—78, 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- GROSS, W.: Über die älteste Arthrodiren-Gattung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 7—30, 7 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1958.
- GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **24**, 61 S., 14 Abb., 7 Tab., Wiesbaden 1958.
- GUTMANN, W.: Probleme der Wasserversorgung einer Großstadt. — Bohrtechnik-Brunnenbau, **9**, S. 450—451, Berlin 1958. [Frankfurt a. M.]
- HAMMEL, H.: Grobraumplanung der Wasserversorgung im Rhein-Main-Gebiet. — Südwestdeutsch. Wasserwirtschaftsverb. e. V., Haupttag. u. Mitgliederversamml. in Heppenheim am 26./27. Juni 1958, S. 11—19, Heidelberg 1958.
- HENTSCHEL, H.: Über Pseudotuffe. Ein Beitrag zur Petrographie und Nomenklatur der pyroklastischen Gesteine. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 667—668, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- Die vulkanischen Gesteine. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, S. 83—110, Wiesbaden 1958.
- HORNUNG, H.: Die neuesten Ergebnisse der Fluoridierung des Trinkwassers zur Kariesvorbeugung in einem Stadtteil von Kassel. — Städtehygiene, **9**, 2, S. 26—27, 1958.
- HUCKRIEDE, R. & V. JACOBSHAGEN: Das Alter des Schädels von Rhünda. I. Der Fundplatz des Menschenschädels von Rhünda (Niederhessen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 114—129, 2 Abb., Stuttgart 1958.
- JUX, U. & H. D. PFLUG: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **27**, 50 S., 11 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1958.
- KNETSCH, G. & E. SPRENGLER: Strahlungsmessungen an sedimentären Gesteinen Unterfrankens. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 385—397, 5 Abb., Stuttgart 1958.
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. geol. Führer, **37**, S. 1—248, 28 Abb., 2 Taf., Berlin (Borntraeger) 1958.
- KREBS, W.: Dillenburger Tuffe. (Vorschlag zur Neubenennung der tiefoberdevonischen Tuff-Fazies der südwestlichen Dill-Mulde (= „Buchenauer Schichten“ in „Dillenburger Tuffe“). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 140—152, Wiesbaden 1958.

- KRENZLIN, A.: Blockflur, Langstreifenflur und Gewinnflur als Funktion agrarischer Nutzungssysteme in Deutschland. — Ber. deutsch. Landeskn., 20, 2, S. 250—266, Remagen (Bundesanst. Landeskn.) 1958.
- KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen, II. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 101—113, 5 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1958.
- KUPFAHL, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 202—214, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- KUSS, S. E.: Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 50—76, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- KUTSCHER, F.: Erdmagnetische Messungen auf Basalte in Hessen. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), 109, 2, S. 550—558, 1 Tab., Hannover 1958.
- Bemerkungen zur stratigraphischen Buntsandsteinforschung in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 185—191, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
- Geophysikalische Daten und Meßergebnisse. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4622 Kassel-West, S. 165—175, 5 Abb., Wiesbaden 1958.
- LAEMMLEN, M.: Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 215—240, 3 Abb., Wiesbaden 1958.
- Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 241—268, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
- LEHMANN, W. M.: Über einen 21-armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 79—80, 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 81—86, 3 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1958.
- LESCHIK, G.: Sporenstratigraphie im Perm und in der Trias. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 1, S. 13—14, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- LIENENKÄMPER, W.: Kreuzigung eines Berges. SOS-Rufe für den „Heiligen Berg“ der deutschen Jugend, den Hohen Meißner. — Lüdenscheider Nachr., 104, Nr. 97, S. 9, Lüdenscheid 1958.
- LODEMAN, W.: Stratigraphie des Unteren Muschelkalkes am südwestlichen Odenwaldrand südlich Heidelberg. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 139—163, 4 Abb., Freiburg i. Br. 1958.
- LUDWIG, W.: Über einige unwahrscheinliche Angaben zur Flora der Wetterauer Salzstellen. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, N.F., naturwiss. Abt., 28, S. 1—11, 1958.
- MATTHES, S.: Zur Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im mittleren Vorspessart. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 320—326, 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- MATTHES, G.: Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 335 bis 378, 11 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1958.
- Das Grundwasser in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer. — Mitt. Pollichia (III) 5, S. 7—23, 5 Abb., 1958.
- MAYER, G.: Das den Kraichgau betreffende geologische, mineralogische und paläontologische Schrifttum. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 401—460, Freiburg i. Br. 1958.
- MICHELS, F. & W. FRESENIUS: Lage, Geologie und Chemie der Wiesbadener Heilquellen — Schr.-R. Kur- u. Verkehrsver. Wiesbaden (Rund um den Kochbrunnen), 1, 20 S., Wiesbaden 1958.
- MICHELS, F. & F. KUTSCHER: Bericht über die wissenschaftliche Tätigkeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden für die Zeit vom 1. 1. 1957 bis 31. 12. 1957. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 395—410, Wiesbaden 1958.

- MÜLLER-MINY, H.: Das Mittelrheingebiet und seine naturräumliche Gliederung. — Ber. deutsch. Landesk., **21**, 2, S. 193—233, 3 Ktn., 2 Taf., Remagen 1958.
- Der Niederwesterwald und seine naturräumliche Gliederung. — Ber. deutsch. Landesk., **21**, 2, S. 233—246, Remagen 1958.
- Grundfragen zur naturräumlichen Gliederung am Mittelrhein. Eine baustilkritische Betrachtung als Beitrag zu einer naturgeographischen Gefügelehre. — Ber. deutsch. Landesk., **21**, 2, S. 247—266, Remagen 1958.
- MURAWSKI, H.: Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 1, S. 15, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 2, S. 360—387, 13 Abb., 1 Tab., Hannover 1958.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., **47**, 1, S. 252—321, 39 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1958.
- NÖRING, F.: Methods of production a map on subterranean waters of Hesse. — C. R. et Rapp. Assemblée gén. d. Toronto 1957, **2**, S. 68—69, Gentbrugge 1958.
- Contamination of ground water by oil wells. — C. R. et Rapp. Assemblée gén. d. Toronto 1957, **2**, S. 277—278, Gentbrugge 1958.
- Hessisches Geologisches Schrifttum 1957. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938 bis 1956. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 411—442, Wiesbaden 1958.
- OTTO, R.: Die Ordnung des unterirdischen Versorgungsnetzes und der Bau einer Kläranlage in Rüsselsheim/Main. — Bauamt und Gemeindebau, **31**, 1, S. 20—24, 1958.
- PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **25**, 138 S., 41 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1958.
- PERST, O.: Totale Verwüstung des Meißners? — Das Werraland, **10**, 1, S. 2—4, Eschwege 1958.
- PFEFFER, P., H. U. BAMBAUER, H. BANK: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 379—381, 1 Tab., Wiesbaden 1958.
- POTONIÉ, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites (Nachträge), Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. — Beih. geol. Jb., **31**, 114 S., 11 Taf., Hannover 1958.
- RABIEN, A. & A. RABITZ: Das Ober-Devon von Meschede. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 159—184, 5 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1958.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Die Korrelierung isochroner Warven im Anhydrit des Zechstein 2 (zweiter Beitrag). — Geol. Jb., **75**, S. 629—646, Hannover 1958.
- RÖSING, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 4622 Kassel-West. Mit Beiträgen von E. BUSSE, H. HENTSCHEL, F. KUTSCHER, P. PFEFFER, E. SCHÖNHALS, H. UDLUFT, 2. Aufl., 205 S., 9 Abb., 4 Tab., Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.) 1958.
- SAUER: Staatsbegräbnis I. Klasse für den Meißner? — Werra-Rdsch., **11**, Nr. 17, S. 3, 1958.
- SCHAD, A.: Einige geologische Ergebnisse im Erdölfeld Landau. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 669—670, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- SCHERP, A.: Der Hauptgrünsteinzug im Sauerland zwischen Oberberge und Wehrstapel. — Geol. Jb., **73**, S. 613—638, 1 Taf., 15 Abb., 1 Tab., Hannover 1958.
- SCHMIDT, Wo.: Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 31—49, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1958.
- SCHMIDT-RIES, H.: Limnologische Untersuchungen des Rheinstroms. — Forschungsber. Wirtsch.- u. Verkehrsmin. Nordrhein-Westfalen, **508** u. **509**, Köln und Opladen (Westdeutsch. Verl.) 1958.
- SCHMITZ, W.: Ökologisch-physiologische Probleme der Besiedlung versalzener Binnengewässer. — Verh. internat. Ver. Limnol., **13**, S. 959—960, 1958.
- SCHÖNHALS, E.: Die Böden. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4622 Kassel-West, S. 149—163, Wiesbaden 1958.

- SCHRIEL, W. & D. STOPPEL: Acker-Bruchberg und Kellerwald — Stratigraphie und Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 2, S. 260—290, 5 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Hannover 1958.
- SONNE, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim/Rh.). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 281—315, 9 Abb., Wiesbaden 1958.
- SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **26**, 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf., Wiesbaden 1958.
- STILLE, H.: Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. — Geol. Jb. Beih., **22**, 255 S., 3 Taf., 20 Abb., Hannover 1958.
- STOPPEL, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 111—118, 4 Abb., Wiesbaden 1958.
- Emsquarzit unter der Hessischen Senke. Eine Fauna aus Geröllen im mittleren Buntsandstein von Nieder Klein östlich Marburg. Mit einem Beitrag von S. JENTSCH. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 133—139, 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1958.
- STOPPEL, D. & W. ZIEGLER: Zum Alter der „Buchenauer Schichten“ bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 153—158, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
- STRAUCH, D. & W. MÜNKER: Bakteriologische Wasseruntersuchungen in einem oberhessischen Fluß im Zusammenhang mit in diesem Flußtal aufgetretenen Salmonellen-Infektionen bei Haustieren. — Münch. tierärztl. Wochenschr., **156**, S. 205—208, 1958.
- TEICHMÜLLER, R.: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, S. 721—750, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1958.
- TOBIEN, H.: Zur Paläontologie des mitteozänen Ölschiefer-Vorkommens von Messel bei Darmstadt. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 665—666, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- UDLUFT, H.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4622 Kassel-West, S. 140—148, Wiesbaden 1958.
- VOLLRATH, A.: Beiträge zur Paläogeographie des Trochitenkalks in Baden-Württemberg. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **3**, S. 181—194, 9 Abb., Freiburg i. Br. 1958.
- WAGNER, E.: Wirtschaftsgeschichte und heutige Wirtschaftslandschaft des Hohen Westerwaldes. — Ber. deutsch. Landeskr., **20**, 1, S. 1—24, Remagen/Rh. (Bundesanst. Landeskr.) 1958.
- WIRTH, E.: Die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der letztvergangenen 4jährigen Aufschlußperiode auf Erdöl und Erdgas im Rheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 668—669, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- WITTMANN, O.: Geschichte des Oberrheinischen Geologischen Vereins 1871—1958. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. (N.F.) **40**, S. 1—76, 10 Abb., Stuttgart 1958.
- WUNDT, W.: Die durchschnittliche Wasserführung der mitteleuropäischen Flüsse in Bandbreiten. — Gas- u. Wasserf., **99**, 6, S. 126—128, 1958.
- Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. — Forsch. deutsch. Landeskr., **104**, S. 47—54, 2 Abb., 1 Kte., Remagen/Rh. (Bundesanst. Landeskr.) 1958.
- Die mittleren Abflußhöhen und Abflußpenden des Winters, des Sommers und des Jahres in der Bundesrepublik Deutschland. — Forsch. deutsch. Landeskr., **105**, 20 S., 1 Abb., 6 Ktn., Remagen/Rh. (Bundesanst. Landeskr.) 1958.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rdsch., **47**, 1, S. 322—359, 27 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1958.
- ZIEGLER, W.: Neue Kartierungsergebnisse aus dem Paläozoikum des Marburger Hinterlandes. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, 2, S. 664—665, Hannover 1958. [Vortragsreferat]
- Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 119—132, 4 Abb., Wiesbaden 1958.

- ZIMPEL, H.-G.: Verkehrsbestimmte Systeme und Kulturraum- bzw. Kulturlandschaftsgliederung. Untersuchungsbeispiele aus Bayern und Graubünden. — Ber. deutsch. Landeskart., **21**, 2, S. 267—287, 9 Ktn., 2 Tab., Remagen 1958.
- Die westdeutsche Erdölförderung 1957. Vorausschätzung der deutschen Erdölgewinnung. — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 57, Hamburg 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abflußjahr 1956. — 208 S., 7 Ktn., Mainz (L.-Amt Gewässerk. Rheinl.-Pfalz) 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet), Abflußjahr 1957. — 84 S., 1 Kte., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Neckargebiet (mit Anhang: württembergisches Hochrhein-, Main- und Donaugebiet), Abflußjahr 1955. — 48 S., 1 Kte., Stuttgart 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Wesergebiet, Abflußjahr 1955. — 94 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Wesergebiet, Abflußjahr 1956. — 104 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1958.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzung Land Hessen, Rhein- und Weseranteil, Abflußjahr 1957. — 97 S., 1 Kte., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.) 1958.
- Gewässerkarte Hessen 1:200 000. Herausg.: Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch., Wiesbaden 1958.
- Der Hohe Meißner. Abschrift Hessischer Landtag (III. Wahlperiode), Drucks. Abt. II Nr. 410 (ausgegeben am 8. Juli 1958). — Nr. 410 Zweiter Bericht des Ausschusses für Aufbau und Planung zu dem Antrag der Fraktion der CDU betr. Hoher Meißner. Drucks. Abt. I Nr. 141, Abt. II Nr. 367. — Nachrbl. Naturschutz u. Landschaftspflege, **29**, S. 32, Mainz 1958.
- Große Anfrage der Fraktion des GB/BHE an die Hessische Landesregierung betr. Ausdehnung des Kohlenabbaues auf dem Hohen Meißner. Drucks. Abt. I Nr. 717.
- Große Anfrage der Fraktion der CDU an die Hessische Landesregierung betr. Hohen Meißner. Drucks. Abt. I Nr. 720.
- Große Anfrage der Abg. HÖHNE (SPD), WALTER-WANFRIED (FDP) und Genossen an die Hessische Landesregierung betr. Hoher Meißner. Drucks. Abt. I Nr. 888. — Stenographische Protokolle des Hessischen Landtages, III. Wahlperiode, S. 1892 bis 1895.
- Hydrologische Bibliographie für das Jahr 1955 (mit Nachträgen für 1952 bis 1954). Herausg.: Meteorologischer u. hydrologischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik, Hauptamt für Hydrologie, **13**, 202 S., Berlin (Akademie-Verl.) 1958.
- Nutzbare Lagerstätten in Nordrhein-Westfalen. Bearbeitet im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld. Hauptbearbeiter: für unterirdische Lagerstätten K. FRICKE, für Steine und Erden F. J. BRAUN, unter Mitarbeit von K. MOHR und den örtlichen Sachbearbeitern. — Nordrhein-Westfalen-Atlas, Düsseldorf (Bagel) 1958.
- Schutz dem Hohen Meißner! Veröff. v. d. Gilde Hoher Meißner, Sitz Jugendgruppe Ludwigstein. — Natur u. Landschaft, **33**, S. 49—53, 2 Fot., Mainz 1958.
- Übersichtskarte der Grundwässer. Teildruck der Grundwasserkarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000. Im Auftrag des Bundesministeriums für Wirtschaft bearbeitet von RUDOLF GRAHMANN. Mit Darstellung der kleinsten mittleren Monatsabflußspenden von WALTER WUNDT. Herausg.: Bayer. Arbeitsgemeinschaft Raumforsch. in Verb. m. d. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung. — Deutscher Planungsatlas, Band Bayern.

