Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 89

Mit 25 Tafeln, 97 Abbildungen und 16 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9–11

Wiesbaden 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 1—504	97 Abb.	16 Tab.	25 Taf.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

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 oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. . . . . 7,50 DM

Heft 5: Solle, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab. . . . . 20,— DM

Heft 6: Simon, K.: Schrittweises Kernen 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 Taxionomie 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: Stremme, H.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlehm der Rheinebene. 1955. 79 S., 3 Taf., 35 Abb., 28 Tab. . . . . 7,— DM

Heft 12: v. Stetten, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab. . . . . 5,50 DM

Heft 13: Schenk, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. . . . . 12,— DM

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 89

Mit 25 Tafeln, 97 Abbildungen und 16 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9–11

Wiesbaden 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 1—504	97 Abb.	16 Tab.	25 Taf.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Herstellung: Universitätsdruckerei Mainz GmbH

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil

HEINZ TOBIEN:
Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. Mit 1 Abbildung und Tafel 1 7

WALTER GROSS:
Lunaspis broilii und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland). Mit 10 Abbildungen und den Tafeln 2—7 17

WILHELM WEILER:
Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke. Mit den Tafeln 8—9 44

ADOLF SEILACHER:
Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon). Mit 1 Abbildung und den Tafeln 10—11 66

SIEGFRIED HOLTZ:
Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West). Mit 2 Tabellen und den Tafeln 12—13 73

HANS PORTH:
Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes. Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen 85

HANS MURAWSKI:
Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig. Mit 5 Abbildungen 114

GERHARD BECKER & ROLF MENTZEL:
Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel). Zugleich ein Beitrag zur Gliederung der Klerfer Schichten der Eifeler Nordsüd-Zone. Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle 134

SIEGFRIED RIETSCHEL:
Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde. Mit 2 Abbildungen . . . 170

KARL WILHELM GEIB & OTTO ATZBACH:
Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen. Mit 3 Abbildungen 178

EGON BACKHAUS:
Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel–Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. Mit 4 Abbildungen 187

MANFRED LAEMMLEN:
Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27, bei Hoheneiche in Hessen. Mit 6 Abbildungen 203

HANS-GÜNTHER KUPFAHL & JOE-DIETRICH THEWS:
Die Gliederung der Volpriehausen Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen. Mit 1 Abbildung 235

PETER R. LANGE & K.-CH. KÄDING:
Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld. Mit 4 Abbildungen und den Tafeln 14—15 242

HANS-GÜNTHER KUPFAHL:
Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins. Mit 1 Abbildung und der Tafel 16 266

Jens Kulick:
Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). Mit 8 Abbildungen und der Tafel 17 276

Erwin Schenk:
Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. Mit 2 Abbildungen 310

Erwin Schenk:
Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen. Mit 4 Abbildungen und der Tafel 18 . . 320

Fritz Häuser:
Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main 331

Hans-Dieter Dahm, Ekke W. Guenther, Siegfried G. A. Jaeckel, Wilhelm Weiler, Richard Weyl & Rolf Wiermann:
Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen–Klein-Linden. Mit 4 Abbildungen, 6 Tabellen und den Tafeln 19—20 332

Ernst Sobotha:
Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg. Mit 3 Abbildungen 360

Ernst Baier & Volkmar Venzlaff:
Über die Verquarzung von Barytgängen. Mit den Tafeln 21—24 365

Dieter Heim:
Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung. Mit 4 Tabellen und der Tafel 25 377

Eduard Mückenhausen & Heinrich Zakosek:
Das Bodenwasser. Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen 400

Georg Matthess & Joe-Dietrich Thews:
Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 25000. Ein Diskussionsbeitrag 415

Ralph Wendler:
Beziehungen zwischen Fluidaltexturen und der magnetischen Anisotropie der Gesteine. Mit 14 Abbildungen 420

B. Amtlicher Teil

Hessisches Landesamt für Bodenforschung:
Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1960 bis 31. 12. 1960 440

Erwin Busse:
Hans Penndorf †. 451

Georg Matthess:
Hessisches Geologisches Schrifttum 1960. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938 bis 1959 453

Fritz Kutscher:
Anweisungen für die Verfasser beim Druck wissenschaftlicher Arbeiten in den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung . . 489

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes 503

A.
Wissenschaftlicher Teil

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 7–16	1 Abb.	Taf. 1	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen

Von

Heinz Tobien, Mainz

Mit 1 Abbildung und Tafel 1

Zusammenfassung

Aus dem Hauptflöz des Braunkohlentiefbaues Stolzenbach (Borkener Senke, 36 km ssw Kassel) wird ein *Lophiodon*-Rest (Unterkieferfragment mit P_2 — P_4 links, Bruchstück eines M_3 links) beschrieben. Es ist der erste Fund eines Säugetieres aus den älteren Braunkohlen Niederhessens. Er wird als *Lophiodon* cf. *cuvieri* Watt. bestimmt. Als Alter der Fundschicht kommt Lutetium (= Mitteleozän), eventuell höheres Lutetium, in Betracht. Da das Hauptflöz der Borkener Tagebaue mit dem der Grube Stolzenbach identisch ist, gilt diese Datierung auch hierfür.

I.

Im September 1959 wurden in dem Braunkohlentiefbau Stolzenbach der Braunkohlen- u. Brikett-Industrie A. G. (ca. 36 km ssw. Kassel, Abb. 1) Reste des eozänen Tapir-artigen Unpaarhufers *Lophiodon* geborgen. Der Fund wurde im Hauptflöz, ca. 2 m unter Top am Abzweig der Kettenbahn durch die Herren Burri und Viehmann getätigt und Herrn Direktor Boie zugeleitet, der ihn dem Geol.-Pal. Institut Marburg übergab. Den Herren Prof. Dr. Kockel, Prof. Dr. Udluft und Dr. Walliser bin ich für die liebenswürdige Überlassung des Fundes zwecks näherer Untersuchung zu Dank verbunden.

Der Fund (Taf. 1) besteht aus a) einem linksseitigen Unterkieferbruchstück mit P_2 — P_4 und den Alveolen des M_1, b) einem rechtsseitigen Mandibelbruchstück mit den Alveolen für P_2, P_3, der vorderen Alveole des P_4, sowie einer vor den P_2-Alveolen gelegenen ca. 2 cm langen Diastema-Partie, c) einem linksseitigen M_3-Fragment, aus Nachjoch und Talonid bestehend, d) einigen Wurzelspitzen und -fragmenten, sowie einem 3 × 2 × 2 cm großen Knochenstück, das möglicherweise der Symphysealpartie des Unterkiefers entstammt. Fundumstände und Erhaltungszustand lassen kaum Zweifel, daß diese Reste zusammengehören und zu einem mehr oder minder vollständigen, bei der Bergung z. T. verloren gegangenen Unterkiefer gehörten.

Es ist der erste Säugetierfund, der bisher in den niederhessischen Braunkohlen getätigt worden ist. Für die Beurteilung der Altersstellung der Kohlen und ihrer Begleitgesteine kommt ihm daher besondere Bedeutung zu.

II.

Gebiß- und Skelettreste von Wirbeltieren sowie Mollusken-Schalen sind in Braunkohlen gewöhnlich nicht erhalten. Nur dort, wo durch Zufuhr kalkhaltiger Wässer die Huminsäuren neutralisiert wurden — z. B. im Geiseltal — kommt es zu einer Konservierung. Im Gebiet der Grube Stolzenbach spielten vielleicht kalkführende Sedimente in der Nachbarschaft des Flözes eine ähnliche Rolle. UDLUFT & LANG (1959: 347) erwähnen anläßlich der Beschreibung des südlichen Teiles der Borkener Senke, in dem die Grube Stolzenbach liegt, daß die das Flöz begleitenden Tone weiter östlich im Beckeninneren recht viel Kalkeinlagerungen führen. Dieser Kalkgehalt hat möglicherweise dazu beigetragen, eventuell neben der Zufuhr kalkiger Wässer während der Flözbildung aus dem östlich liegenden Fritzlar-Homberger Muschelkalkgraben (UDLUFT & LANG 1956: 196), in der Kohle eingebettete Säugetierreste zu konservieren.

Dieser Sachverhalt, wie naturgemäß der Fund selbst, läßt hoffen, daß in Zukunft in der Grube Stolzenbach weitere Säugerreste geborgen werden können.

III.