1959

- ACKERMANN, E.: Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege. (23. Juni 1956). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 172—187, 5 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1959.
- ANDERSON, H.-J., E. DITTMER & K. GRIPP: Ergänzungen und Berichtigungen zum Lexique stratigraphique international, Vol. I, Fasc. 5 h l. (W. HINSCH: Tertiaire Allemagne du Nord.) — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **3**, S. 97—112, Stuttgart 1959.

- ANGENHEISTER, G., H. DENGLER & A. HAHN: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 434—449, 8 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- BAATZ, H.: *Ophiomorpha* LUNDGREN, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 168—171, Wiesbaden 1959.
- Fortsetzung des Kasseler Grabens und Tertiär von Ober- und Niederkaufungen. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 303—304, Hannover 1959.
- BANK, H. & H. U. BAMBAUER: Geologisch-petrographische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Gebiet zwischen Kirn (Nahe) und Winterburg (Nordflügel der Nahemulde). — Geol. Rdsch., 48, S. 76—82, 5 Abb., Stuttgart 1959.
- BARTENSTEIN, H.: Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 367—375, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- BEDERKE, E.: Probleme des permischen Vulkanismus. — Geol. Rdsch., 48, S. 10—18, Stuttgart 1959.
- BENDER, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 78—88, 2 Abb., Wiesbaden 1959.
- Stratigraphie und Tektonik des südwestlichen Teils der Hörre-Ackerzone. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 230—231, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- BENDER, ERBEN, NICOLAUS, WITTEKINDT, ZIEGLER: Paläozoikum des Marburger Hinterlandes, der Hörre und der Dillmulde. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1. bis 9. September 1958. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 255—258, Hannover 1959.
- BISCHOFF, G., HENTSCHEL (Wiesbaden), LIPPERT, SCHÖNENBERG, STIBANE, STOPPEL, WALLISER, ZIEGLER: Nordöstliche Dillmulde und Hörre-Acker-Zone. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 270—274, Hannover 1959.
- BOIGK, H.: Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., 76, S. 597—636, 6 Abb., Hannover 1959.
- BORCHERT, H.: Neuere geochemische Untersuchungen von Blei und Zink in lagerstättenkundlicher Sicht. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 2, S. 450—473, Hannover 1959. [Bleigehalte der Süßwassertone in Großalmerode]
- BÖSENBERG, K. & G. LÜTTIG: Zur Methodik hydrochemischer Untersuchungen im Wesergebiet. — Geol. Jb., 76, S. 579—596, 2 Taf., 24 Abb., Hannover 1959.
- BROSIUS, M.: Die Tertiärmulde von Glimmerode. — Hess. Lagerstättenarch., 4, 48 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Anl., 5 Taf., Wiesbaden 1959.
- BROSIUS, M. & F. GRAMANN: „Heskemer Pollenbild“ und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 162—167, 1 Abb., Wiesbaden 1959.
- Die stratigraphische Reichweite des Heskemer Pollenbildes in Borken (Tertiär, Niederhessen). — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 182—197, 7 Abb., 3 Taf., Hannover 1959.
- Das ältere Tertiär von Großalmerode (Hessische Senke). — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 543—558, 4 Abb., 2 Tab., Hannover 1959.
- BROSIUS, GRAMANN, JACOBSHAGEN, UDLUFT: Tertiär im Süden der Kasseler Braunkohlensenke zwischen Ziegenhain und Borken. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 277, Hannover 1959.
- BROSIUS, M., F. GRAMANN, E. PLEIN, H. UDLUFT: Schichtfolge und Lagerung im Großalmeröder Grabenkreuz und östlichen Kasseler Graben. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 302, Hannover 1959.

- BRUNNACKER, K.: Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern). — Geol. Jb., 76, S. 561—576, 8 Abb., Hannover 1959.
- BUSSE, E.: Stratigraphische Beziehungen des Oberen Muschelkalks im Diemelgebiet und am Meißner in Niedersachsen. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 245—246, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- BUSSE, HENTSCHEL (Wiesbaden), KUTSCHER, LAEMMLEN, PFLANZL, RÖSING, UDLUFT: Geologie der Umgebung von Eschwege und des Hohen Meißners. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 288—301, 1 Abb., Hannover 1959.
- CAHEN, L. & J. JEDWAB: Beziehungen zwischen dem Modellalter des Bleis, dem Gehalt an Spurenelementen des Bleiglanzes und der geologischen Geschichte einiger Bleierzlagerstätten Westdeutschlands. Mit Isotopenanalysen von H. EHRENBURG, G. HORLITZ & J. GEISS. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 474—490, Hannover 1959. [Altersuntersuchungen von Lagerstätten im Lahngebiet u. a. O.]
- DENGLER, H.: Bisherige Ergebnisse der Anwendung der Conodonten-Chronologie im Devon der Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 627, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- EHRENDREICH, H.: Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei-Zinkerzgänge. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 561—582, 7 Abb., 1 Taf., Hannover 1959.
- ENGELS, B.: Über neue Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., 48, S. 271—280, 7 Abb., Stuttgart 1959.
- FALKE, H.: Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. Der Einfluß des permischen Vulkanismus auf die Sedimentation und Tektonik im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rdsch., 48, S. 66—76, 1 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1959.
- FISCHER, W.: Die wirtschaftliche Lage der Bundenbacher Schiefergewinnung. — Heimatk. Landkr. Birkenfeld, S. 113—118, 1959.
- FLÖGL, H.: Grundwasserverunreinigung durch Halden. — Österr. Wasserwirtsch., 11, 6, S. 148—152, 1959.
- FRIEDRICH, K.: Gefüge und Tektonik im Hartsalz des Werragebietes. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 502—524, 17 Abb., Hannover 1959.
- GALLWITZ, H.: Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der mitteldeutschen Hauptscholle. — Geol. Rdsch., 48, S. 27—32, 2 Abb., Stuttgart 1959.
- GEHENN, R.: Bemerkenswerte und reiche Fisch- und Arthropodenfunde im Oberen Buntsandstein Süddeutschlands (rechtsrheinisch). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 11, S. 521—522, Stuttgart 1959.
- GEIS, H.-P.: Minerallagerstätten der Saar-Nahe-Senke. — Geol. Rdsch., 48, S. 83—91, 1 Taf., Stuttgart 1959.
- GRAMANN, F.: Das ältere Tertiär der Hessischen Senke. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 247—248, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- GRAMANN & LANG: Alttertiär am Nordrand des Vogelsberges. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 275—276, Hannover 1959.
- HANNAK, W.: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 293—316, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- HELL, R.: Die „Bergsträßer Diluvialterrasse“ zwischen der Odenwaldquelle (südlich Heppenheim) und Bensheim. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. (1959) (N.F.), 41, S. 35 bis 45, 2 Abb., Stuttgart 1959.
- HENTSCHEL (Wiesbaden) & RÖSING: Habichtswald und Dörnberg bei Kassel. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 305—310, Hannover 1959.
- HENTSCHEL (Wiesbaden), KREBS, LIPPERT, RABIEN, WALLISER: Südwestliche Dillmulde; ob. Mitteldevon bis Unterkarbon. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 259—264, Hannover 1959.

- HENTSCHEL (Wiesbaden), KLITZSCH, SCHÖNENBERG, STIBANE: Mittel- und Oberdevon der nordöstlichen Dillmulde. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 265—269, Hannover 1959.
- HERRMANN, A.: Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 317—327, 1 Tab., Wiesbaden 1959.
- HESEMANN, J.: BRUNO DAMMER †. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 453 bis 460, 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- HINSCH, W.: Die Altersstellung des „Obermiozäns“ im Raum von Pfungstadt. Mit einem Beitrag von H. MODELL. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 168—174, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1959.
- HOCH, U., geb. TATGE: Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 133—161, 6 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- KEGEL, W.: Nachruf für RUDOLF RICHTER — EMMA RICHTER. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 637—642, Hannover 1959.
- KIRCHHEIMER, F.: Über radioaktive und uranhaltige Thermalsedimente, insbesondere von Baden-Baden. — Abh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3, S. 1—67, 7 Taf., 9 Abb., Freiburg i. Br. 1959.
- KLITZSCH, E.: Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 633, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 366—409, 7 Abb., 1 Kte., Hannover 1959.
- KOCKEL, C. W.: Die Erforschung der Marburger Umgebung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 229—230, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- KÖRBER, H.: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 408—414, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1959.
- KREBS, W.: Zur Feinstratigraphie der Adorf-Stufe bei Dillenburg. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 233—234, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- KUHN, O.: Ein neuer Microsaurier aus dem deutschen Rotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 9, S. 424—426, 1 Abb., Stuttgart 1959.
- KULICK, KUPFAHL, H. SCHMIDT, STOPPEL: Kellerwald — Rothaargebirge. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 281—285, 2 Abb., Hannover 1959.
- KULICK, NICOLAUS, RABIEN, H. SCHMIDT, VOGES: Kellerwald — Rothaargebirge. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 285—286, Hannover 1959.
- KUPFAHL, H.-G.: Zur Stratigraphie und Fazies des Buntsandsteins im nordöstlichen Hessen. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 627—629, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- KUTSCHER & LANG: Stratigraphie des Buntsandsteins bei Marburg. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 279—280, Hannover 1959.
- LANG, H. D.: Der Mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 328—332, Wiesbaden 1959.
- Die Abhängigkeit der Braunkohlenbildung von der Gestalt und dem Untergrund der Niederhessischen Senke. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 274, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- LEHMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 268—292, 5 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1959.
- LOTZE, F.: Notizen zur Aktuo-Geologie. 110. Bericht: Oktober bis Dezember 1958. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 4, S. 186—190, Stuttgart 1959. [Rhein-Main-Gebiet, Nordhessen]
- Notizen zur Aktuo-Geologie. 113. Bericht: Januar 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 5, S. 235—237, Stuttgart 1959.

- Notizen zur Aktuo-Geologie. 122. Bericht: Juni und Juli 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10, S. 472—479, Stuttgart 1959. [Starkregenfälle mit Bodenabschwemmungen zwischen Eder und Lahn u. a.]
- Notizen zur Aktuo-Geologie. 124. Bericht: August 1959. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 11, S. 524—528, Stuttgart 1959. [Schwere Gewitter im Rhein-Main-Gebiet]
- MATTHESS, G. & J.-D. THEWS: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 417—428, 4 Abb., Wiesbaden 1959.
- MÜLLER, S.: Waldrandstufen und dolinenartige Schlämmtrichter als Sonderformen der Bodenerosion im Kleinen Odenwald. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. (1959) (N. F.), 41, S. 29—34, 5 Abb., Stuttgart 1959.
- MURAWSKI, H.: Zur Frage durchgepauster Tektonik. — Geol. Rdsch., 48, S. 260—271, 2 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1959.
- NICOLAUS, H.: Zur Stratigraphie der *crenistrina*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 237—238, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- NICOLAUS, PFAB, RABIEN, REICH, H. SCHMIDT, SOBOTH: Kellerwald — Rothaargebirge. Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 2, S. 286—287, Hannover 1959.
- OTT, V. R. & H. J. DOMBROWSKI: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 415—416, Wiesbaden 1959.
- PILGER, A. & Wo. SCHMIDT: Über das Vorkommen von marinen Faunen in der Unteren Siegen-Stufe des Siegerlandes. — Geol. Jb., 76, S. 421—426, 1 Abb., Hannover 1959.
- PFEFFER, P.: Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl⁻-Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 429—433, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1959. [Tertiärer Ton aus Grube Hirschberg bei Großalmerode]
- PFLUG, H. D.: Das Bitburg-Kasseler Senkungsfeld. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 247, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- PRENK, J.: Überblick über den Stand der Lysimetermessungen in Deutschland. — International Union of Geodesy and Geophysics. International Association of Scientific Hydrology. Publication Nr. 49. — Symposium of Hannover-Münden 8.—14. Sept. 1959, Volume II Lysimeters, S. 166—169, 5 Abb., Gentbrugge 1959.
- RABIEN, A.: Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), 110, 3, S. 629—633, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- RICHTER-BERNBURG, G.: Die stratigraphischen Arbeiten in den Buntsandsteingebieten Westdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 245, Hannover 1959. [Diskussionsbemerkung von H. LOHMANN]
- SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 28, 137 S., 57 Abb., 9 Taf., Wiesbaden 1959.
- SCHMIDT, Wo.: Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie im Unterdevon der Rheinischen Geosynklinale. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 5, 82 S., 4 Taf., 13 Abb., 5 Tab., Krefeld 1959.
- SCHMITT, C. H. & H. U. BAMBAUER: Chemische Analysen von permischen Vulkaniten des Nordflügels der Nahemulde. — N. Jb. Mineral., Mh., 8, S. 181—186, Stuttgart 1959.
- SCHMUCKER, U.: Gesteinsmagnetische Untersuchungen an permischen Nahe-Eruptiven. — Geol. Rdsch., 48, S. 184—195, 9 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1959.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Entwicklung des Dilltroges im Mittel- und Oberdevon. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 235, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- SCHÖNHALS, E.: Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Eiszeit in Hessen. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 251—253, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- SCHRIEL, W.: Stratigraphie des Ackerbruchberg-Systems im Vergleich zum Kellerwald. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), 111, 1, S. 233, Hannover 1959. [Vortragsreferat]

- SCHULZE, E.-G.: Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 246—267, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- SOBOTH, E.: Zur Lage der Extremwerte bei den 10jährigen Quellbeobachtungen im Frankenberger Raum. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 3, S. 626, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- Neue Beobachtungen über Pliozän (?) und Pleistozän im Randbereich der Frankenberger Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), **111**, 1, S. 248—251, 3 Abb., Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- SOLLE, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 398—407, Wiesbaden 1959.
- SONNE, V.: Neue Erkenntnisse aus dem nordwestlichen Mainzer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 3, S. 635—636, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- SONNE, V. & W. STÖHR: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. (1959) (N.F.), **41**, S. 103—116, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- STADAGER, K., B. KUTSCHERA & K. DETTLOFF: Die Fernmeßanlage der Wasserwerke Frankfurt a. M. — Gas- u. Wasserf., **100**, 6, S. 141—145, 1959.
- STIBANE, F.: Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1958), **110**, 3, S. 633—634, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), **111**, 2, S. 323—365, 17 Abb., Hannover 1959.
- STOPPEL, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 89—119, 6 Abb., Wiesbaden 1959.
- Stratigraphie und Tektonik des Kellerwaldes. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), **111**, 1, S. 231—232, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- TRÖGER, E.: Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. — N. Jb. Mineral., Abh., **93**, 1, S. 1—44, 2 Abb., 9 Tab., Stuttgart 1959. [Analysen von Granaten aus Odenwald und Spessart]
- UDLUFT, H. & H. D. LANG: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 333—366, 14 Prof. u. Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederrhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 376—397, 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- WALLISER, O. H.: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 120—132, 3 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1959.
- Zum Unterkarbon (bes. Vulkanismus) der Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), **111**, 1, S. 235—237, Hannover 1959. [Vortragsreferat]
- ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. (Profile von Martenberg/Adorf, Wildungen, Sessacker/Oberscheld; Rheinisches Schiefergebirge.) — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 7—77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf., Wiesbaden 1959.
- Stratigraphie und Tektonik westlich der Dammühle bei Marburg (Gotlandium bis Unterkarbon). Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1959), **111**, 2, S. 278, Hannover 1959.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abflußjahr 1957. — Mainz (L.-Amt Gewässerk. Rheinl.-Pfalz) 1959.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsheft Land Hessen, Rhein- und Weseranteil, Abflußjahr 1958. — 111 S., 1 Kte., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.) 1959.

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes

- Dr. FATHOLLAH BOZORGNIA, bis Juni 1958: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Mainz; jetzt: Teheran (Iran), Universität, Technische Fakultät.
- Dr. BRUNO FICKE, Mineraloge und Diplomchemiker, wissenschaftl. Assistent am Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Technischen Hochschule, Stuttgart, Herdweg 5.
- Dr. FRITZ HÄUSER, Oberstudienrat und Mitarbeiter des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Hamburg, Windecken/Hanau, Bahnhofstr. 15.
- Dipl.-Geologe Dr. REINHARD HEIL, Geologisch-Paläontologische & Mineralogische Abteilung des Hessischen Landesmuseums, Darmstadt, Friedensplatz 1.
- Dipl.-Geologe Dr. REINHOLD HUCKRIEDE, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.
- Dr. STEFAN JENTSCH, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Göttingen, Berliner Str. 28.
- ALBERT KARSCHNY, Techniker beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Dr. WOLFGANG KREBS, Wissenschaftlicher Assistent am Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alexanderstr. 35.
- Dr. SIEGFRIED S. KUSS, Dozent, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Freiburg, Freiburg i. Br., Hebelstr. 40.
- Dipl.-Geologe Dr. FRITZ KUTSCHER, Dozent, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Dipl.-Geologe Dr. GERHARD MARTIN, Bad Nauheim, Parkstr. 15.
- Dr. ERLEND MARTINI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt, Frankfurt a. M., Senckenberganlage 32.
- Dipl.-Geologe Dr. GEORG MATTHES, Geologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Dipl.-Geologe HANS-GEORG MITTMAYER, Hamburg-Lurup, Sprützmoor 51.
- Dr. ERWIN MARIA MÜLLER, Landesgeologe beim Geologischen Landesamt des Saarlandes, Ensheim, Flughafen.
- Professor Dr. HANS MURAWSKI, Geologisches Institut der Universität Köln, Köln a. Rh., Zülpicher Str. 47.
- Dipl.-Geologe Dr. FRIEDRICH NÖRING, Regierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Dipl.-Geologe Dr. WOLFGANG SCHMIDT, Landesgeologe beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.
- Abt.-Direktor Dr. ECKART SCHRÖDER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.
- Dr. ADOLF SEILACHER, Geologisches Institut der Universität Frankfurt, Frankfurt a. M., Senckenberganlage 32; z. Z. College of Science, Adhamia Baghdad, Iraq.
- Professor Dr. GERHARD SOLLE, Direktor des Instituts für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alexanderstr. 35.
- Professor Dr. HEINZ TOBIEN, Kustos am Hessischen Landesmuseum, Darmstadt, Friedensplatz 1.
- Dr. WILHELM WEILER, Oberstudienrat, Worms a. Rh., Luginsland 22.
- Dipl.-Geologe Dr. HANS WIRTH, Bad Vilbel, Erzweg 41.

Für die Redaktion verantwortlich:

Dipl.-Geologe Dr. FRITZ KUTSCHER,
Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt
für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25

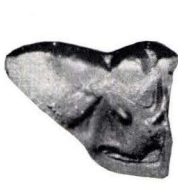
Tafel 1

Tafel 1

- Fig. 1. *Peratherium* sp., M sup. dext., von occlusal, $\times 10$. HLM Ra 5
- Fig. 2. *Peridyromys murinus* (POM.), M² sin., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 29
- Fig. 3. *Peridyromys murinus* (POM.), M² sin., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 10
- Fig. 4. *Peridyromys murinus* (POM.), M₂ dext., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 37
- Fig. 5. Myoxide II, M² dext., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 28, a) gefärbt, b) ungefärbt
- Fig. 6. *Pseudotheridomys parvulus* SCHL., M² dext., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 26
- Fig. 7. *Pseudotheridomys parvulus* SCHL., P₄ dext., von occlusal, $\times 20$. HLM Ra 41
- Fig. 8. *Pseudotheridomys parvulus* SCHL., M₃ dext., von occlusal, ca. $\times 20$. HLM Ra 27
- Fig. 9. Rhinoceride, v. d. Gr. des *Aceratherium lemanense* POM., Astragalus sin., $\times 0,5$. HLM Ra 51. a) von dorsal, b) von plantar

Fundort zu Fig. 1—9: Ziegeleigrube östl. Ravolzhausen, Kr. Hanau.

Anm.: Die Fig. 1—4, 5a, 6—8 wurden mit Encerot ED, Stammlösung 1:5; die Fig. 9a, b mit Encegrün GZ, Stammlösung 1:5 angefärbt (vgl. SOLLE 1952: 256—257).



1



2



3



4



5 a



5 b



6



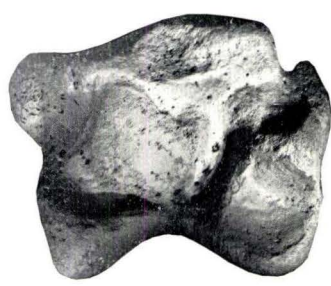
7



8



9 a



9 b

Tafel 2

Tafel 2

- Fig. 10. Amphitragulide, P⁴ dext., von occlusal, $\times 1,5$. Smlg. SCHELLMANN
- Fig. 11. Amphitragulide M sup. sin., von occlusal, $\times 1,5$. Smlg. SCHELLMANN. a) gefärbt, b) ungefärbt
- Fig. 12. Amphitragulide, M sup. sin., von occlusal, $\times 1,5$. Smlg. SCHELLMANN
- Fig. 13. Amphitragulide, M₃ dext., $\times 1,3$. Smlg. SCHELLMANN. a) von labial, b) von occlusal, c) von lingual

Fundort zu Fig. 1—13: Ziegeleigrube östl. Ravalzhausen, Kr. Hanau.

- Fig. 14. Suide, M³ dext. stark abgekaut, Pontien, Dinotheriensande, Wißberg bei Gau-Weinheim/Rheinhessen, ca. $2 \times$. HLM Din. 90, a) gefärbt, b) ungefärbt

Anm.: Die Fig. 10, 11a, 12, 13a-c wurden mit Encegrün GZ, Stammlösung 1:5; die Fig. 14a,b mit Encerot ED, Stammlösung 1:5 angefärbt (vgl. SOLLE 1952: 256-257).



10



11 a



11 b



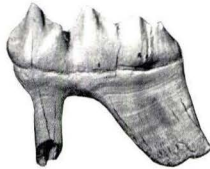
12



13 a



13 b



13 c



14 a



14 b

Tafel 3

Tafel 3

Amphicyon cf. lemanensis POMEL von Büchelberg

- Fig. 1. Unteres Schaftfragment des rechten Humerus. Vorderseite
- Fig. 2. Distalende des linken Femur. Hinterseite
- Fig. 3. Distalende des linken Femur. Lateral
- Fig. 4. Distalende des linken Femur. Vorderseite
- Fig. 5. Distalende der linken Tibia. Vorderseite
- Fig. 6. Distale Gelenkfläche der linken Tibia

Fig. 3 und 4 = $\frac{1}{2}$ nat. Größe, alle anderen $\frac{1}{1}$.



Tafel 4

Tafel 4

Amphicyon cf. lemanensis POMEL von BÜCHELBERG

Fig. 1—3. Proximalende der linken Ulna

1. Von vorn
2. Medial
3. Lateral

Fig. 4. Humerale Gelenkfläche des linken Radius (Oberseite der Abbildung entspricht der Vorderseite)

Fig. 5. Krallenglied unbestimmter Stellung

Fig. 6. Zweite Phalange unbestimmter Stellung

Fig. 7. Erste Phalange unbestimmter Stellung. Dorsalseite

Fig. 8. Dgl. Ventralseite

Fig. 9. Rechte Patella. Vorderseite

Fig. 10. Dgl. Medial

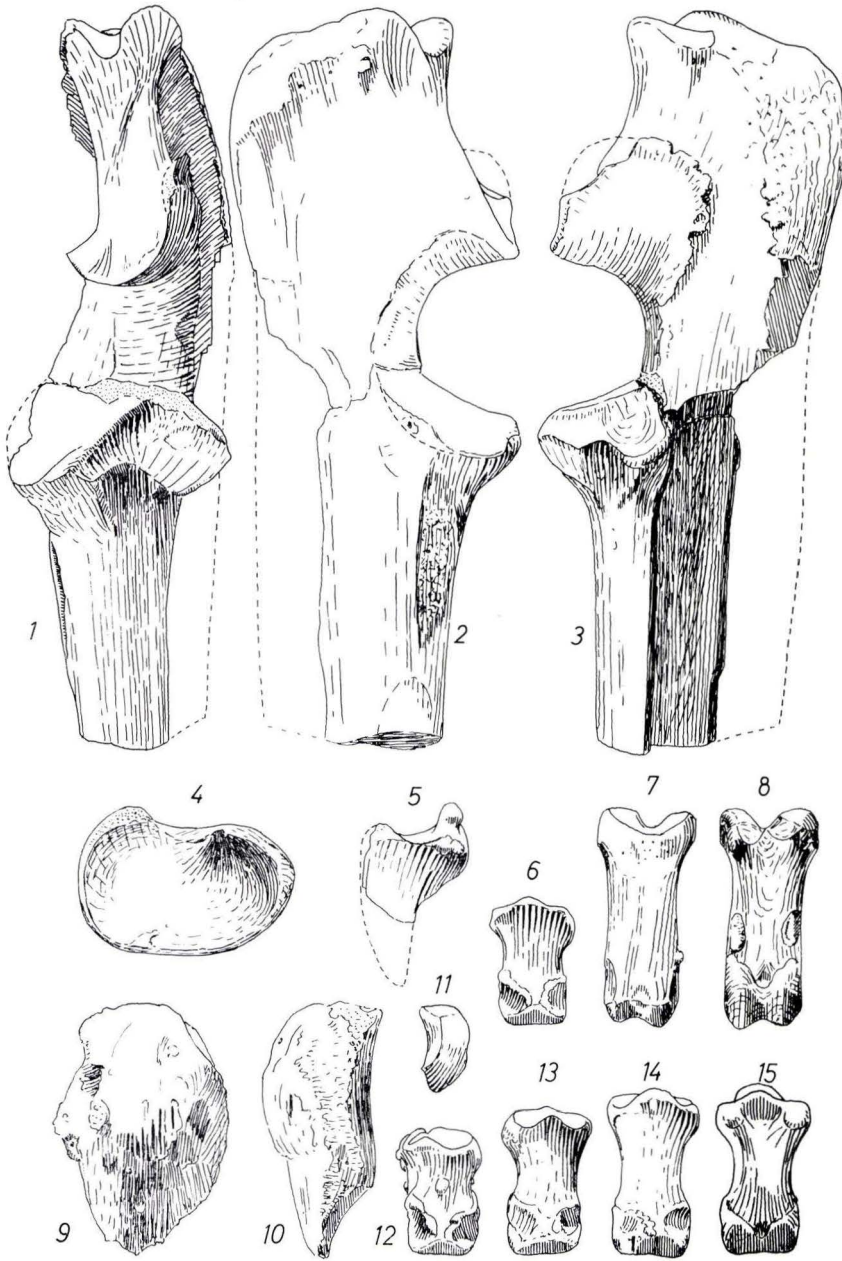
Fig. 11. Sesamoid unbestimmter Stellung

Fig. 12—15. Zweite Phalangen unbestimmter Stellung

12—14. Dorsalseite

15. Ventralseite von Fig. 14.

Alle Figuren in natürlicher Größe.



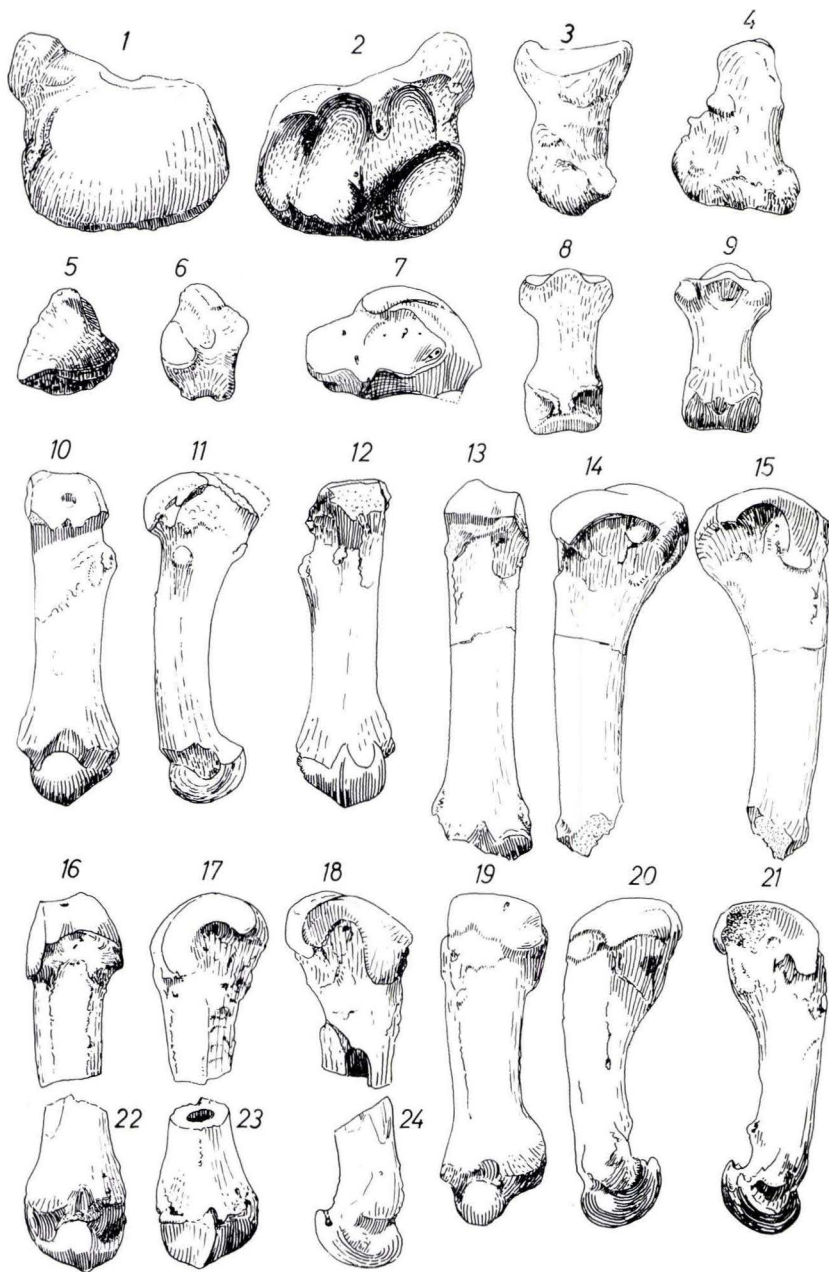
Tafel 5

Tafel 5

Amphicyon cf. lemanensis POMEL von Büchelberg

- Fig. 1—2. Linkes Scapholunare
1. Dorsal
2. Ventral
- Fig. 3—4. Rechtes Pisiforme
3. Ventral
4. Medial
- Fig. 5. Rechtes Trapezoid. Dorsal
- Fig. 6. Rechtes Trapezium. Dorsal
- Fig. 7. Rechtes Magnum. Lateral
- Fig. 8—9. Zweite Phalange (c) unbestimmter Stellung
8. Dorsal
9. Ventral
- Fig. 10—12. Rechtes Metacarpale II
10. Dorsal
11. Medial
12. Ventral
- Fig. 13—15. Rechtes Metacarpale III
13. Dorsal
14. Medial
15. Lateral
- Fig. 16—18. Linkes Metacarpale IV
16. Dorsal
17. Lateral
18. Medial
- Fig. 19—21. Linkes Metacarpale V
19. Dorsal
20. Lateral
21. Medial
- Fig. 22—24. Distalfragment des rechten Metacarpale IV (?).