Kronenbau der 3 unteren Prämolaren und des M_3-Fragmentes weisen auf einen Lophiodontiden, d. h. eine mit den Tapiren entfernt verwandte Unpaarhufer-Gruppe hin, die im Eozän Europas weit verbreitet war. Nachstehend folgt die Beschreibung der Fundstücke:

1. Die Prämolaren: P_2 sin. (Taf. 1 Fig. 1a-d). Die Krone besteht aus einem einfachen, ungeteilten Haupthügel. Von seiner Spitze zieht nach vorn und unten eine schwach ausgeprägte Kante, die an der Kronenbasis in eine schwache vordere Cingulumknospe übergeht. Von ihr verläuft nach innen und hinten ein Basalband, das in der Mitte, in Höhe der Haupthügelspitze, etwas emporgezogen ist.

Nach hinten fällt der Haupthügel etwas steiler ab als nach vorn, geht aber gleich in einen kräftigen Hinterhügel über. Er ist gegenüber dem Haupthügel wesentlich niedriger und wird durch eine horizontal verlaufende, etwas labial gelegene Kante an den Hinterabhang des Haupthügels angeschlossen. Hierdurch entsteht zwischen Haupt- und Hinterhügel eine flache, nach lingual offene Einsenkung.

Ein Cingulum ist auf der Hinterseite nur angedeutet, labial fehlt es völlig. Die Vorderwurzel ist etwas kleiner als die Hinterwurzel, erstere im Umriß rundlich, letztere quergedehnt.

Maße siehe Tabelle S. 13.

P_3 sin: (Taf. 1 Fig. 1a-d): Die Krone, im Prinzip wie die des P_2 gebaut, nur weiter differenziert, weist stärkere Usurspuren auf: Der äußere Teil des Hinterhügels ist z. T. bis auf das Dentin abgeschliffen, das in einer etwas vertieften Insel in 2,7 × 1,5 mm zutage tritt. Die Schliffazette fällt steil nach unten und außen ab, sie trägt eine gleichgerichtete, feine und scharfe Kannelierung.

Der innere Teil des Hinterhügels sowie Hinter- und Vorderabhang des Haupthügels tragen kleinere und weniger scharf begrenzte Abnutzungsflächen.

Der Haupthügel zeigt Spuren einer Zweiteilung durch eine flache, auf der Vorderseite wurzelwärts herablaufende Furche, die basal in eine gegenüber dem P_2 kräfti-

gere Cingulumknospe einmündet. Ein linguales Cingulum fehlt — im Gegensatz zum P_2 — vollständig, vorn außen ist nur eine Andeutung davon vorhanden. Durch die beginnende Zweiteilung des Haupthügels ist die Gipfelregion in eine kurze stumpfe Schneide umgewandelt: Die Andeutung eines Vorjoches. Seine Achse verläuft etwas schräg von vorn-außen nach hinten innen und zeigt somit die für die Lophiodonten charakteristische Schiefstellung, während bei den Tapiriden-Prämolaren das Vorjoch senkrecht zur Zahnlängsachse steht.

Der Hinterhügel ist ziemlich abgekaut und in ein kräftigeres äußeres und ein schwächeres inneres Element geteilt. Der Hinterhügelkomplex sitzt dem Haupthügel verhältnismäßig dicht an, auf der Außenwand ist die Grenze durch eine von

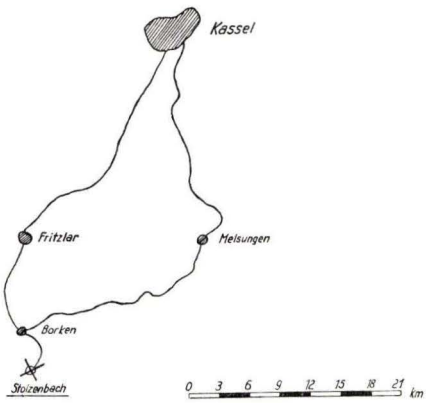


Abb. 1: Lageskizze der Grube Stolzenbach

oben-vorn nach unten-hinten verlaufende Furche markiert. Die am P_2 vorhandene horizontale und labial gelegene Schneide ist am P_3 gleichfalls entwickelt und durch die steile am Hinteraußenhügel gelegene Usurfazette noch besonders betont.

Zwischen dem Hinterinnenhügel und dem Hinterhang des Haupthügels befindet sich eine breitere Einsenkung, die sich lingualwärts öffnet. Ein schwaches Hintercingulum ist vorhanden.

Vorder- und Hinterwurzel sind annähernd gleichgroß, ungespalten und quergedehnt.

Maße siehe Tabelle S. 13.

P_4 sin (Taf. 1 Fig. 1a-d): Hier ist die Zweiteilung des Haupthügels noch weiter fortgeschritten, das schiefgestellte, in der Mitte etwas eingesenkte Vorjoch noch deutlicher und die Furche auf der Vorderwand breiter und tiefer. Das schwächliche Vordercingulum ist breiter als am P_3, Innen- und Außencingula fehlen vollständig, nur hinten ist ein ebenfalls schwaches Basalband entwickelt.

Der äußere Hinterhügel ist kräftiger als der innere, beide sind bis auf das Dentin, das in kleinen Inseln — ähnlich wie am P_3 — zutage tritt, aufgeschliffen. Die in Labialansicht (Taf. 1 Fig. 1b) horizontale Kante, mit der der Hinteraußenhügel in den Haupthügel übergeht, ist auch hier gut entwickelt. Durch eine steilgestellte kannelierte Schliffazette auf der Labialseite wird sie noch besonders betont. Dort, wo diese Schneide an den äußeren Haupthügel stößt, steigt eine durch Abkauung schon

stark verwischte Leiste am Hinterhang des Haupthügelpaares zu der zwischen den beiden Spitzen gelegenen Einsenkung auf. Von der gleichen Stelle nimmt die bereits am P_3 erwähnte, auf der Außenwand gelegene, nach unten und hinten verlaufende Furche ihren Anfang. Der Hinterinnenhügel ist kleiner, weiter abgekaut und wohl auch primär niedriger gewesen. Zusammen mit der eben erwähnten Kante auf dem Hinteraußenhügel und dem Hinterabhang des Haupthügelpaares umschließt er ein kleines, undeutlich entwickeltes Becken, das sich lingualwärts öffnet.

Außer der oben erwähnten Schlifffläche liegt noch eine ähnlich große und steil gestellte Fazette an der Vorderaußenseite des Haupthügelpaares. Kleinere Fazetten finden sich dicht vor und hinter dem Vorjoch, dessen queren Schneidencharakter noch betonend, sowie auf dem Hinteraußen- und Hinterinnenhügel.

Die Wurzeln sind wie an den vorderen Prämolaren ungespalten, etwa gleichgroß und quergedehnt. Auf der Hinterfläche der Hinterwurzel ist eine flache Einsenkung sichtbar.

Maße siehe Tabelle S. 13.

Die Alveolen für die Vorder- und Hinterwurzel des M_1 sin. zeigen durch entsprechende Knochenleisten an, daß hier die Trennung in einen jeweils labialen und lingualen Wurzelast eingeleitet wird. Ob und wieweit sie an den Wurzelspitzen wirklich vollzogen ist, kann — wegen des unzureichenden Erhaltungszustandes — nicht beurteilt werden.

2. Fragment eines M_3 sin. (Taf. 1 Fig. 2 a-b): Erhalten sind das Nachjoch, mit der wie am P_3 und P_4 typisch lophiodontiden Schiefstellung und eine kräftige Talonidknospe. Die Wurzeln sind weggebrochen. Die Innenwand fällt steil, fast senkrecht, die Außenwand der Krone flacher zur Zahnbasis ab. Ein Innencingulum fehlt, das Außencingulum ist nur sehr schwach — an der Nachjochbasis und zum Talonid durchlaufend — angedeutet. Die Spitze des an das Nachjoch angeschlossenen Innenhügels ist beschädigt, von ihm zieht schräg nach vorn-außen und unten eine undeutliche Kante. Besser ist die Kante ausgeprägt, die vom kaum verdickten Außenende des Nachjochs nach vorn-innen und unten verläuft. Beide Kanten umschließen eine flache Einsenkung auf dem Vorderabhang des Nachjoches.

Das Talonid ist etwas labialwärts verschoben, niedriger als das Nachjoch und durch eine tiefe quere Furche von ihm getrennt. Es hat etwa kegelförmige Gestalt, wobei die Kegelspitze etwas quergedehnt ist. Auf seinem Vorderabhang liegt eine Schlifffläche, ebenso trägt das Nachjoch hinten und unterhalb seiner Schneide, diese zuschärfend, eine bandartige, die ganze Jochbreite einnehmende Usurfazette.

Im Abkauungszustand entspricht das M_3-Bruchstück den 3 Prämolaren im linksseitigen Kieferfragment. Dies spricht neben dem Erhaltungszustand und den Fundumständen für ihre Zusammengehörigkeit.

An allen Zähnen ist der Schmelz in den oberen Kronenteilen hellgelbgrau, in den basalen dunkelbraun bis fast schwarz gefärbt. In diesen Partien ist noch eine sehr feine Schmelzrunzelung sichtbar, die weiter oben durch Usur abgetragen wurde. Das Dentin zeigt tief dunkelbraune, fast schwarze Farben.

3. Die Kieferfragmente: Das linksseitige Fragment (Taf. 1 Fig. 1 a) läßt außen zwei Foramina mentalia erkennen. Das vordere, größere liegt unterhalb des Vorderrandes des P_2, ca. 42 mm von dessen Kronenbasis entfernt. Das zweite Foramen ist kleiner und liegt hinter und etwas unterhalb des ersten Foramen, d. h. in Höhe

der Trennwand der P_3-Wurzeln. Der kürzeste Abstand beider Foramina beträgt 25 mm. Der Unterrand des Kieferknochens ist weggebrochen.

Das rechtsseitige Kieferfragment weist die beschriebenen Gefäßlöcher ebenfalls auf, das hintere ist gerade noch am Bruchrande des Kieferknochens sichtbar und zeigt die gleiche Lage in Bezug auf die P_3-Wurzeln. Das vordere, größere Foramen ist etwas weiter vorn gelegen, so daß der kürzeste Abstand hier 31,5 mm beträgt. Erhalten sind die Alveolen der P_2, P_3 sowie der linguale Teil der Vorderwurzel-Alveole des P_4. Z. T. stecken noch Wurzelstümpfe in den Alveolen, die Zahnkronen selbst sind weggebrochen.

Vor der Vorderwurzel des P_2 ist noch 19 mm vom Diastema erhalten, das mit einer scharfen Kante linguale und labiale Kieferwand trennt. Die linguale Kieferseite zeigt noch einen Ansatz der Symphyse.

Die Knochensubstanz ist tiefdunkelbraun gefärbt.

IV.

Nach der Klassifikation Simpsons (1945: 140) umfaßt die Überfamilie Tapiroidea die Familien der Isectolophidae, Helaletidae, Lophiodontidae und Tapiridae. Für einen Vergleich mit dem Stolzenbacher Rest scheiden die Tapiriden aus, da hier die Prämolaren des Unterkiefers — auch bei den geologisch ältesten Angehörigen — stärker molarisiert sind, und das Vorjoch am Haupthügel nicht schief, sondern senkrecht zur Zahnlängsachse gestellt ist. Gleiches gilt für das Nachjoch an den Molaren, ferner fehlt den Tapiren ein Talonid am M_3.

Ebenso scheiden die Isectolophiden und Helaletiden für eine nähere Betrachtung aus. Abgesehen davon, daß die hierher gehörigen Gattungen und Arten nur aus dem Eozän und Oligozän N-Amerikas und Ostasiens bekannt geworden und in Europa bisher nicht nachgewiesen sind, zeigen sie wesentliche Unterschiede struktureller Art im Unterkiefergebiß: Die Isectolophiden sind kleine primitive Unpaarhufer, die der gemeinsamen Wurzel der Nashorn- und Tapir-artigen nahestehen. Bei ihnen ist die Nachjochkante an den unteren Molaren labial umgebogen, bildet so einen Halbmond, und sperrt das Quertal zwischen Vor- und Nachjoch nach außen ab. Diese Eigenheit fehlt dem M_3-Fragment von Stolzenbach.

Unter den Helaletiden finden sich teils Gattungen mit vier Prämolaren im Unterkiefer (*Heptodon*, *Helaletes*, *Deperetella* und Verwandte), teils Gattungen zwar mit 3 P, wobei aber die beiden hinteren stärker molarisiert sind und z. T. transversale Querjoche aufweisen (*Colodon*, *Desmatotherium* z. B.), oder wie *Schlosseria* und *Lophialetes* untere Molaren mit Halbmondcharakter und M_3-Talonide von beckenartigem Habitus besitzen.

Alle Anzeichen des Stolzenbacher Fundes weisen vielmehr auf einen Angehörigen der im Eozän Europas weitverbreiteten Familie der Lophiodontiden hin. Hierzu gehören die Gattungen: *Lophiodon* Cuvier, *Chasmotherium* Rütimeyer, *Atalonodon* Dal Piaz und *Lophiaspis* Depéret[1]).

[1]) Simpson (1945: 140) führt *Lophiodochoerus* Lemoine 1880 unter den Lophiodontidae an. Teilhard (1921: 67) verteilte die aus dem Sparnacien bei Epernay stammenden Originalmaterialien, die Lemoine seinem Genus zugrunde legte, auf *Hyracotherium* sp. und *Protodichobune*.

Chasmotherium und das mit ihm offenbar nahe verwandte *Atalonodon* sind kleine Formen, am M_3 fehlt ihnen das Talonid, außerdem sind die Prämolaren stärker molarisiert. Die drei bisher bekannten Arten des Genus *Lophiaspis* (DEPÉRET 1910: 558) sind ebenfalls beträchtlich kleiner und scheiden schon damit für einen näheren Vergleich aus.

Somit bleibt nur das Genus *Lophiodon* übrig, zu dem der Stolzenbacher Rest in der Tat zu stellen ist. Innerhalb der zahlreichen Arten dieser Gattung lassen sich mit STEHLIN (1903: 91ff.) große, mittelgroße und kleine Formen unterscheiden. Für eine artliche Zuordnung als zu groß scheiden aus: *L. lautricense* NOUL., und var. *franconica* MAACK, *L. rhinocerodes* RÜT.; als zu klein: *L. leptorhynchum* FILH., *L. subpyrenaicum* FILH., *L. larteti* FILH. (= *L. remense* LEM.), und *L. parisiense* GERV. mit *L. munieri* FILH.

Durch die rhinocerotoide Verstärkung der Außenkante vor dem hinteren Außenhügel der unteren Molaren fällt, neben der geringen Größe, *L. buxovillanum* CUV. außer Betracht.

In den Dimensionen entspricht das Stolzenbacher *Lophiodon* etwa folgenden Arten: *L. isselense* FILH., *L. tapiroides* CUV., *L. thomasi* DEP. und *L. cuvieri* WATT., sowie *L.* spec. von Argenton. *L. isselense*, *tapiroides* und auch das *L.* spec. von Argenton unterscheiden sich durch die kräftige Entwicklung der Cingula an den Prämolaren, sowie in dem höheren Differenzierungsgrad der Prämolarkronen, wie ich mich an einschlägigen Materialien im Basler Museum überzeugen konnte[2]) (vgl. auch STEHLIN 1903: 113 und 116).

Von *L. thomasi* (DEPÉRET 1906: 688ff.) aus dem Bartonien von Sergy (Aisne) sind leider nur Teile des Oberkiefergebisses (P^4 — M^2 sin) bekannt. Am letzten Prämolaren ist ein hinterer Innenhügel entwickelt, ein Element, das den übrigen Lophiodonten normalerweise — mit Ausnahme des *L. lautricense* — fehlt. *L. thomasi* und *L. lautricense* sind jedoch Terminalformen zweier getrennter Evolutionsreihen, beide kommen im Bartonien vor, dem jüngsten Niveau des Eozäns, aus dem in Europa bisher Lophiodonten bekannt geworden sind. Es kann vermutet werden, daß auch das Unterkiefer-Prämolargebiß von *L. thomasi* sich in einem terminalen Entwicklungszustand befunden haben dürfte. Sehr wahrscheinlich würde es daher für einen näheren Vergleich mit den entschieden ursprünglicher struierten Stolzenbacher Prämolaren nicht in Frage kommen.

Die meiste Übereinstimmung findet sich dagegen mit *L. cuvieri*. Auffallend ist vor allem die schwache Entwicklung bzw. das völlige Fehlen der Cingula, wie eine Reihe von Belegstücken von der Typuslokalität der Spezies: Jouy (Aisne) im Basler Museum lehren. Auch in den Dimensionen besteht gute Übereinstimmung, wenngleich die Jouy-Prämolaren etwas schlanker sind (vgl. Maßtabelle S. 13).