Alle Figuren in natürlicher Größe.

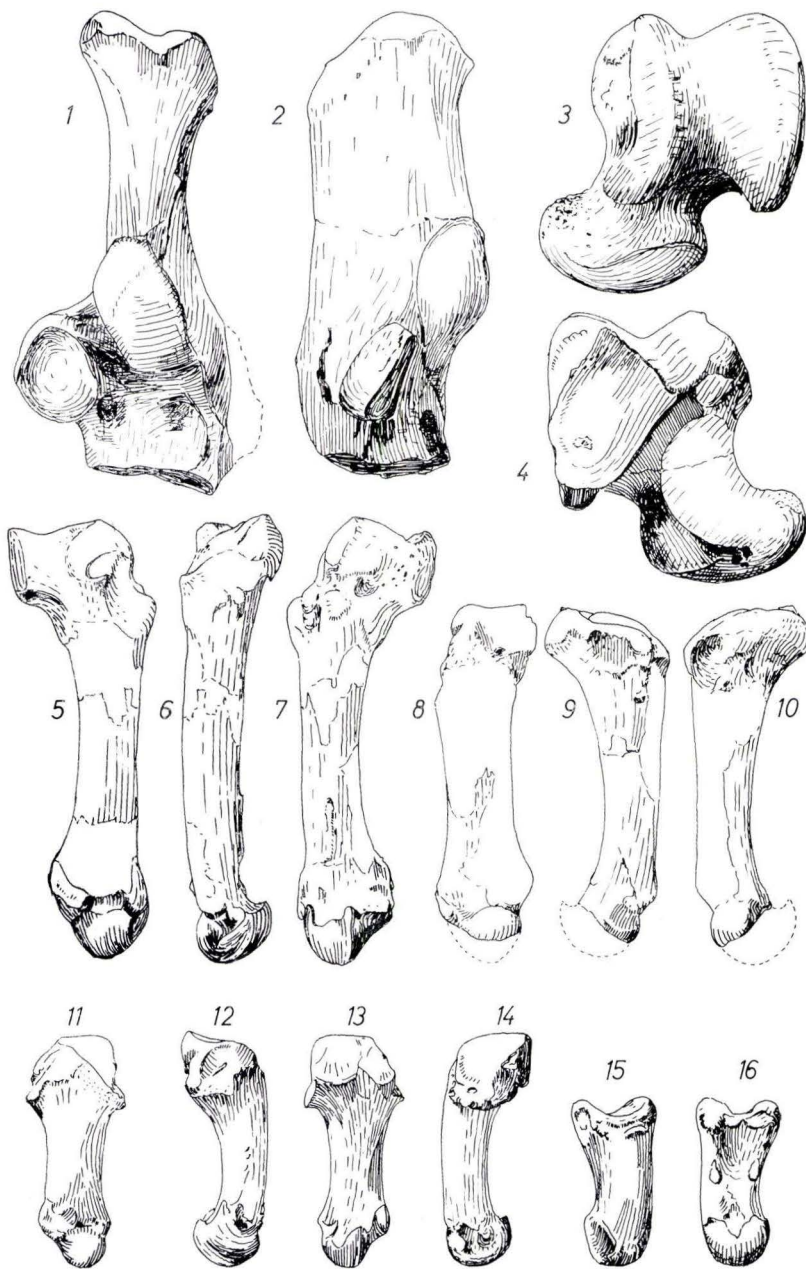


Tafel 6

Tafel 6

Amphicyon cf. lemanensis POMEL von Büchelberg

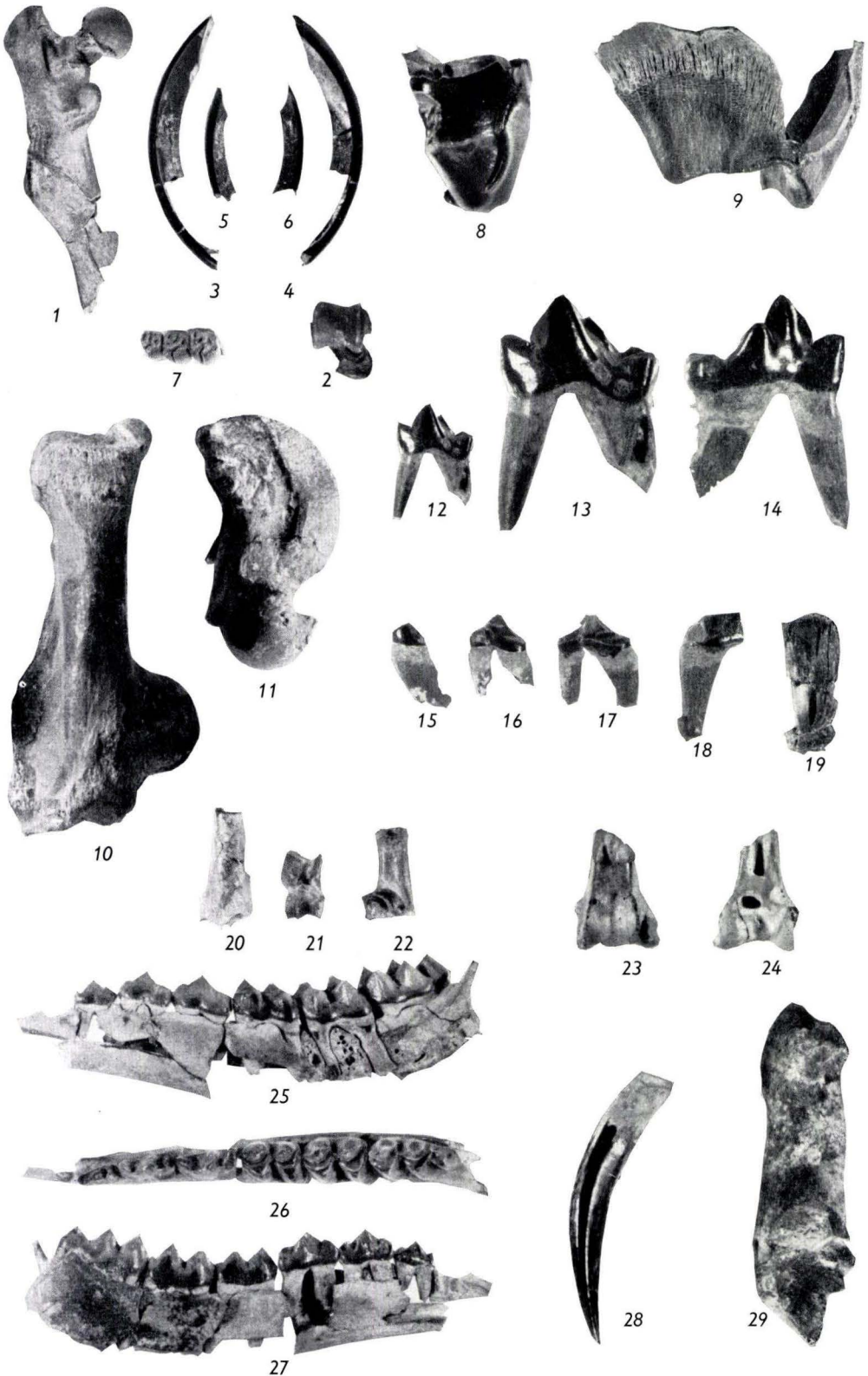
- Fig. 1—2. Linker Calcaneus
1. Dorsal
2. Medial
- Fig. 3—4. Linker Astragalus
3. Dorsal
4. Ventral
- Fig. 5—7. Rechtes Metatarsale V.
5. Dorsal
6. Medial
7. Ventral
- Fig. 8—10. Linker Metacarpale II
8. Dorsal
9. Medial
10. Lateral
- Fig. 11—14. Linkes Metacarpale I
11. Dorsal
12. Medial
13. Ventral
14. Lateral
- Fig. 15—16. Erste Phalange des rechten Daumens
15. Dorsolateral
16. Ventral
- Alle Figuren in natürlicher Größe.



Tafel 7

Tafel 7

- Fig. 1—7. *Steneofiber eseri* H. v. MEYER
1. Proximalfragment des linken Femur. Hinterseite. E 1
 2. Astragalus. Vorderseite. E 1
 3. Unterer rechter Schneidezahn. Innenseite. E 1
 4. Unterer rechter Schneidezahn. Außenseite. E 1
 5. Unterer linker ?? Milchsneidezahn. Innenseite. E 6
 6. Unterer linker ?? Milchsneidezahn. Außenseite. E 6
 7. Rechter M^1 — M . E 1
- Fig. 1—7 in natürlicher Größe.
- Fig. 8—9. *Rhinoceride* indet.
8. Fragment (Metaloph) eines oberen, linken Molaren
 9. Keim eines oberen Molaren
- Fig. 8—9 in natürlicher Größe.
- Fig. 10—19. *Amphicyon* cf. *lemanensis* POMEL
10. Linker Calcaneus. Ventralseite
 11. Linker Astragalus. Medialseite
 12. Linker Milchbrecherschereznahn. Außenseite
 13. Derselbe. Außenseite. 2 : 1
 14. Derselbe. Innenseite. 2 : 1
 15. P_1 , wahrscheinlich links unten
 16. ? P_2
 17. ? P_3
 18. ? Vordere Hälfte von P_1
 19. Wurzel von ? M_1 , auf der Kronenseite abgekaut
- Mit Ausnahme von Fig. 13 und 14 alle in natürlicher Größe.
- Fig. 20—22. *Caenotherium laticurvatum* (GEOFFROY)
20. Distales Tibiafragment
 21. Astragalus. Vorderseite
 22. Fragmentarischer Calcaneus. Vorderseite
- Alle Figuren in natürlicher Größe.
- Fig. 23—24. *Palaelodus ambiguus* MILNE EDWARDS
23. Distalfragment einer Tibia. Hinterseite
 24. Dasselbe. Vorderseite
- Figur 23 und 24 in natürlicher Größe.
- Fig. 25—29. *Amphitragulus lemanensis* POMEL
25. Linker Unterkiefer mit P_2 — M_3 . Außenseite
 26. Derselbe von der Kaufläche
 27. Derselbe von der Innenseite
 28. Linker oberer Eckzahn
 29. Linker Calcaneus. Medial
- Alle Figuren in natürlicher Größe.

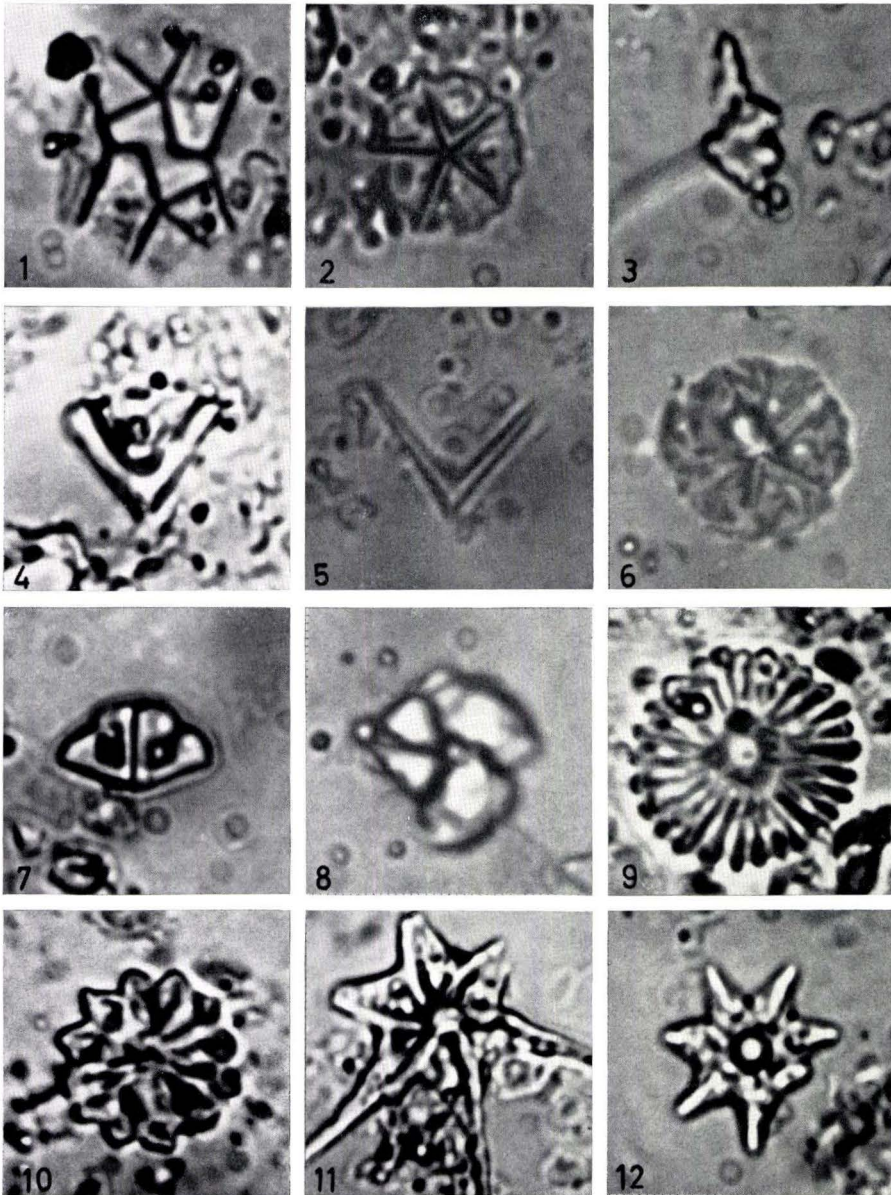


Tafel 8

Tafel 8

Vergrößerung einheitlich $\times 2000$

- Fig. 1. *Braarudosphaera bigelowi* (G. & B.) DEFLANDRE 1947. 3 zusammenhängende Pentalithen. SM. B 9172 (D 41,6/120,0). — Offenbach am Main: 78,8—80,6 m; Zone 2 73
- Fig. 2. *Micrantholithus basquensis* MARTINI 1959. Pentalith. SM. B 9110 (D 37,7/120,8). — Offenbach am Main: 19,2—21,0 m; Zone 4 74
- Fig. 3. *Micrantholithus* cf. *bramlettei* DEFLANDRE 1954. Korrodiertes einzelnes Segment. SM. B 9220 (D 32,0/120,0). — Weinheim b. Alzey: 1,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 74
- Fig. 4. *Micrantholithus flos* DEFLANDRE 1950. Korrodiertes einzelnes Segment. SM. B 9116 (D 40,6/118,0). — Offenbach am Main: 23,0—23,9 m; Zone 4 74
- Fig. 5. *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE 1950. Einzelnes Segment. SM. B 9133 (D 32,1/116,0). — Offenbach am Main: 32,5—35,0 m; Zone 4 74
- Fig. 6. *Pemma rotundum* KLUMPP 1953. Korrodiertes Pentalith. SM. B 9128 (D 34,2/123,2). — Offenbach am Main: 29,5—31,4 m; Zone 4 74
- Fig. 7. *Pemma angulatum* MARTINI 1959. 2 korrodierte Einzelteile. SM. B 9123 (D 38,7/120,0). — Offenbach am Main: 25,5—26,8 m; Zone 4 75
- Fig. 8. *Tetralithus pyramidus* GARDET 1955. Korrodiertes Tetralith. SM. B 9135 (D 39,5/123,0). — Offenbach am Main: 35,0—36,8 m; Zone 4 75
- Fig. 9. *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. 27strahliges Stück. SM. B 9220 (D 42,0/119,0). — Weinheim b. Alzey: 1,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 75
- Fig. 10. *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK 1927. 12strahliges Stück. SM. B 9219 (D 44,2/122,0). — Weinheim b. Alzey: 1,50 m über Basis Rupelton; Zone 4 76
- Fig. 11. *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. 6strahliges Stück. SM. B 9104 (D 38,4/120,0). — Offenbach am Main: 3 1,2—16,0 m; Zone 4 76
- Fig. 12. *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. 7strahliges Stück. SM. B 9116 (D 38,0/123,0). — Offenbach am Main: 23,0—23,9 m; Zone 4 76