Jedoch finden sich einige strukturelle Unterschiede an den Kronen, die nicht unerwähnt bleiben sollen: Am P_2 von Jouy (2 Ex.) ist die vordere Cingulumknospe kräftiger und reicht weiter am Haupthügel hinauf, die vom Haupthügel nach hinten herabziehende Kante ist deutlicher, der Hinterhügel ist zu einem kleinen Querjoch

---

[2]) Herrn Dr. J. HÜRZELER, Abteilungsvorsteher am Naturhist. Museum Basel, bin ich für die freundliche Erlaubnis zu diesen Vergleichsstudien zu besonderem Dank verbunden.

ausgezogen, so daß zwischen ihm und der Hinterwand des Haupthügels eine kleine, nach lingual offene Einsenkung liegt. An dem Stolzenbach-P_2 ist dies alles nur in Andeutungen vorhanden.

Am Jouy-P_3 ist die vordere Cingulumknospe quergedehnt und leitet nach außen zu einer Kante über, die auf die Hauptspitze hinaufzieht. Die Trennung in einen äußeren und inneren Haupthügel ist hier weiter vorangeschritten. Dadurch und durch das quergedehnte Vordercingulum entsteht auf dem Vorderhang des Haupthügelpaares ein kleines Becken. Es fehlt durchaus am Stolzenbach-P_3. Ebenso ist an den Jouy-P_3 die Hinterhügelpartie differenzierter, sie ist — im Vergleich zum Vorderabschnitt — länger und lingual beckenartig eingetieft.

Dasselbe gilt für die Hinterpartie der Jouy-P_4: Auch sie ist relativ länger und enthält ein ausgesprochenes Becken, das am Stolzenbach-P_4 nicht in diesem Ausmaß entwickelt ist.

Schließlich sind die Prämolaren von Jouy in den Kronen etwas höher.

Im Ganzen sind diese Zähne etwas weiter ausgestaltet und differenzierter als jene von Stolzenbach. Diesen Eindruck gewinnt man auch bei Betrachtung der Abbildungen auf Taf. 14 bei FILHOL 1888, die zum Typus der Spezies gehören und von Jouy stammen[3]).

Auch die Beschreibungen, die SCHROEDER (1916: 169—170) und HELLER (1930: 18) von Prämolaren des *L. cuvieri* aus dem Lutetium des Geiseltales geben, deuten auf strukturell etwas weiter differenzierte Kronen, als sie der Stolzenbacher Fund aufweist. Zweifellos muß jedoch, wie auch bei anderen *Lophiodon*-Arten, mit einer

Maßtabelle

	Stolzenbach	L. cuvieri, Jouy Mus. Basel Jy 2	L. cuvieri, Jouy (FILHOL 1888: 146)	L. cuvieri, Geiseltal (HELLER 1930: 18)
P_2 Länge	17,7	19,8	21	19,1
gr. Breite	13,3	12,9	14	13,3
P_3 Länge	20,5	21,8	24	22,3
gr. Breite	16,6	15,3	17	16,5
P_4 Länge	23,3	25,0	26	23,3
gr. Breite	19,1	18,5	19	—
M_3 Nachjoch-Breite	26,0	24,2	27	25,0

NB: Maßangaben in mm.

[3]) Soweit ich in Basel Material gesehen habe, bestehen strukturell sehr enge Beziehungen zu *L. remense* LEM. aus den *Teredina*-Sanden der Umgebung von Reims (Monthelon, Cuis). Die Stolzenbacher Zähne sehen wie vergrößerte Ausgaben dieser ältesten Lophiodon-Spezies des europäischen Tertiärs aus: Die gleichen, wenig differenzierten Vordercingula, die relativ kurze Hinterhügelpartie, mit fehlendem oder nur schwach entwickeltem lingualem Becken, die schwach markierten bis fehlenden Längskanten und die relative Brachyodontie.

nicht unbeträchtlichen Variabilität gerechnet werden. Dies und das Fehlen der weitaus charakteristischeren Oberkieferbezahnung veranlaßt mich, die Reste aus der Grube Stolzenbach vorerst als

Lophiodon cf. *cuvieri* WATT.

zu rubrizieren.

V.

Die Gattung *Lophiodon* erscheint in Westeuropa mit den ältesten Vertretern erstmalig im unteren Eozän (Ypresium, z. B. *Teredina*-Sande der Umgebung von Reims) und erreicht im mittleren Eozän (Lutetium) seine größte Formenmannigfaltigkeit. Im tieferen Obereozän (Bartonium/Auversium) finden sich nur noch terminale Formen, wie das Nashorn-große *L. lautricense* und das mittelgroße *L. thomasi*. Im höheren Obereozän (Ludium) sind an den zahlreichen Säuger-Fundorten dieses Niveaus in Europa bisher nirgendwo Vertreter der Gattung angetroffen worden (Hampshire-Becken, Montmartre-Gipse, Euzet-les-Bains, Villeneuve-la-Comptal, La Débruge, Lamandine, Mähringen, Fronstetten, Obergösgen usw.).

Die Spezies *L. cuvieri* selbst ist nach den bisherigen Kenntnissen auf das Lutetium beschränkt und scheint hier vornehmlich im höheren Teil dieser Stufe verbreitet gewesen zu sein. Die Annahme ist jedoch nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, daß sie an einzelnen Orten nicht noch bis in das Bartonium existiert haben könnte. Nachweise hierzu liegen aber bisher nicht vor.

Darnach käme als Alterseinstufung der Fundschicht in der Grube Stolzenbach Lutetium, eventuell höheres Lutetium, in Betracht, soweit unsere derzeitigen Kenntnisse reichen. Für eine schärfere Präzisierung reicht der *Lophiodon*-Rest allein nicht aus; weitere Funde anderer Säugerarten von dort wären daher sehr erwünscht. Die Voraussetzungen, zumindest hinsichtlich der Erhaltungsbedingungen, sind hierfür nicht ungünstig.

Da das Borkener Hauptflöz mit dem der Grube Stolzenbach, aus dem der *Lophiodon*-Rest stammt, identisch ist (UDLUFT & LANG 1959: 347) gilt diese Datierung auch für dieses Vorkommen. Soweit die sonstigen älteren Braunkohlen Niederhessens hiermit stratigraphisch konnektiert werden können, käme für sie das gleiche Alter in Betracht.

Die seitherigen Alterseinstufungen des Borken-Stolzenbacher Hauptflözes wie der älteren Braunkohlen Niederhessens überhaupt gründen sich teils auf stratigraphische Erwägungen, teils auf paläobotanische und palynologische Daten. Je nach den Autoren (vgl. die Literaturhinweise bei UDLUFT & LANG 1959: 335) wird dabei Mitteleozän, Obereozän oder Unteroligozän-Obereozän angegeben. BOIE (1954: 25, vgl. auch UDLUFT & LANG 1959: 335) hat aus den Bohrungen 1739 und 1740 bei Stolzenbach im Liegenden des Flözes eine Melanienton-Fauna (von GÖRGES bestimmt) angeführt. Darnach hätte das Flöz zumindest Melanienton-Alter (d. h. Unteroligozän-Sannoisium). Dieser Befund würde in schroffem Widerspruch zu dem aus dem *Lophiodon*-Fund abgeleiteten Alter stehen. Nach einem freundlichen mündlichen Hinweis von Herrn Prof. KOCKEL (Mai 1960) ergaben jedoch Folgebohrungen in der Nachbarschaft der beiden erwähnten keinerlei Hinweise auf Melanienton im Liegenden des

Flözes. Herr Prof. KOCKEL vermutet daher, daß es sich bei den von GÖRGES bestimmten Melanienton-Mollusken um Nachfall aus höheren Bohrlochteilen handelt. (Dieser Sachverhalt ist in einer demnächst zum Druck gehenden Arbeit von H. BAATZ & S. RITZKOWSKI, Marburg: „Wieviel Melanientone gibt es in Hessen?" ausführlich dargestellt. Herr Prof. KOCKEL vermittelte mir in dankenswerter Weise die Einsicht in das Manuskript).

PFLUG (1957: 154—155) stellt das Sporenbild von Borken in das Obereozän[4]), da es einen jüngeren Eindruck macht als das mitteleozäne Geiseltal- und Helmstedter Oberflöz-Bild. Da es aber älter sein muß als das der unteroligozänen Melanientone, würde es sich zwanglos in das Obereozän einordnen. Dies würde — nachdem die Geiseltalbraunkohlen wegen ihrer Säugerfauna in das Lutetium gehören — ein nachlutetisches Alter für das Borkener Hauptflöz bedeuten. Aufgrund des *Lophiodon*-Fundes bestehen jedoch vorerst keine sicheren Hinweise hierfür. Es ist daher vielleicht nicht ausgeschlossen, daß das Borkener Bild eine im Vergleich mit dem Geiseltal zwar jüngere, aber noch zum Lutetium gehörende Altersphase repräsentieren könnte.