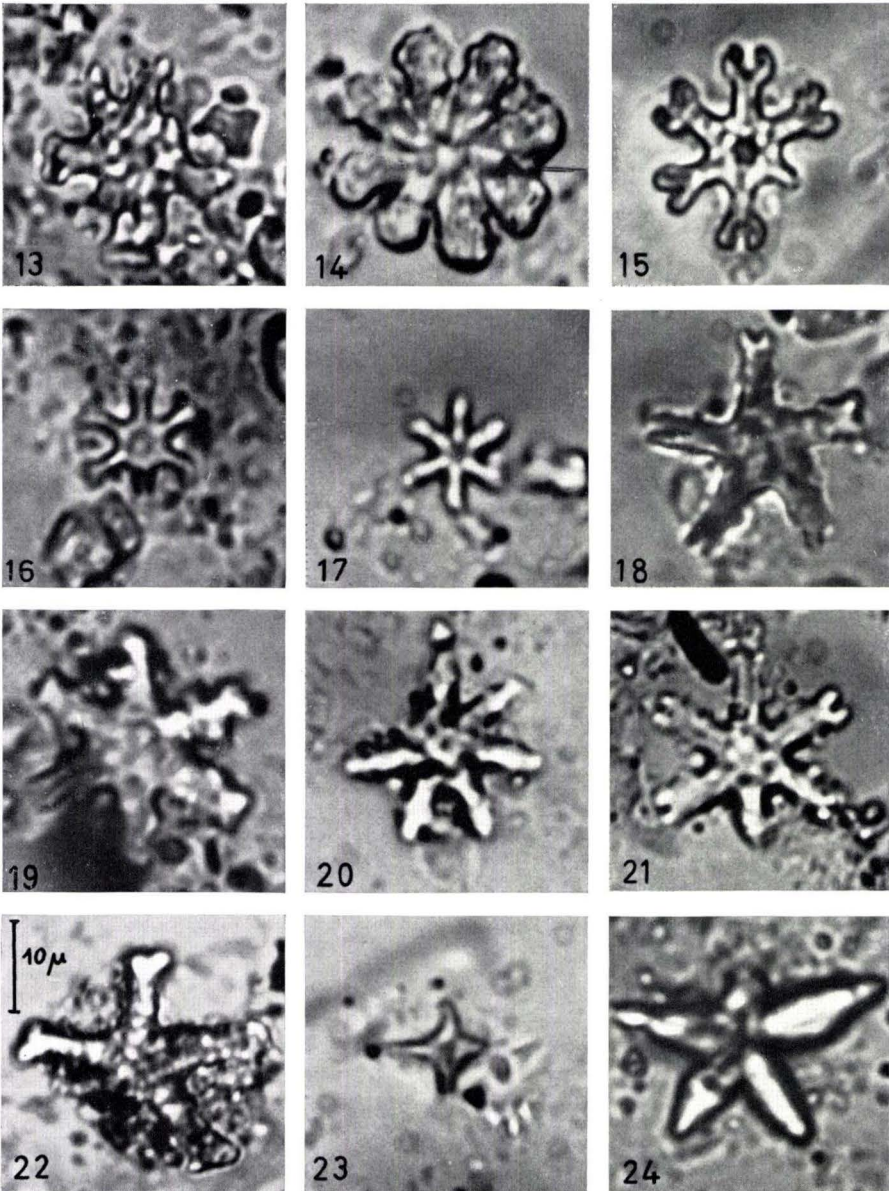
μ |-----| 30

Tafel 9

Tafel 9

Vergrößerung bis auf Fig. 22 einheitlich $\times 2000$

- Fig. 13. *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. Korrodiertes 7strahliges Stück. SM. B 9125 (D 39,6/119,1). — Offenbach am Main: 26,8 bis 28,3 m; Zone 4 77
- Fig. 14. *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. Korrodiertes 8strahliges Stück. SM. B 9219 (D 45,3/121,0). — Weinheim b. Alzey: 1,50 m über Basis Rupelton; Zone 4 77
- Fig. 15. *Discoaster distinctus* MARTINI 1958. 6strahliges Stück. SM. B 9220 (D 35,9/121,0). — Weinheim b. Alzey: 1,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 77
- Fig. 16. *Discoaster germanicus* MARTINI 1958. Korrodiertes 6strahliges Stück. SM. B 9105 (D 35,4/117,0). — Offenbach am Main: 13,2—16,0 m; Zone 4 77
- Fig. 17. *Discoaster plebeius* MARTINI 1958. 6strahliges Stück. SM. B 9219 (D 36,4/113,0). — Weinheim b. Alzey: 1,50 m über Basis Rupelton; Zone 4 78
- Fig. 18. *Discoaster tani tani* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. 5strahliges Stück. SM. B 9104 (D 35,8/118,1). — Offenbach am Main: 13,2—16,0 m; Zone 4 78
- Fig. 19. *Discoaster tani nodifer* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. 6strahliges Stück. SM. B 9164 (D 33,7/117,2). — Offenbach am Main: 68,9—70,4 m; Zone 2 78
- Fig. 20. *Discoaster binodosus binodosus* MARTINI 1958. 7strahliges Stück. SM. B 9120 (D 47,7/115,0). — Offenbach am Main: 24,8—25,5 m; Zone 4 . . . 79
- Fig. 21. *Discoaster binodosus hirundinus* MARTINI 1958. 6strahliges Stück. SM. B 9125 (D 40,6/122,0). — Offenbach am Main: 26,8—28,3 m; Zone 4 79
- Fig. 22. *Discoaster* cf. *pentaradiatus* TAN SIN HOK 1927. 5strahliges Stück. SM. B 9116 (D 39,5/118,0). — Offenbach am Main: 23,0—23,9 m; Zone 4 79
- Fig. 23. *Discoaster cruciformis* MARTINI 1958. Korrodiertes Stück. SM. B 9136 (D 35,0/113,0). — Offenbach am Main: 36,8—39,0 m; Zone 4 79
- Fig. 24. *Discoaster crassus* MARTINI 1958. Beschädigtes 5strahliges Stück. SM. B 9133 (D 32,5/116,0). — Offenbach am Main: 32,5—35,0 m; Zone 4 . . 80

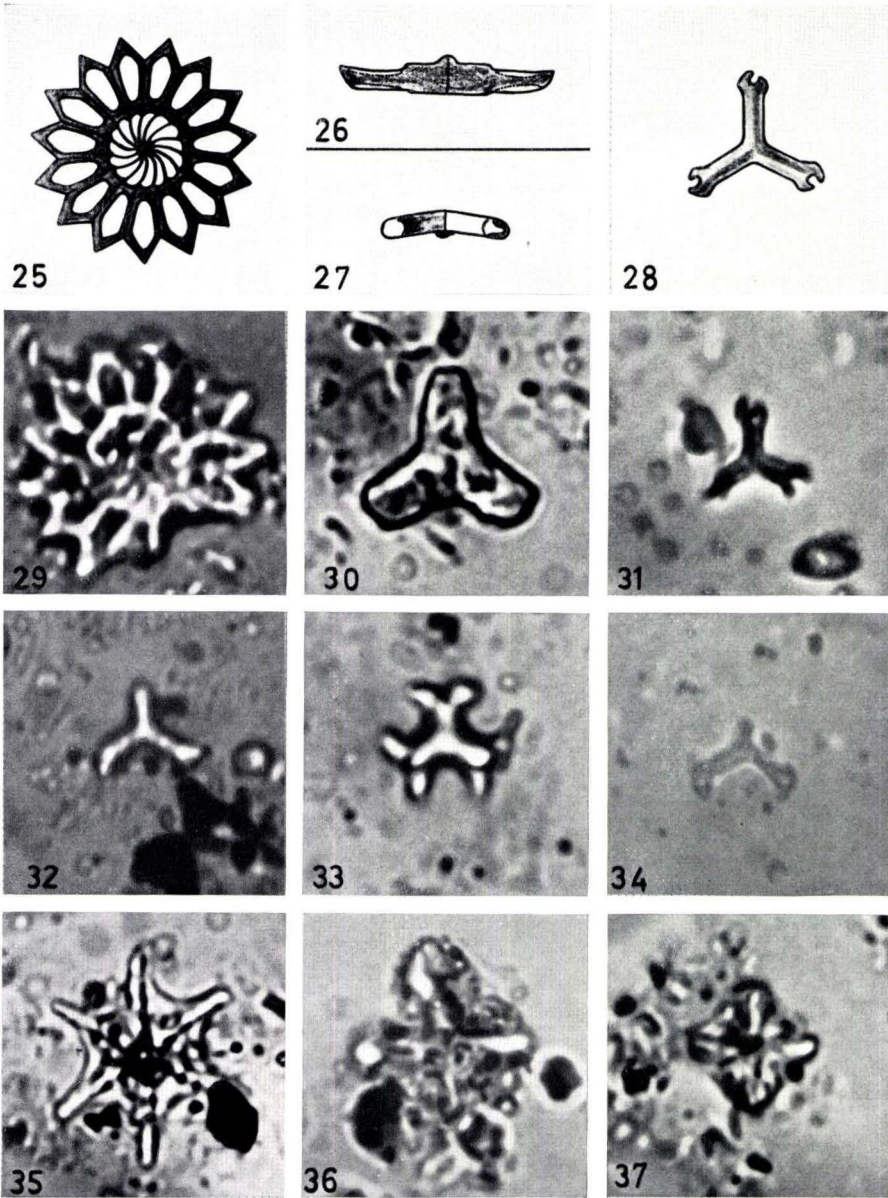


Tafel 10

Tafel 10

Vergößerung einheitlich $\times 2000$

- Fig. 25. *Discoaster splendidus* n. sp. Schema eines 15strahligen Stückes. . . . 80
- Fig. 26. *Discoaster splendidus* n. sp. Querschnitt, schematisch. 80
- Fig. 27. *Discoaster diversus* n. sp. Seitenansicht, schematisch. 80
- Fig. 28. *Discoaster diversus* n. sp. Schema eines 3strahligen Stückes. 80
- Fig. 29. *Discoaster splendidus* n. sp. 14strahliges Stück. SM. B 9112 (D 39,8/116,2). — Offenbach am Main: 21,0—22,1 m; Zone 4 80
- Fig. 30. *Discoaster tribrachiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954. Korrodiertes Stück. SM. B 9220 (D 37,1/119,0). — Weinheim b. Alzey: 1,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 81
- Fig. 31. *Discoaster diversus* n. sp. Beschädigtes Stück. SM. B 9218 (D 38,0/111,0). — Weinheim b. Alzey: 1,50 m über Basis Rupelton; Zone 4 80
- Fig. 32. *Discoaster rotans* STRADNER 1959. Beschädigtes Stück. SM. B 9196 (D 38,5/118,0). — Frankfurt am Main, Molkerei Osthafen: 4,4—8,3 m; Zone 4 81
- Fig. 33. *Discoaster furcatus* DEFLANDRE 1954. Stück SM. B 9158 (D 46,4/116,8). — Offenbach am Main: 65,0—66,1 m; Zone 2 81
- Fig. 34. *Discoaster* cf. *hohnensis* MARTINI 1958. Stark korrodiertes Stück. SM. B 9217 (D 32,9/114,0). — Weinheim b. Alzey: 0,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 81
- Fig. 35. *Trochoaster simplex* KLUMPP 1953. Korrodiertes Stück. SM. B 9104 (D 39,9/116,8). — Offenbach am Main: 13,2—16,0 m; Zone 4. 82
- Fig. 36. *Trochoaster swasticoides* MARTINI 1958. Korrodiertes Stück. SM. B 9108 (D 38,8/122,7). — Offenbach am Main: 17,8—19,2 m; Zone 4. 82
- Fig. 37. *Trochoaster staurophorus* (GARDET) STRADNER 1959. Stück SM. B 9157 (D 37,4/117,1). — Offenbach am Main: 61,9—65,0 m; Zone 2. 82



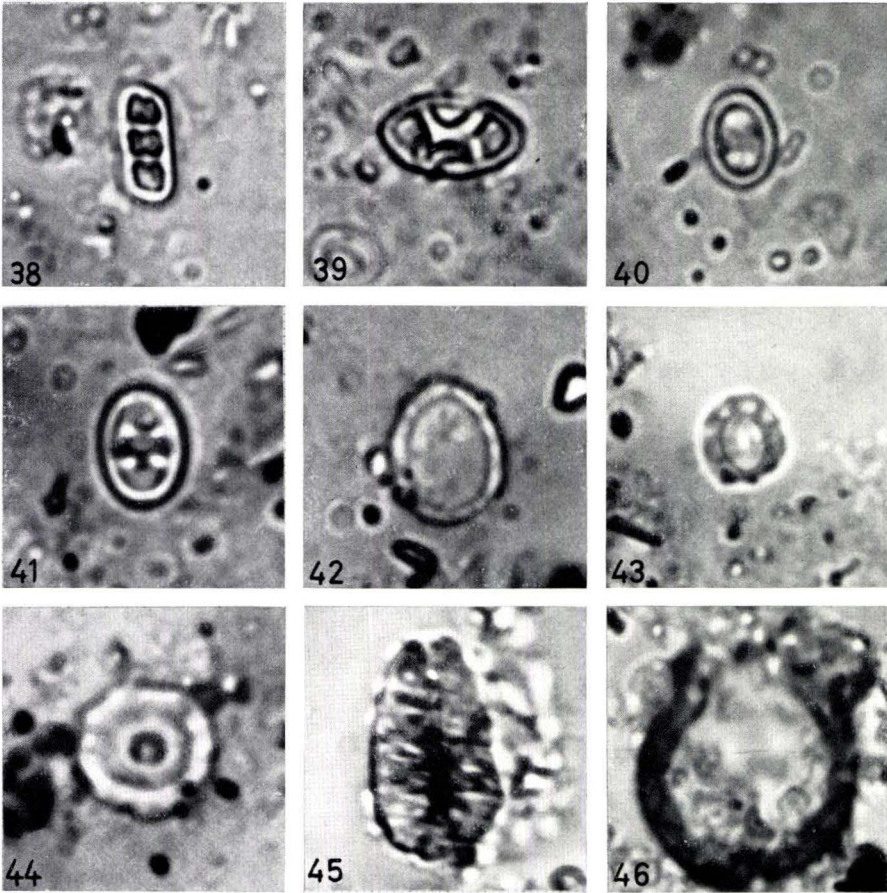
μ |-----| 30

Tafel 11

Tafel 11

Vergrößerung einheitlich $\times 2000$

- Fig. 38. *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE 1954. Stück SM. B 9116 (D 41,8/125,0). — Offenbach am Main: 23,0—23,9 m; Zone 4 84
- Fig. 39. *Zycolithus dubius* DEFLANDRE 1954. Stück SM. B 9220 (D 33,4/113,0). — Weinheim b. Alzey: 1,75 m über Basis Rupelton; Zone 4 83
- Fig. 40. *Zycolithus* cf. *erectus* DEFLANDRE 1954. Stück SM. B 9172 (D 36,2/111,0). — Offenbach am Main: 78,8—80,6 m; Zone 2 83
- Fig. 41. *Zycolithus diplogrammus* DEFLANDER 1954. Stück SM. B 9170 (D 45,3/122,0). — Offenbach am Main: 75,0—78,0 m; Zone 2 83
- Fig. 42. *Discolithus* cf. *panarium* DEFLANDRE 1954. Stück SM. B 9189 (D 36,2/117,0). — Offenbach am Main: 92,0—93,5 m; Zone 1 83
- Fig. 43. *Tremalithus* sp. Stück SM. B 9180 (D 32,1/119,9). — Offenbach am Main: 86,0—88,0 m; Zone 1 83
- Fig. 44. *Coccolithus* cf. *leptoporus* (M. & B.) SCHILLER 1930. Stück SM. B 9174 (D 42,3/120,4). — Offenbach am Main: 80,6—83,2 m; Zone 2. 83
- Fig. 45. *Nannoconus colomi* (LAPPARENT) KAMPTNER 1938. Stück SM. B 9169 (D 46,2/119,0). — Offenbach am Main: 72,3—75,0 m; Zone 2. 84
- Fig. 46. *Thoracosphaera heimi* (LOHMANN) KAMPTNER 1927. Beschädigtes Stück. SM. B 9174 (D 48,0/119,1). — Offenbach am Main: 80,6—83,2 m; Zone 2 83



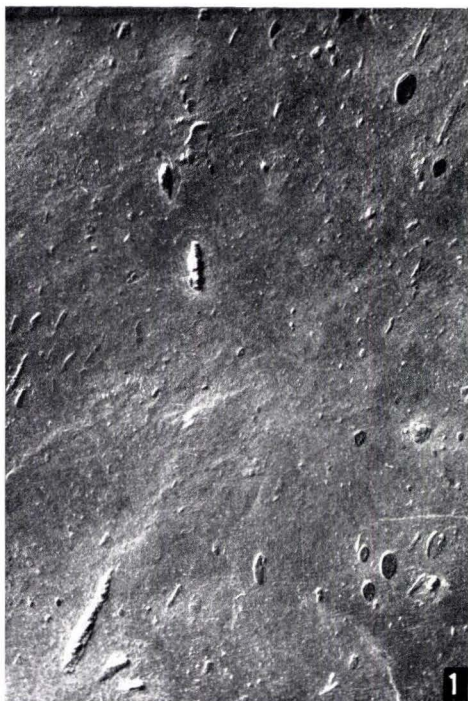
μ |-----| 30

Tafel 12

Tafel 12

- Fig. 1. Ostrakoden, Tentaculiten und andere Mikrofossilien mit parallel ausgerichteten Längsachsen. Bundenbach. $\frac{5}{2}$.
- Fig. 2—3. Ausfüllungen gefiederter Schleifrillen, also Schicht-Unterseiten. Diese Marken stammen möglicherweise von den Armspitzen eines treibenden Seesternes (vgl. Abb. 2) und beweisen auf jeden Fall Strömung in Pfeilrichtung. Kaisergrube Gemünden, $\frac{3}{2}$ und $\frac{1}{1}$.
- Fig. 4. Unterseite einer Platte von der Kaisergrube bei Gemünden. Neben zahlreichen anderen Strömungsmarken fallen vier Eindrücke von Trilobiten-Spindelringen durch Biegung und gleichsinnige Orientierung auf. Stets weist die Konvexe Seite stromauf und ist flach ausgewischt, im Gegensatz zu der steiler abfallenden Leekante. Die ausgezogenen Pleuren-Spitzen lassen die Wölbung übertrieben hoch erscheinen. Gemünden. $\frac{2}{5}$.

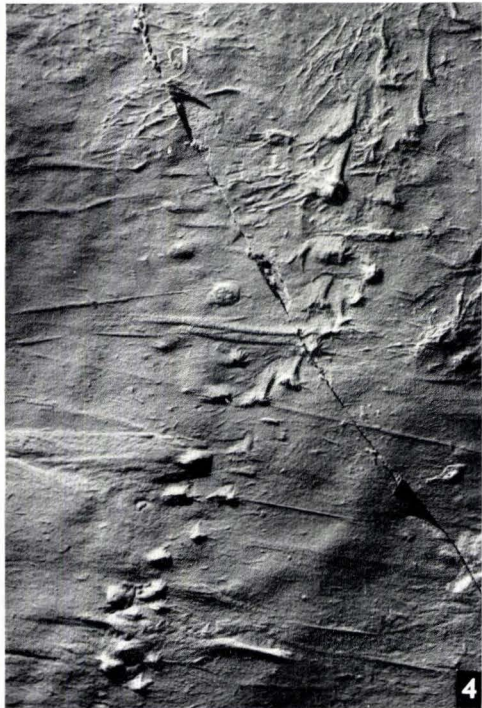
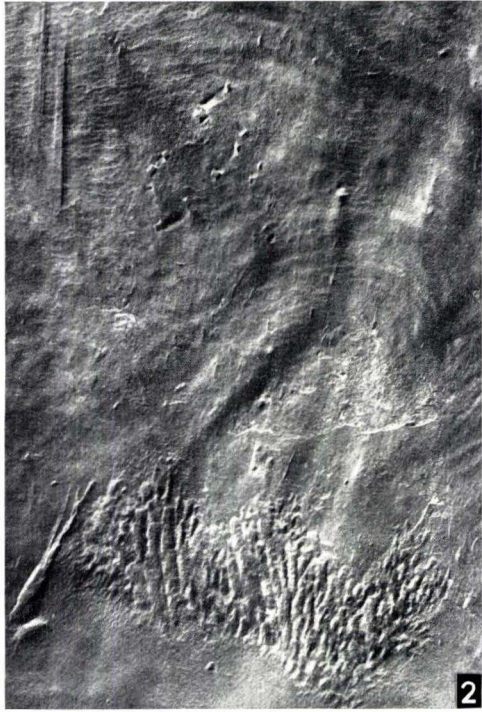
Strömung in allen Bildern von unten nach oben.

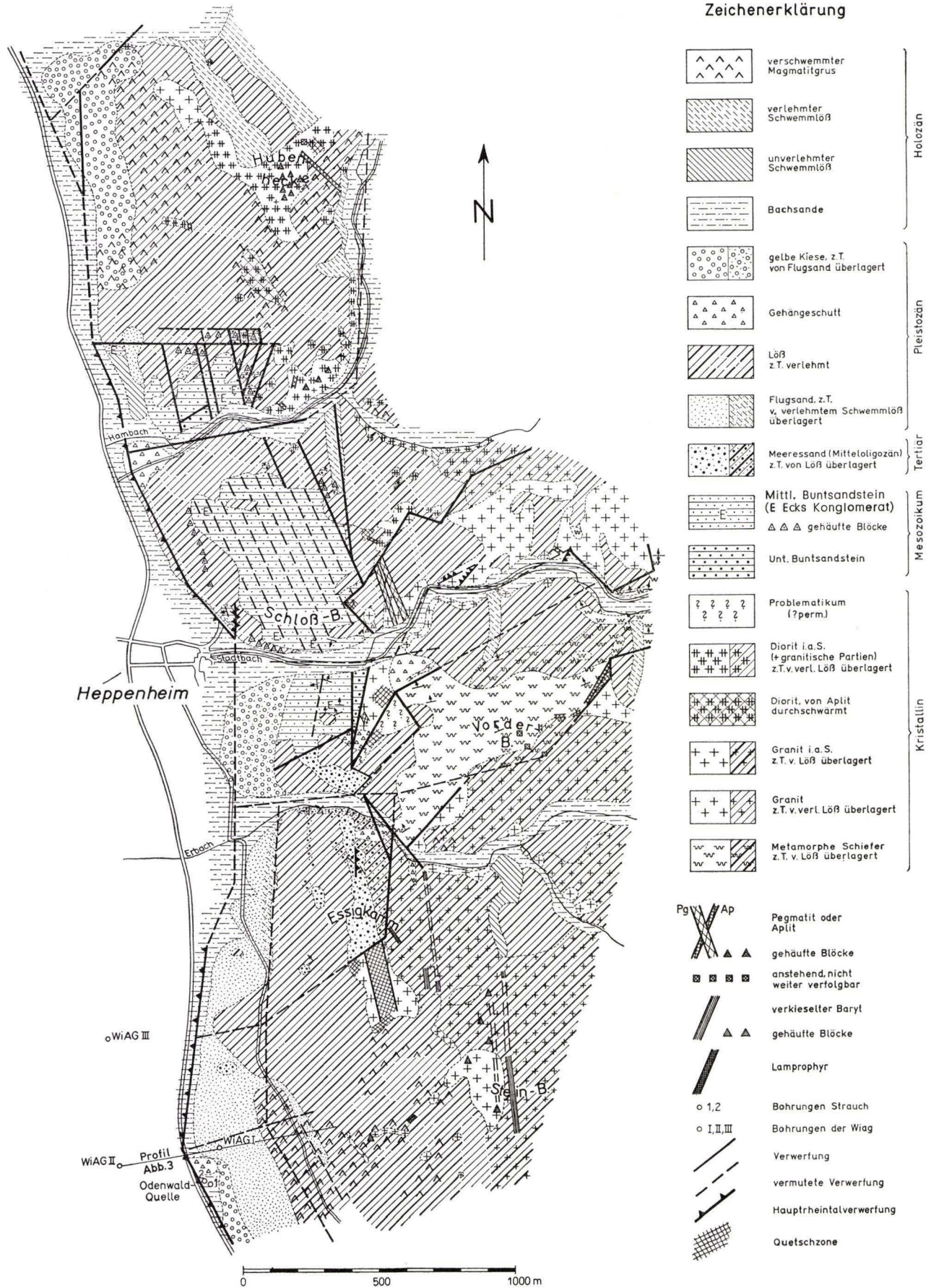


Tafel 13

Tafel 13

- Fig. 1. Schuppenförmige Gefleißmarken aus dem Hunsrücksschiefer von Gemünden. $\frac{2}{3}$.
- Fig. 2. Quastenförmige Gefleißmarken aus dem Hunsrücksschiefer von Gemünden. $\frac{2}{3}$.
- Fig. 3. Guirlandenförmige Runzelsysteme, gitterartig überlagert. Gemünden. $\frac{1}{2}$.
- Fig. 4. Querläufer-Fährte in besonders scharfer Erhaltung. An einzelnen Trittsiegeln sind bis zu 4 Krallen- oder Borstenabdrücke zu erkennen, welche jeweils nach vorn und außen weisen. Beim Herausziehen der Beinspitzen aus dem Schlamm entstanden geschwungene Schleifspuren. Gemünden. $\frac{1}{1}$.
- Strömung in Fig. 1–3 von unten nach oben, in Fig. 4 von links nach rechts.





Kartengebiet der Vorbergzone bei Heppenheim (Kartierung HEIL 1957)

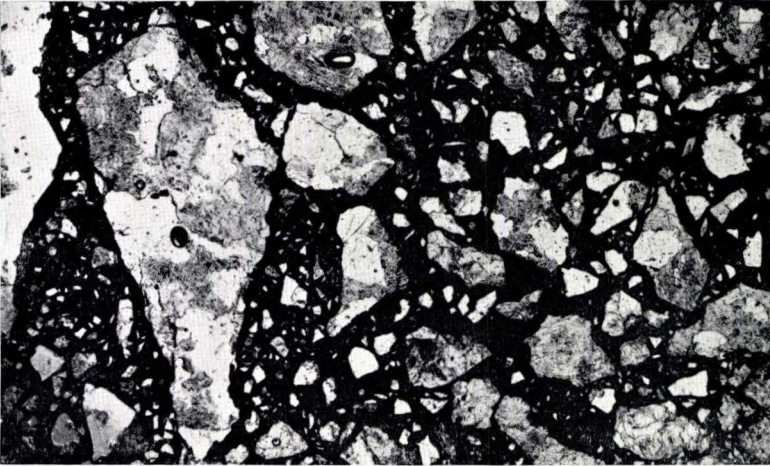
Tafel 15

Tafel 15

- Fig. 1. Brecciöser gr nordöstlich Hubenhecke.
- Fig. 2. Dünnschliff 27. Brecciöser gr nordöstlich Hubenhecke. $12\times$, mit Polarisator.
- Fig. 3. gr nordöstlich Hubenhecke, durch tektonische Beanspruchung zerschert, vielleicht durch Herabrutschen am Hang etwas verdreht.
- Fig. 4. S-Teil der Hubenhecke. Harnischbildung. Kammrichtung und -fallen: N 170° E, $0-20^{\circ}$ nach N.



1



2



3



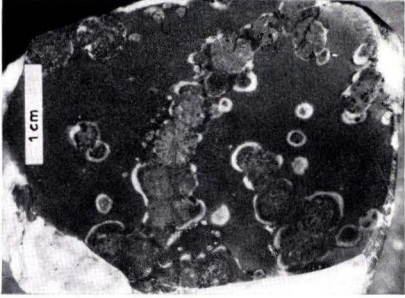
4

Tafel 16

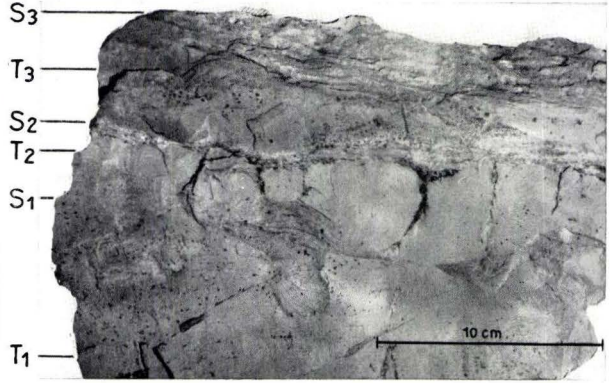
Tafel 16

Bunte Schiefer des südlichen Taunus (Gedinne). Originalstücke im geologischen Institut der Universität Frankfurt a. M. bzw. im Senckenberg-Museum.