Das nächste, paläontologisch datierbare Schichtglied im Hangenden des Borken-Stolzenbacher Hauptflözes ist der Melanienton. Nach Molluskenfauna, Foraminiferen und Säugetieren (TOBIEN 1960) gehört er in das Sannoisium (= Unteroligozän). In der zwischen dem Hauptflöz und dem Melanienton liegenden Schichtserie (30 bis 50 m Sande und Tone im Borkener Revier) müßten demnach Ludium (= höheres Obereozän und wohl auch Bartonium/Auversium (= tieferes Obereozän) enthalten sein.

Der *Lophiodon*-Fund aus der Grube Stolzenbach erlaubt somit eine schärfere Altersangabe und ermöglicht einen dezidierteren Anschluß der Fundschicht an die internationale Stufenfolge des Eozäns, als es bisher möglich war.

Schriftenverzeichnis

BOIE, F.: Das Braunkohlen-Tiefbauvorkommen Gegend Stolzenbach (Bergwerk Frielendorf A. G.). Meldearbeit (masch.schr.), Clausthal 1954.

DEPÉRET, CH.: Sur une nouvelle espèce de *Lophiodon* (*L. Thomasi*) du Bartonien de Sergy (Aisne). — Bull. Soc. geol. France, **6**, 688—692. Paris 1906.

— Études sur la famille des Lophiodontidés. — Bull. Soc. géol. France, **10**, 558—577, Taf. 7. Paris 1910.

FILHOL, H.: Etude sur les Vertébrés fossiles d'Issel (Aude). — Mém. Soc. géol. France, **5**, 188 S., 21 Taf. Paris 1888.

HELLER, FL.: Die Säugetierfauna der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltales bei Halle a. S. — Jb. Hallesch. Verb. Erforsch. mitteldt. Bodenschätze etc. **9**, 13—41, Taf. 1—5. Halle 1930.

KIRCHHEIMER, FR.: Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen. — 153 S. Halle a. S. 1937.

PFLUG, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesonders hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 152—178, Taf. 8 bis 10. Wiesbaden 1957.

[4]) Nach KIRCHHEIMER (1937: 104, Fußnote 6) sprechen die in Borken gefundenen Pflanzenreste nicht unbedingt für Eozän.

SCHROEDER, H.: Eocäne Säugetierreste aus Nord- und Mitteldeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A., **37**, 164—195, Taf. 21—22. Berlin 1916.

SIMPSON, G. G.: The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., **85**, XVI + 350 S. New York 1945.

STEHLIN, H. G.: Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. 1. Tl. — Abh. schweiz. paläontol. Ges., **30**, VI + 153 S., 3 Taf. Zürich 1903.

TEILHARD, P.: Les Mammifères de l'Eocène inférieur français et leurs gisements. — Ann. Paléontol., **10–11**, 114 S., 8 Taf. Paris 1916—21.

TOBIEN, H.: Säugetierpaläontologische Daten zur Altersstellung des Hessischen Melanientones. — Z. dt. geol. Ges., **112**, Stuttgart 1960 (im Druck).

UDLUFT, H. & LANG, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 184—203, Taf. 15. Wiesbaden 1956.

— Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 333—366, Taf. 20. Wiesbaden 1959

Manuskript eingegangen am 23. 3. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 17–43	10 Abb.	Taf. 2–7	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Lunaspis broilii und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland)

Von

WALTER GROSS, Berlin

Mit 10 Abbildungen und den Tafeln 2—7

Inhalt

Einleitung 17
Lunaspis broilii GROSS 19
Beschreibung 19
Exocranium 19
Rumpfpanzer 23
Knochenplatten und Schuppen des Schwanzes 29
Lunaspis heroldi BROILI 32
Beschreibung 33
Exocranium 33
Rumpfpanzer 33
Knochenplatten und Schuppen des Schwanzes 35
Bemerkungen 35
Zusammenfassung der Ergebnisse 38
Schriftenverzeichnis 40
Nachtrag 41

Einleitung

Lunaspis ist die einzige Gattung der Petalichthyida, deren Rumpfpanzer man kennt. Die Zusammengehörigkeit des Rumpfpanzers mit dem als *Macropetalichthys* beschriebenen Schädeldach wurde erschlossen (GROSS 1937); das einzige Stück, das damals den Rumpfpanzer im Zusammenhang mit dem Schädeldach zeigte, der Holotypus von *Lunaspis heroldi*, hat ein nur unvollständig erhaltenes Schädeldach. Bereits ein Jahr später konnte LEHMANN (1938) ein vollständiges Exemplar dieser Art abbilden, das auch den Schwanz in sehr guter Erhaltung aufweist. Eine Rekonstruktionsskizze von demselben Stück gab LEHMANN 1951; er stützte sich bei seinem Versuch auf Röntgenaufnahmen. Mittlerweile sind weitere Reste von *Lunaspis* gefunden worden; der schönste Rest: Kopf, Rumpfpanzer und Schwanz von *Lunaspis broilii*, wurde kürzlich von der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München erworben. Dieser Fund gab die Veranlassung zu der vor-

liegenden Untersuchung, zu der auch weitere Reste der Münchener Sammlung, der Sammlung des Kreuznacher Karl-Geib-Museums und des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin hinzugezogen wurden. Auch konnte ein Stück der Sammlung des Herrn WERNER KUHN, Kirn/Nahe, benutzt werden.

Abgesehen davon, daß ein Teil dieser Reste aufs beste meine 1937 vorgetragene Schlußfolgerung bestätigt, konnten weitere wichtige Beobachtungen am Exocranium, am Ventralpanzer und an den Schuppen des Schwanzes gemacht werden. Über die Schuppen des Hinterleibes der Arthrodira sind wir mangelhaft unterrichtet, da diese zarten Gebilde nur sehr selten gefunden werden. — Aus dem Hunsrückschiefer kennt man zwei *Lunaspis*-Arten, *Lunaspis heroldi* und *Lunaspis broilii*, die nun besser definiert werden können. Eine erneute Bearbeitung beider Arten ist gerechtfertigt. Hoffentlich ergänzen zukünftige, noch bessere Funde die hier vorgelegten neuen Beobachtungen.

Das untersuchte Material stammt aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer, in dem bekanntlich alle Fossilien mehr oder weniger zusammengepreßt und oft von der Schieferung verzerrt worden sind. Die linke Hälfte eines Restes kann verkürzt und gestaucht sein, die rechte verlängert und ausgewalzt (Abb. 7). Rekonstruktionen müssen diese Erhaltungszustände berücksichtigen, kein Stück ist gänzlich unverzerrt. Die vertikale Zusammenpressung ist meist so stark, daß die Ventralseite des Rumpfpanzers unmittelbar der plattgedrückten Dorsalseite anliegt. Dadurch wird die Freilegung beider Seiten eines Restes sehr erschwert. Auch die Dorsalseite des Schuppenkleides des Schwanzes ist flach gedrückt, wodurch klaffende Spalten zwischen den Längsreihen der Schuppen entstehen können, aber auch Überschiebungen. Das vermutlich mit sehr kleinen und zarten Schuppen besetzte Schwanzende ist bisher nicht gefunden worden; ebenso fehlen Reste der paarigen Flossen. Vom Endocranium sind nur Spuren des Occipitalgelenkes erhalten, das anscheinend den gleichen Bau wie bei den mitteldevonischen Arten hatte.

An den meisten der in den Sammlungen aufbewahrten Stücken ließen sich noch kleinere Präparationen ausführen, die manche wichtige Einzelheit enthüllten. An die Finder und Verkäufer der Reste sei die Bitte gerichtet, im Interesse der wissenschaftlichen Erforschung möglichst wenig zu präparieren, da vielfach aus Unkenntnis der Morphologie der alten Panzerfische wichtige Einzelheiten einer voreiligen Präparation zum Opfer fallen. Die Anwendung von Röntgenaufnahmen bringt nicht immer die erhofften Erfolge, wie die Arbeiten von LEHMANN zeigen. So kann man die feinen Randstacheln am Spinale nur dann in Röntgenaufnahmen erkennen, wenn sie pyritisiert sind, während sie dem bloßen Auge nach der Freilegung durch einen geschickten Präparator bei hellem Licht ohne weiteres sichtbar werden.