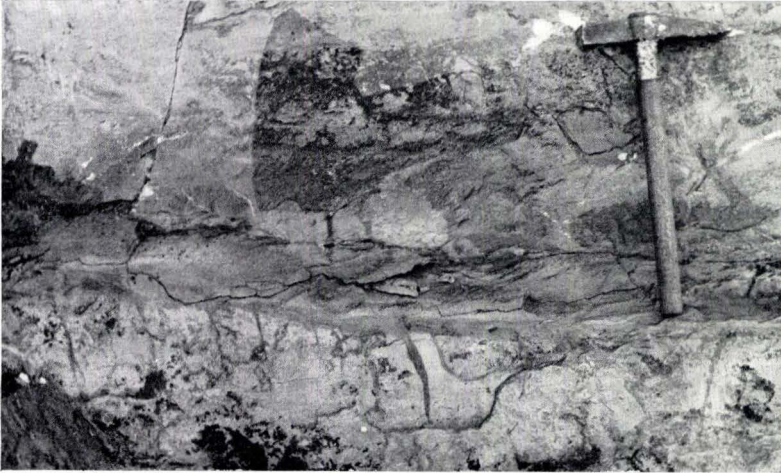
- Fig. 1. Anschliff des Quarz-Hornblende Gesteins aus den „körnigen Phylliten“.
× 1,3.
- Fig. 3. Sedimentäre Strukturen in den Bunten Schiefen: Risse in einer Tonlage, Kolkmarke. × 0,3.
- Fig. 7. Tonlage mit sandgefüllten Rissen, anstehend in einem Aufschluß.
- Fig. 8. Querschnitt durch Rippelmarken. × 0,35.
- Fig. 12. SM.B. 8515. *Psilophyton* ? sp. × 3,5.



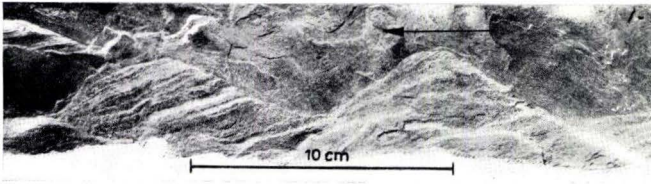
1



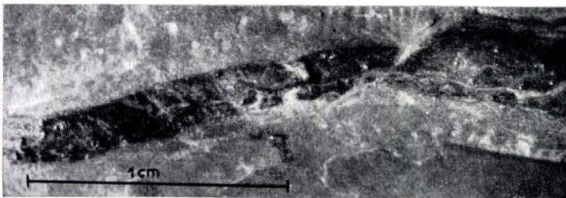
3



7



8



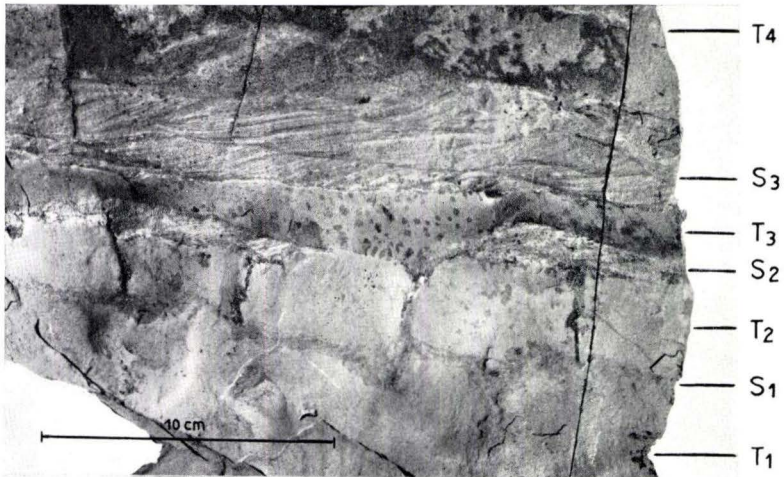
12

Tafel 17

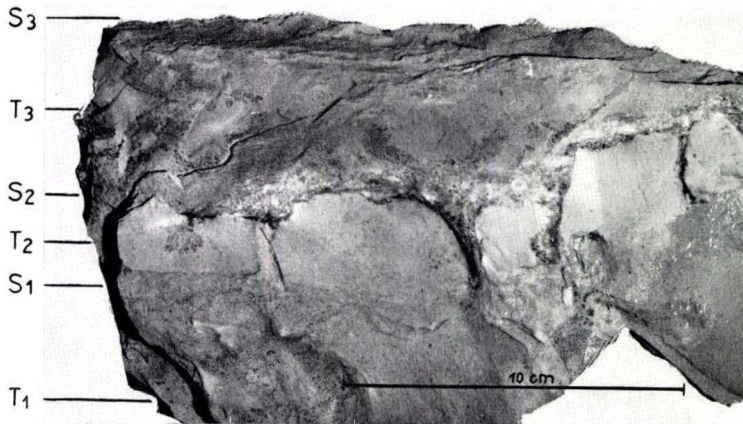
Tafel 17

Sedimentäre Strukturen aus den Bunten Schiefen des südlichen Taunus. Originalstücke im geologischen Institut der Universität Frankfurt a. M.

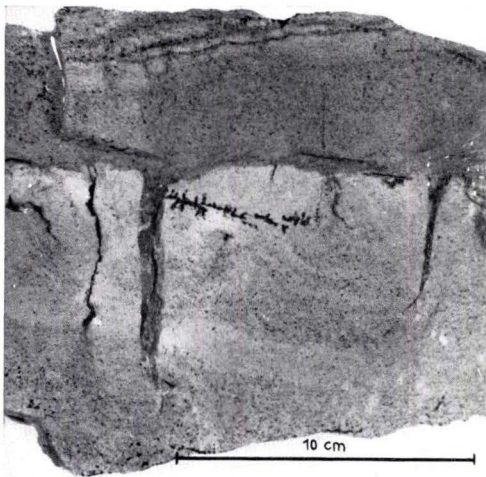
- Fig. 2. Häufiger Sedimentwechsel, Schrägschichtung, sanderfüllte Risse in einer Tonschicht. T = tonige, S = sandige Lage. $\times 0,4$.
- Fig. 4–5. Sanderfüllte Risse in einer Tonlage. $\times 0,45$ und $\times 0,4$.
- Fig. 6. Mit sandigem Material gefüllte Risse in einer Tonlage, darüber Schrägschichtung. Andeutung von Dreistrahler – Strukturen. $\times 0,4$.



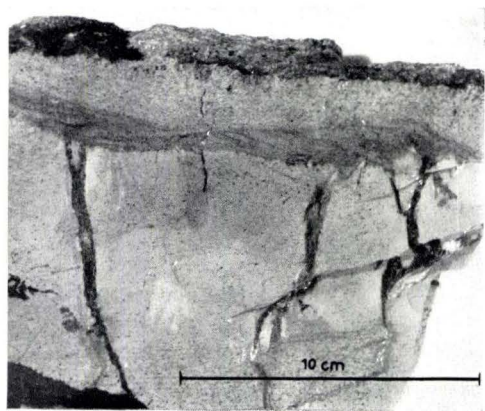
2



4



5



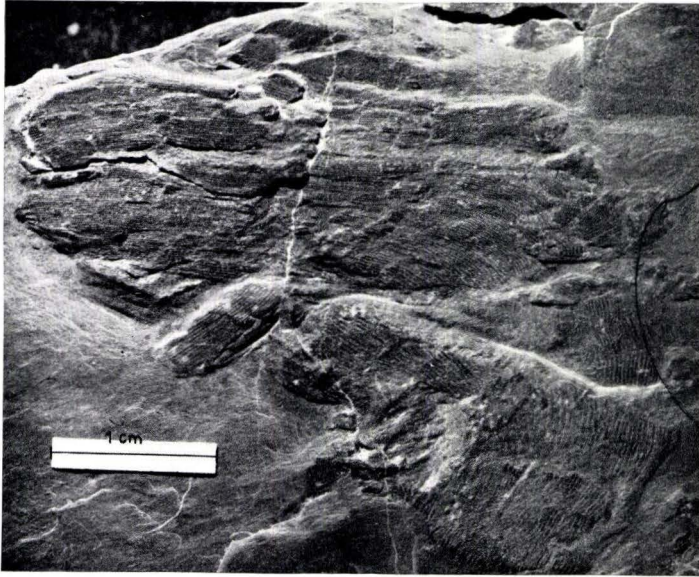
6

Tafel 18

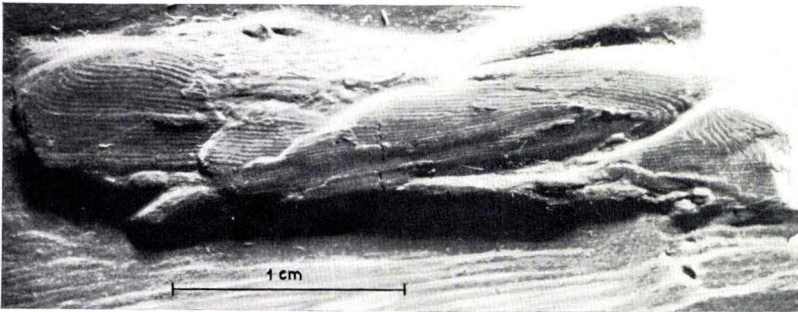
Tafel 18

Fossilien aus den Bunten Schiefen des südlichen Taunus. Originalstücke im
Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M.

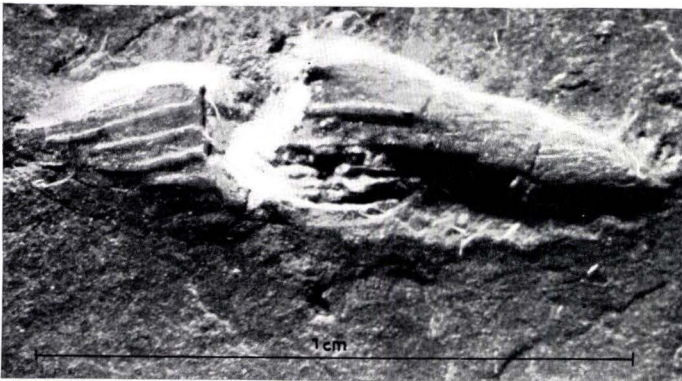
- Fig. 9. SMF.P. 3305. *Pteraspis* sp., Teil des Ventral- oder Dorsalschildes. $\times 2,2$.
Fig. 10. SMF.P. 3306. *Pteraspis* sp., Branchialplatte ? $\times 3,1$.
Fig. 11. SMF.P. 3307. Acanthodier — Flossenstachel. $\times 8$.
Fig. 13. SM.B 8525. *Taeniochrada* ? sp. $\times 4,2$.



9



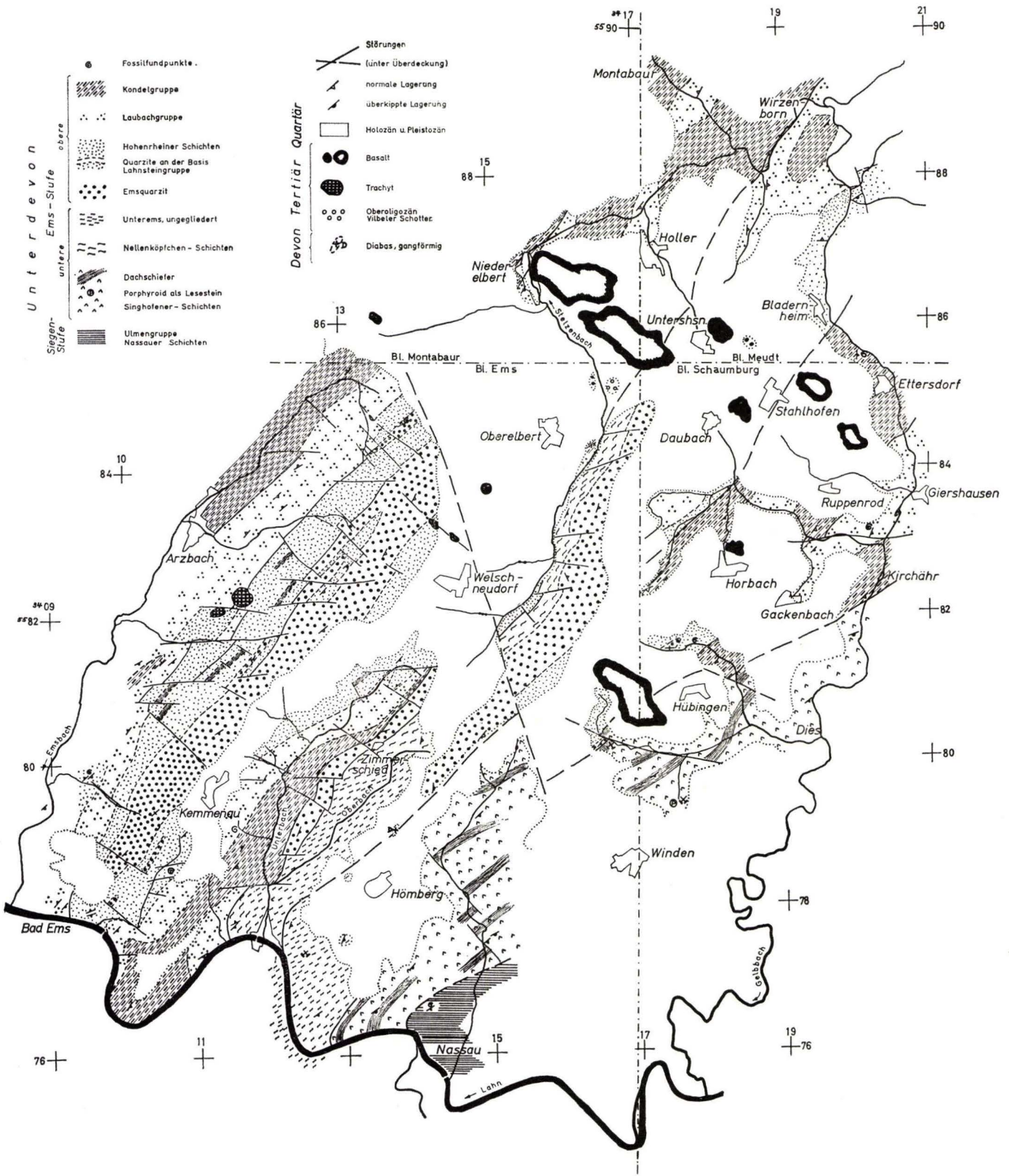
10



11



13



Geologische Karte der Moselmulde und der südöstlichen Randstrukturen nördlich der Lahn

Aufgenommen von ST. JENTSCH 1955-56; 1:75000

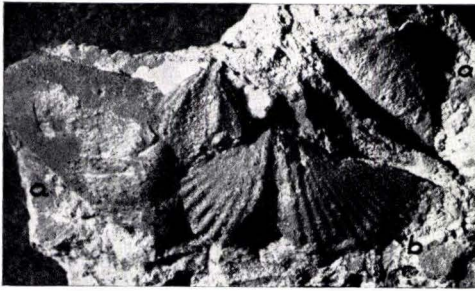
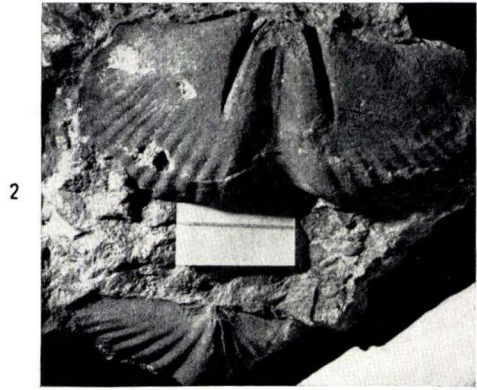
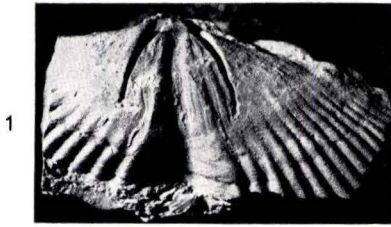
Tafel 20

Tafel 20

- Fig. 1, 2: *Hysterolites (Paraspirifer)* n. sp. ?, unverdrückte Exemplare
Fig. 2 mit *Hysterolites (Acrospirifer) paradoxus* (SCHLOTHEIM)
Hohenrheiner Schichten, Steinbruch S Blöskopf (Bl. Ems)
- Fig. 3–7: Fauna der Nassauer Schichten (Ulmen-Gruppe)
Steinbruch N Forstamt Nassau (Bl. Ems)
- Fig. 3 a: *Hysterolites (Acrospirifer) hercyniae* (GIEBEL)
b: *Spirifer incertus* FUCHS
- Fig. 4: *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER)
Steinkern der Ventralklappe mit Feinstreifung auf dem Muskelzapfen
- Fig. 5: *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER)
Steinkern der Ventralklappe
- Fig. 6 a: *Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis latestriatus* (MAURER) Form α
b: *Chonetes unkelensis* DAHMER
c: *Platyorthis circularis* (SOWERBY)
- Fig. 7: *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER) bankbildend

Alle Abbildungen 1 : 1

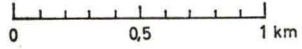
Die Originale sind im Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universität
Frankfurt aufbewahrt.



6

7

Gradabteilungsblätter 5425 Kleinsassen
5525 Gersfeld



== B 284 Bundesstraße v. Gersfeld n. Kleinsassen
⊗ Fliegerdenkmal an der Wasserkuppe

Gliederung der Vulkanite in zeitlicher Abfolge

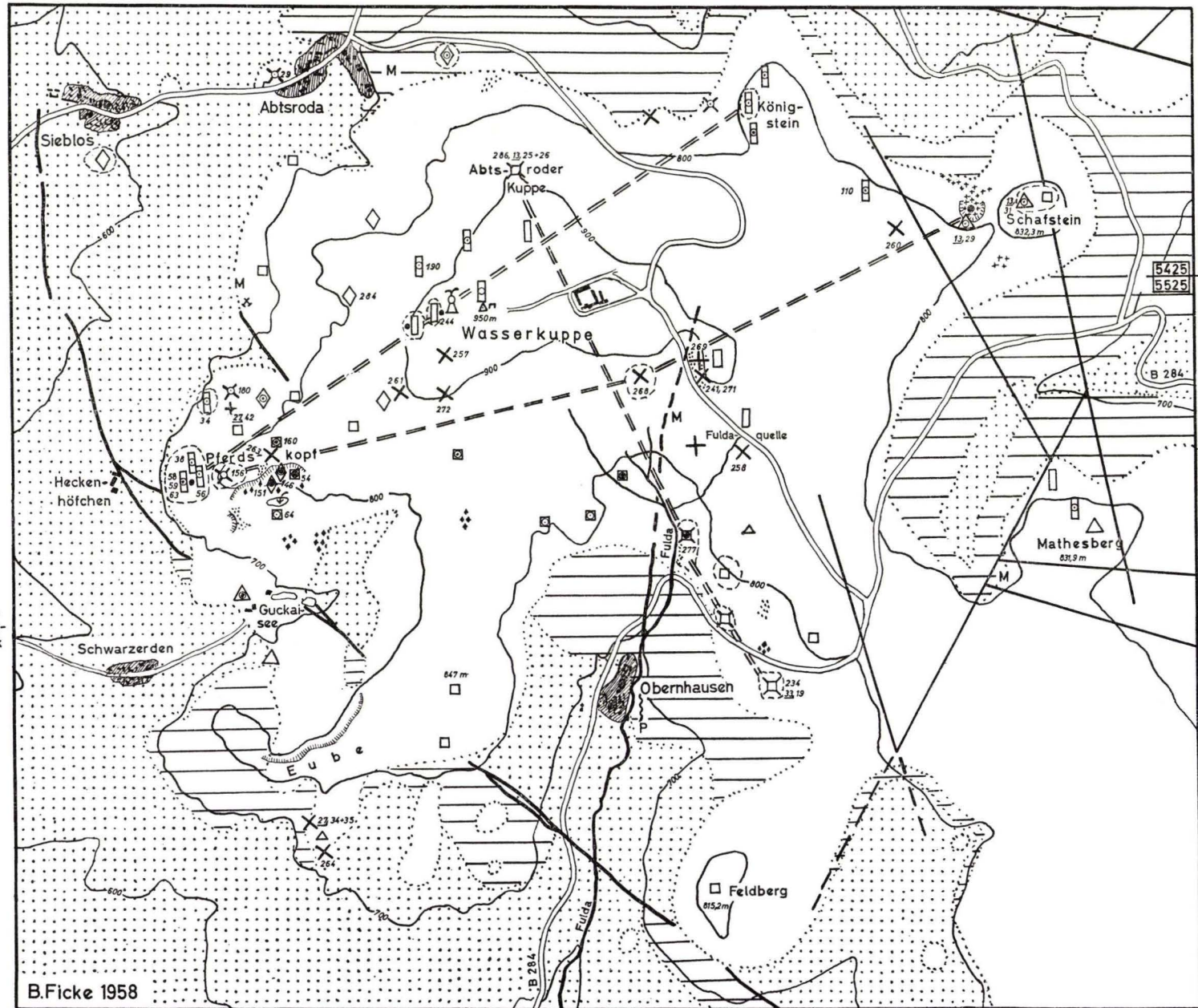
- 271 Nummer des integrierten Schriffes
- Melanokrater Olivinnephelinit
- ⊗ Phonolith mit trachytischer Textur
- ⊕ Phonolith mit Alkalifeldspat-Einsprenglingen
- ⊛ Phonolithuff
- △ Basanit
- ◇ Hornblendebasalt
- ⊖ Hornblende und Augit führende Tuffe
- Plagioklasbasalt
- ⊗ Doleritischer Plagioklasbasalt
- ⊙ Tuffe, allgemein
- Durchbrüche
- == Lineare Zuordnung von Eruptionen } Bruchschollentektonik
- Verwerfungen (im Osten n. L. HIRSCH)

Zugehörige erzmikroskop. Untersuchungen

- Grad der Entmischung von Titanomagnetit:
- ohne Entmischung
 - ⊙ beginnende Entmischung
 - ⊕ deutliche Entmischung
 - starke Entmischung

Umgebende prävulkanische Sedimente

- M Melanienton (Mitteloligozän)
- ▨ Muschelkalk } P = Profil ö. Obernhäusen
- ⊙ Buntsandstein



B. Ficke 1958

Verteilung der untersuchten Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe mit der angrenzenden Trias

Tafel 22

Tafel 22

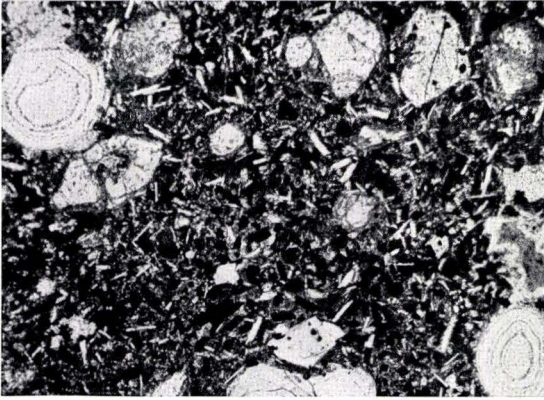
- Fig. 1. Wellig-schalige Ausbildung doleritischen Plagioklasbasaltes mit säulenähnlicher Absonderung senkrecht zur Abkühlungsfläche.
- Fig. 2. Doleritischer Plagioklasbasalt, hydrogen autometamorph verändert, in Kontaktnähe des Muschelkalkes nördlich Obernhausen.
Plagioklase (hell), Augit (dunkel), skelettförmiges Erz (schwarz); zeolith- und serpentinreiche Matrix.
Vergrößerung: 22 ×, ohne Nic.
- Fig. 3. Limburgitisch erstarrter doleritischer Plagioklasbasalt nördlich Obernhausen. Einsprenglinge von Augit, Olivin; Zeolith- und Calcitnester; Matrix mit Erz und Rhönit (schwarz), hellen Augit- und Plagioklasleistchen.
Vergrößerung: 53 ×, ohne Nic.
- Fig. 4. Hornblendebasalt, wulstartig ausgebildet, mit tuffigem Material vermischt und hydrothermal durchpulst.
Südabhang des Pferdkopfes.
Maßstab: 1:50.
- Fig. 5. Phonolithtuff im ehemaligen „Trass“-Bruch am Schafstein.



1



2



3



5

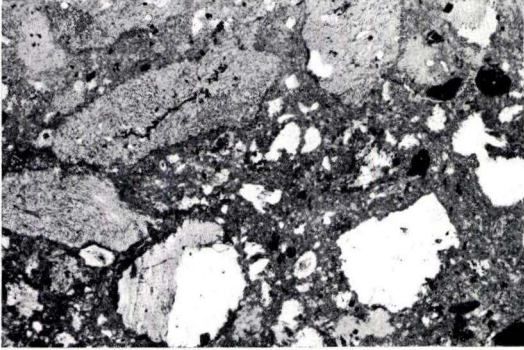


4

Tafel 23

Tafel 23

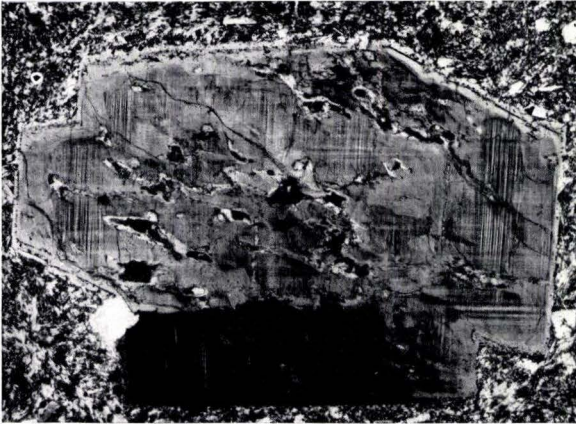
- Fig. 6. Phonolithtuff am Schafstein.
Lapillis, z. T. mit Fluidaltextur, Alkalifeldspäte und fremde Gesteinsfragmente in Tuffmatrix eingebettet.
Vergrößerung: $9 \times$, ohne Nic.
- Fig. 7. Phonolith mit Alkalifeldspat (hell) und resorbierter Hornblende (dunkles Aggregat links unten), umgeben von kurzprismatischen hexagonalen Apatiten (dunkel) und splitterigen Bruchstücken von Ägirinaugiten (dunkel).
Wasserkuppe, westlich der Fuldaquelle.
Vergrößerung $33 \times$, ohne Nic.
- Fig. 8. Mikroklin mit typischen gitterartigen Entmischungslamellen, undulöser Auslöschung und angedeutetem Zonarbau.
Phonolith, Wasserkuppe, westlich der Fuldaquelle.
Vergrößerung $17 \times$, + Nic.
- Fig. 9. Magnetit mit Entmischungslamellen von Ilmenit.
Aus doleritischem Plagioklasbasalt nördlich Obernhausen.
Auflicht, Vergrößerung $800 \times$, ohne Nic.
- Fig. 10. Sandsteineinschluß im Phonolith vom Pferdkopf.
Vergrößerung $19 \times$, + Nic.
- Fig. 11. Phonolitheinschlüsse im limburgitisch erstarrten melanokraten Olivinnephelinit.
Westabhang des Pferdkopfes.
Vergrößerung $25 \times$, + Nic.



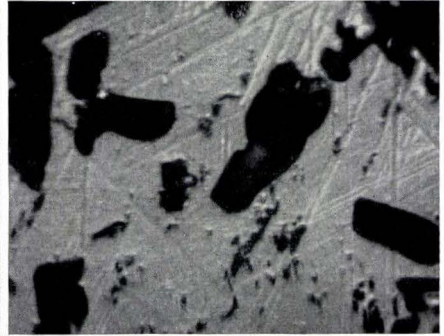
6



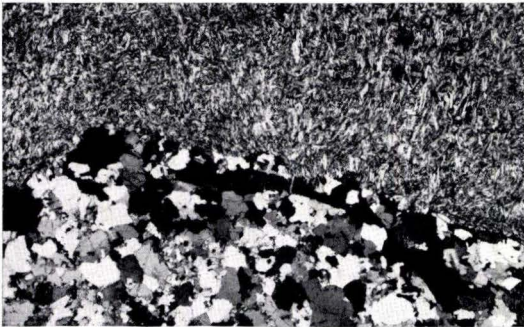
7



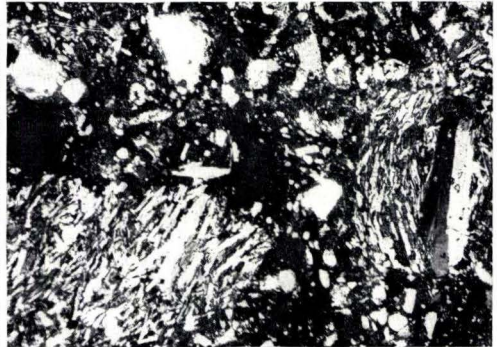
8



9



10



11

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 rhenoherynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der <i>Wocklumeria</i> -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.	30,— 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.: Ulmengruppe 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

3. HESSISCHES LAGERSTÄTTENARCHIV

- Heft 1: STECKHAN, W.: Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. Eine Abhandlung über geschichtliche, geologische, bergtechnische und wirtschaftliche Fragen des nordhessischen Braunkohlenbergbaues sowie Darstellung der einzelnen Vorkommen und Bergbaugebiete unter besonderer Berücksichtigung der geologischen Zusammenhänge. 1952. 212 S., 45 Abb. 25,— DM
- Heft 2: DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisenerzvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde. 1952. 87 S., 12 Abb., 10 Taf. 12,50 DM
- Heft 3: MESSER, E.: Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge. 1955. 130 S., 39 Abb., 19 Tab., 29 Taf. 18,— DM
- Heft 4: BROSIUS, M.: Die Tertiärmulde von Glimmerode. 1959. 48 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Anl. 8,— DM

4. GEOLOGISCHE KARTE VON HESSEN 1:25 000

- 4622 Kassel West mit Erl. (2. Aufl.) 1958 10,— DM

5. KARTEN VERSCHIEDENER MASS-STÄBE

- Geologische Übersichtskarte von Hessen 1 : 1 000 000. 1952 1,— DM
- Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges 1 : 100 000. Von H.-J. LIPPERT. 1958 3,— DM
- Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez-Laurenburg 1 : 25 000. Von E. PAULY. 1958. Aus: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958 2,60 DM
- Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000. Von E. SCHÖNHALS. 1951. Mit Erläuterungen (= Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 2, 1954) 15,— DM
- Dazu kann die gleiche Karte mit vereinfachter Topographie bezogen werden 2,50 DM
- Bodenübersichtskarte von Hessen 1 : 600 000. Von E. SCHÖNHALS. 1958 3,— DM
- Hydrogeologische Übersichtskarte von Hessen 1 : 600 000. 1955 3,— DM