Für die Untersuchung benutzte ich die Kopflupe und das binokulare Mikroskop SM XX von Zeiss. Die Zeichnungen wurden nach vergrößerten Photographien hergestellt und nach den Originalen korrigiert. Beim Photographieren werden nicht selten Skulpturen, die in der Richtung der einfallenden Lichtstrahlen orientiert sind, fast unsichtbar; sie müssen in den Photographien durch Retuschen hervorgehoben werden, wenn man ein Bild erreichen will, das der Wirklichkeit entspricht. — Die Zeichnungen und die Retuschen an mehreren Photographien sind von mir hergestellt worden.

Folgenden Herren gilt mein herzlicher Dank: Prof. Dr. R. DEHM, München, und Museumsdirektor O. GUTMANN, Kreuznach, für die Entleihung wertvollen Sammlungsmaterials, darunter mehrerer Originale; Prof. Dr. K. MÜLLER, Berlin-Charlottenburg, für die Beschaffung wichtiger Stücke und die Vermittlung zum Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach; Herrn W. KUHN, Kirn/Nahe für die Entleihung einiger Stücke seiner Sammlung und Prof. Dr. W. G. KÜHNE, Berlin-Dahlem, für die erste Nachricht von dem schönen neuen, nun in München aufbewahrten Rest, der die Veranlassung zur vorliegenden Untersuchung gegeben hat.

Lunaspis broilii GROSS

(Taf. 2—5; Abb. 1—6, 10)

Lunaspis broilii n. sp. GROSS 1937, S. 58—64, Abb. 26—28, Taf. 8 Fig. 3—5, Taf. 9 Fig. 2—3, Taf. 10 Fig. 5 (dort auch ältere Literatur)

Lunaspis broilii GROSS LEHMANN 1951, S. 96—99, Taf. 11, Fig. 2, Taf. 12 Fig. 2

Holotypus: Der von GROSS 1937 Taf. 9 Fig. 2 wiedergegebene Schädelrest der Württembergischen Naturaliensammlung in Stuttgart.

Locus typicus: Bundenbach im Hunsrück.

Stratum typicum: Unterdevon, Hunsrückschiefer (vermutlich oberstes Siegenium oder unterstes Unter-Emsium).

Diagnose: Eine Art der Gattung *Lunaspis*, die *Lunaspis heroldi* BROILI recht beträchtlich an Größe übertrifft. Ihre Spinalia sind lang und an der Lateralkante mit 33 bis 36 relativ kurzen Stacheln besetzt; am Innenrand sind nur selten an 6 ebenfalls relativ kurze, gekrümmte Stachel zu erkennen, meist sind sie nicht erhalten. Die Skulpturleisten der Knochen sind etwas dichter angeordnet als bei *Lunaspis heroldi*.

Material: Das bis auf die fehlende Schwanzspitze vollständig erhaltene Stück Nr. 1959 I 510 der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie (Abb. 1), der unvollständige Rest f 829 der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Humboldt-Universität zu Berlin (Abb. 4), der Ventralpanzer der Sammlung des Karl-Geib-Museums in Bad Kreuznach (Abb. 5A, Original zu BROILI 1929 Taf. 2) und einige isolierte Knochen aus der Berliner Sammlung; ferner ein nicht abgebildeter Rest eines sehr großen AL, AVL und Spinale der Sammlung des Herrn WERNER KUHN in Kirn/Nahe.

Beschreibung

Exocranium (Abb. 1, 2 und 4A; Taf. 2 und Taf. 4). Die neuen Funde der letzten Jahre ermöglichen Beobachtungen, die über den Kenntnisstand von 1937 hinausgehen. *Lunaspis* besitzt eine von der Pinealplatte getrennte Rostralplatte (*R*, Abb. 1; Taf. 2) mit längsovalem Umriß. Zwischen der Rostralplatte und der Pinealplatte *(Pi)* berühren beide Präorbitalplatten *(Pro)* einander auf kurze Erstreckung in der Mittellinie. Die Rostralplatte ragt recht weit aus dem Schädeldach nach vorne heraus, so daß sie seitlich größtenteils von kleinen Knochenplättchen und Haut eingefaßt wird. Ihre Skulpturleisten sind konzentrisch angeordnet. Damit erweist sich die beim Holotypus von *Lunaspis heroldi* etwas seitlich vor dem Schädeldach liegende

ovale Platte als verschobene Rostralplatte (vgl. BROILI 1929 Taf. 1 Fig. 1 und Textfig. 1, ferner GROSS 1937 Taf. 9 Fig. 1 und Abb. 25). In der Selbständigkeit der Rostralplatte und ihrer Lagebeziehung zu den Präorbitalplatten und der Pinealplatte gleicht

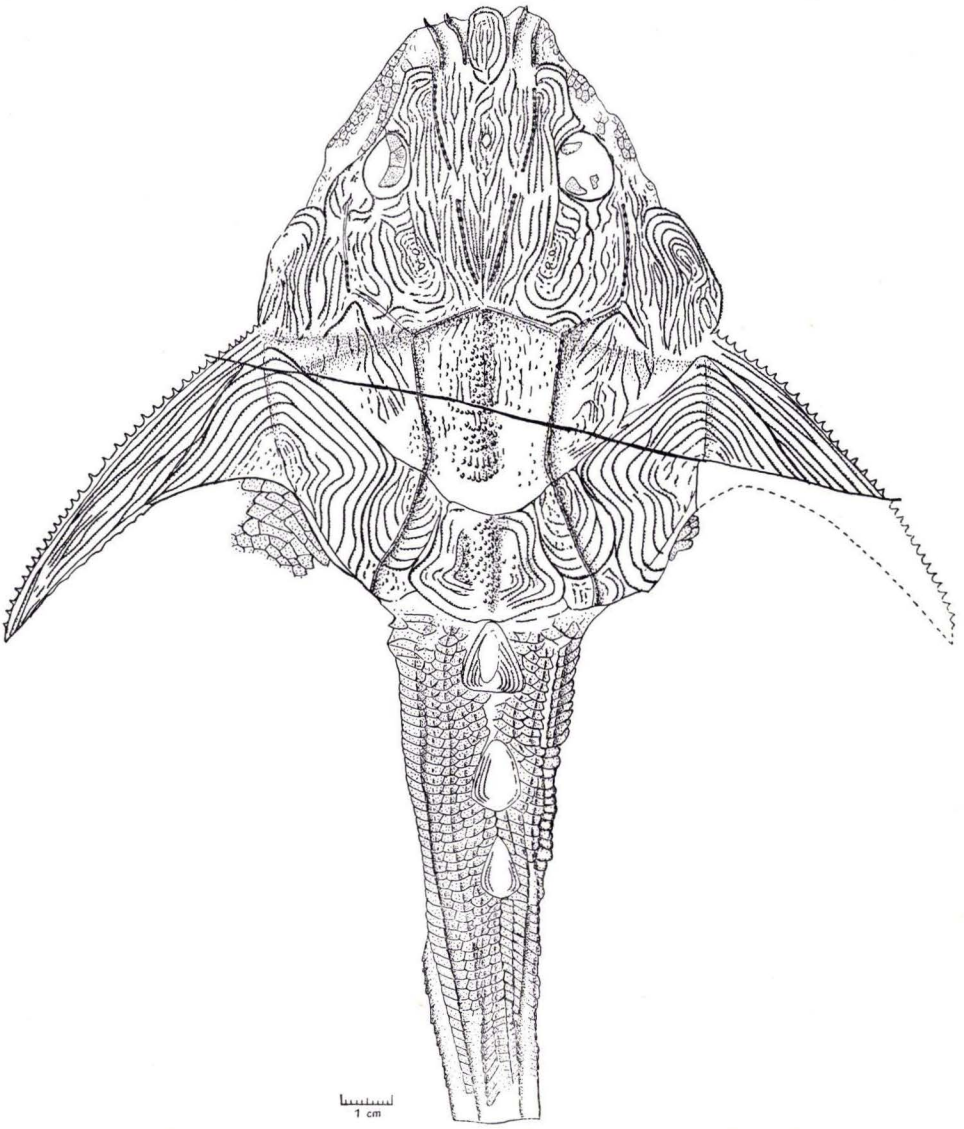


Abb. 1. *Lunaspis broilii* GROSS; Schädeldach, Rumpfpanzer und Schwanz, (München); $\times {}^{7}/_{10}$.

Lunaspis der mitteldevonischen Gattung *Notopetalichthys* WOODWARD aus Australien (vgl. WOODWARD 1941 Pl. 1 und Textfig. A; ferner WHITE 1952 Textfig. 36 und 37). Meine 1937 veröffentlichten Rekonstruktionen (Abb. 24B und 28A) sind zu korrigieren: *Lunaspis* besaß keine Rostropinealplatte.

Die Umgrenzung der Pinealplatte ist nur aus der Skulptur zu erschließen; der Pinealhöcker bzw. die Pinealgrube markieren sich aber fast immer mehr oder weniger deutlich. Am neuen Münchener Stück (Abb. 1) deuten auch die konzentrischen

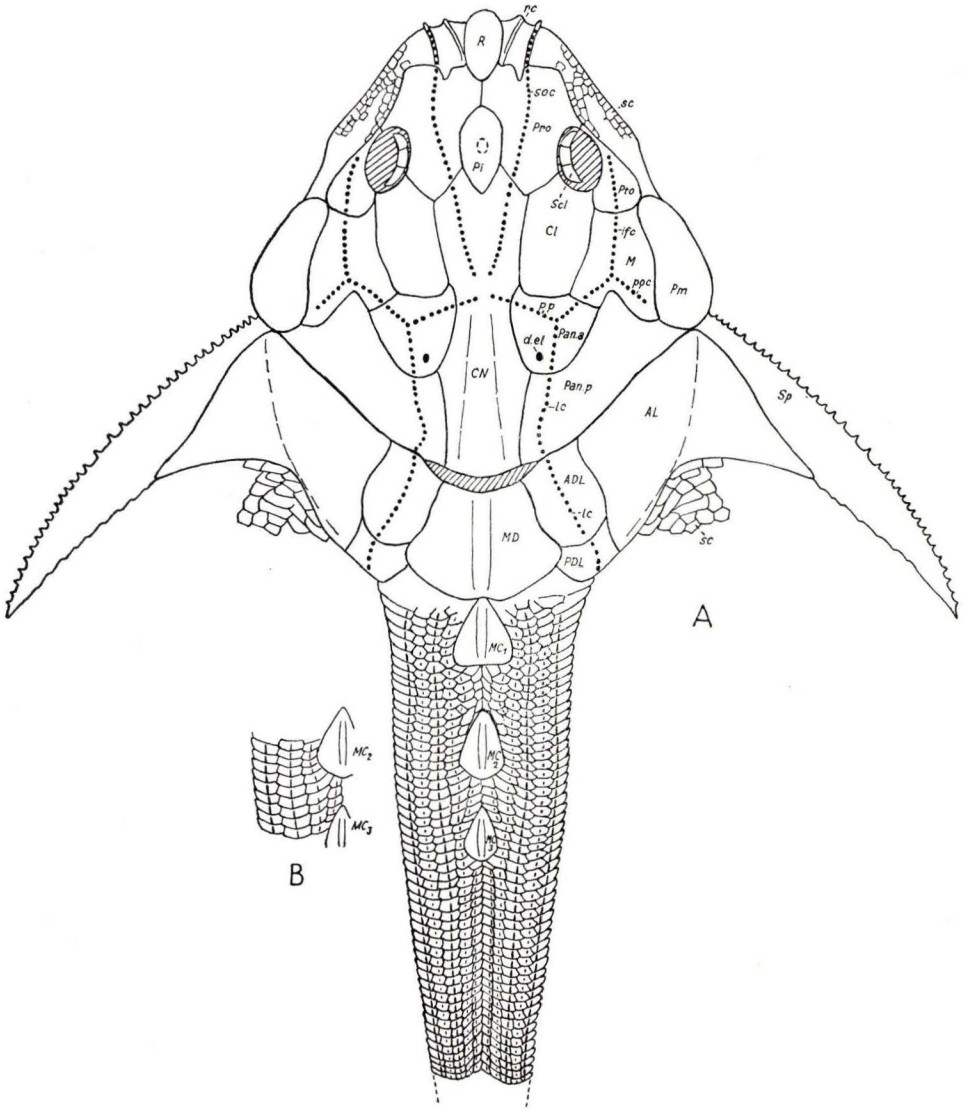


Abb. 2. A *Lunaspis broilii* GROSS; Rekonstruktion des Münchener Exemplars; Dorsalansicht; $\times^{7}/_{10}$. — B Rekonstruktion der linken Schwanzseite mit nur drei Längsreihen der Schuppen neben dem Mediocaudalplatten. — *ADL* Anterodorsolaterale; *AL* Anterolaterale; *Cl* laterales Centrale; *CN* Centronuchale; *M* Marginale; MC_{1-3} Mediocaudale 1—3; *MD* Mediodorsale; *Pan. a* und *Pan. p* Paranuchale anterior und posterior; *PDL* Posterodorsolaterale; *Pi* Pineale; *Pm* Postmarginale; *Pro* Präorbitale; *Pto* Postorbitale; *R* Rostrale; *Sp* Spinale; *Scl* Sclerotical-Platten; — *d. el* Mündung des Ductus endolymphaticus; *ifc* Infraorbitalkanal; *lc* Lateralkanal; *poc* Präopercularkanal; *pp* hintere Grübchenlinie; *rc* rostraler Sinneskanal? (Teil des Infraorbitalkanals?); *sc* Knochenplättchen am Kopf und Rumpf; *soc* Supraorbitalkanal.

Skulpturleisten die Lage des Pinealorgans an. Das Pinealorgan liegt als längsovaler Höcker etwas hinter dem Vorderrand der Orbitae (Abb. 4A und GROSS 1937 Taf. 9 Fig. 2). Die Pinealplatte ist länger als die Rostralplatte und greift hinten in eine Einbuchtung der Centronuchalplatte (GROSS 1937 Abb. 26A, Taf. 9 Fig. 2). Auch in dieser Hinsicht ist meine 1937 (Abb. 28A) entworfene Rekonstruktion des Schädeldaches zu verbessern.

An dem neuen *Lunaspis*-Rest der Münchener Sammlung ist die große Postmarginalplatte *(Pm)* gut erhalten (Abb. 1), während an dem neuen Berliner Stück nur auf der linken Seite die Vorderhälfte dieser Platte vorhanden ist. Ihr Ossifikationszentrum liegt in der Mitte der Platte, deren Umriß ein wenig nierenförmig ist. Ihr Hinterende wird vom Vorderende der Spinalplatte und der AL-Platte eingefaßt; ihr Vorderende erreicht das Hinterende der Postorbitalplatte *(Pto)*. Die Postmarginalplatten bilden die seitlichen Ausbuchtungen des Schädeldaches, das hier am breitesten ist. Diese Platte ist bei den mitteldevonischen und oberdevonischen Gattungen noch nicht gefunden worden; vermutlich war sie nur relativ lose am Schädeldach befestigt. Sie gehört zum Bauplan des Petalichthyiden-Schädels und entspricht vermutlich teilweise der gleichbenannten Platte der Dolichothoraci und Brachythoraci.

Die an den neuen Funden nicht sehr gut erhaltenen Postorbitalplatten begrenzen die Orbitae unten mit einem recht dünnen Stiel. Im Umriß gleichen sie auffallend den Suborbitalplatten der Brachythoraci. Die lateralen Centralplatten *(Cl)* weisen an dem neuen Münchener Rest jeweils zwei kleine ovale Skulpturringe in der Mitte auf, die nicht als Öffnungen oder Sinnesorgane aufzufassen sind (Abb. 1; Taf. 2); an anderen Resten fehlt diese individuelle Eigentümlichkeit der Skulptur.

Schlecht erhalten sind an den neubeschriebenen Resten die Platten der Hinterhälfte des Schädeldaches, besonders die kleinen vorderen Paranuchalplatten *(Pan. a)*, an denen man auch nicht die Mündung des Ductus endolymphaticus erkennen kann. Stets aber hebt sich in der Hinterhälfte deutlich der mediane Längswulst der Centronuchalplatte hervor. Seine querverlaufenden Skulpturleisten lösen sich in Reihen gesonderter recht großer Tuberkel auf. Die Grenzen zwischen den einzelnen Platten sind kaum zu erkennen.

In den Orbitae liegen Reste kleiner, feintuberkulierter Platten *(Scl)*, die in der linken Orbita einen Halbring aufbauen, der sich aus drei Platten zusammensetzt. Anscheinend sind das Reste von Scleroticalringen, die als vollständige Ringe mindestens aus 6 bis 7 Platten bestanden haben dürften. Die Platten sind ebenso dünn wie die Schuppen des Schwanzes.

Noch kleinere, unregelmäßig polygonale Knochenplättchen *(sc)* finden sich an den Seiten des Schädeldaches, von der Rostralplatte bis zu den Postmarginalplatten. Sie bilden undeutliche Reihen, die vielleicht ehemals die Kopfseiten außerhalb des Schädeldaches bis an den Mundrand bekleideten. Sie sind etwas kleiner als die Schuppen des Schwanzes und überdeckten anscheinend nicht einander.

Die Sinneslinien sind als mehr oder weniger deutliche Wülste oder als Porenreihen zu erkennen. Die großen Poren sind an dem Münchener Rest besonders deutlich an den Supraorbitallinien *(soc)* zu sehen. Sie sind ebenso lang wie der Abstand zwischen ihnen, und sie öffnen sich etwas lateral von der Supraorbitallinie. Die Supraorbitallinie enthält innerhalb des Exocraniums an 30 Poren; sie erreicht nicht die

hintere Grübchenlinie *(pp)*. Am Münchener Stück ziehen die Supraorbitallinien in der mit zarten Knochenplättchen bedeckten derben Haut seitlich von der Rostralplatte weiter, jedoch sind Porenmündungen nicht sicher erkennbar. Zwischen diesen Teilen der Supraorbitallinien und der Rostralplatte (Abb. 2A, *rc*) erkennt man noch weitere längsverlaufende Wülste (vgl. auch *Lunaspis heroldi*, Abb. 7A), die vom Vorderrand des Kopfrestes bis zum hinteren Viertel der Rostralplatte reichen. Auch hier lassen

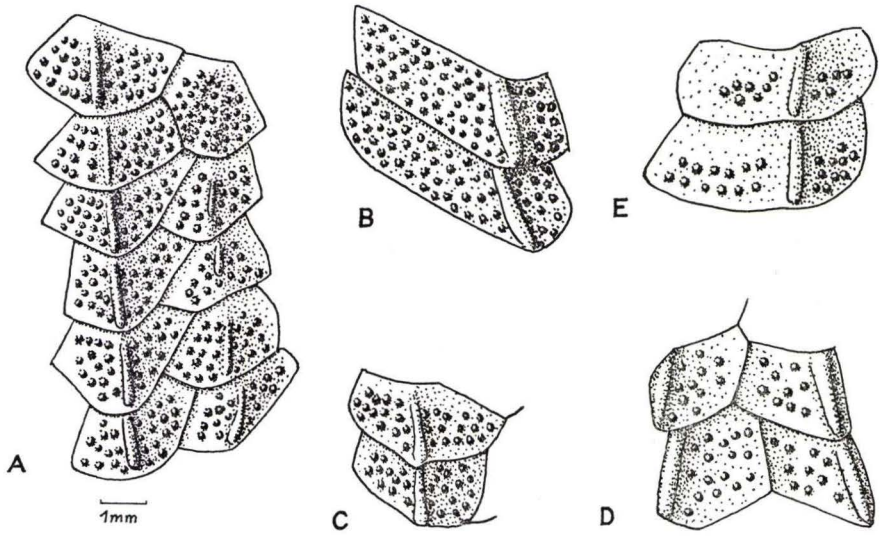


Abb. 3. *Lunaspis broilii* Gross; Schwanzschuppen des Münchener Exemplars; ×6. A Schuppen der dritten linken Reihe, von lateral gezählt. B Lateralschuppen der linken Seite. C Schuppen der linken Seite. D Schuppen neben der Mittellinie hinter der dritten Mediocaudalplatte. E Schuppen der rechten Seite.

sich keine Poren sicher feststellen, jedoch ist das Aussehen der Wülste das gleiche wie bei den Fortsetzungen der Supraorbitalkanäle. Demnach mögen es ebenfalls Reste von Sinneskanälen sein, vielleicht Teile der suborbitalen Infraorbitallinie?

An den neuen Schädeldächern (Abb. 1 und 4A) hat sich der Vorderrand des Ventralpanzers als schwacher, querverlaufender Wulst durchgeprägt. Er verläuft ungefähr von den Hinterenden der Postmarginalplatten bis zu dem stumpfen Winkel, den die hinteren Grübchenlinien *(pp)* in der Mitte des Schädeldaches bilden.

Das Schädeldach des großen neuen Münchener Restes ist 9,4 cm lang und auf der Höhe der Postmarginalia 8,9 cm breit. Da der Schädel der Quere nach recht stark gewölbt war, muß seine Breite ursprünglich geringer gewesen sein. Leider ist keine Spur der Nasenkapseln zu finden. Sie dürften, nach den Verhältnissen bei *Epipetalichthys wildungensis* Jaekel zu urteilen, lateral von der Fortsetzung der Supraorbitalkanäle gelegen haben, weiter voneinander getrennt als bei den übrigen Arthrodira.

Der Rumpfpanzer (Abb. 1, 2, 4 und 5; Taf. 2, 4 und 5). Den Dorsalpanzer in mehr oder weniger guter Erhaltung zeigen die neuen Stücke der Müchener Sammlung (Abb. 1 und 2) und der Berliner Sammlung (Abb. 4A). Einen vollständigen Ventralpanzer weist nur das Kreuznacher Stück auf (Abb. 5A), das Broili bereits 1929 be-

schrieben hat. Relativ häufig sind isolierte AL-, AVL-Platten und Spinalia gefunden worden. Der im Querschnitt flach dreieckige Rumpfpanzer ist stets völlig plattgedrückt, wobei der Ventralpanzer vielfach in der Mittellinie aufgerissen ist oder sich einseitig von einem der Spinalia gelöst hat. Der Umriß der Platten wechselt im Zusammenhang mit der Richtung und dem Grad der Schieferung sehr stark. Nur bei Resten, an denen die Platten beider Seiten etwa den gleichen Umriß haben, kann man bis zu einem gewissen Grade von der Erhaltung der ursprünglichen Form sprechen. Zu solchen brauchbaren Resten gehört das neue Münchener Stück.

Das Mediodorsale *(MD)* hat in der Mittellinie einen niedrigen Kiel, der mit gröberen Tuberkeln besetzt ist, ähnlich wie der Wulst auf der Hinterhälfte des Centronuchale. Der Kiel endet noch vor dem Hinterrand der Platte, die flach und ein wenig eingebuchtet ist. Die MD-Platte des Berliner Stückes (Abb. 4A) ist durch die Schieferung in die Länge gezogen worden, wodurch sie sehr schmal erscheint.

Die Anteriordorsolateral-Platte *(ADL)* ist etwas kürzer als die MD-Platte, aber fast dreimal so lang wie die kurze Posteriordorsolateralplatte *(PDL)*. Das Verknöcherungszentrum liegt in der Vorderhälfte, bei der MD-Platte dagegen in der Mitte. Der Vorderrand ist ganz schwach vorgewölbt; an keinem Stück läßt sich jedoch ein Gelenkkondylus wahrnehmen. Die von den Nachbarplatten überlagerten Saumflächen sind breit, wie das Berliner Stück zeigt [Abb. 4A, rechts; vgl. auch Taf. 8 Fig. 4 in GROSS 1937, ein ADL, das vermutlich zu *Lunaspis prümiensis* (KAYSER) gehört, da *Lunaspis broilii* kaum bis ins Oberems hinaufreichen dürfte]. Über die Mitte der Platte zieht die Seitenlinie *(lc)* in Gestalt eines Wulstes, auf dem keine Poren zu erkennen sind.

Die PDL-Platte ist an beiden Rumpfpanzerresten nicht sehr gut erhalten. Die Platte ist sehr kurz, über ihre Mitte verläuft die Seitenlinie, die sich ein wenig nach medial krümmt. Der Vorderrand der Platte wird von der ADL-Platte überlagert (Abb. 4A, rechts). Das Verknöcherungszentrum dürfte in der Mitte der kleinen Platte gelegen sein, die anscheinend nicht über das Hinterende der Mediodorsalplatte hinausreicht.

Die Anteriorlateralplatten *(AL)* werden häufiger gefunden als alle übrigen Platten. Besonders gut sind sie am Münchener Rest erhalten, während das Berliner Stück sehr in die Länge gezogene AL-Platten aufweist. Die AL-Platte hat vier Ecken im Gegensatz zu den fünf Ecken der AVL-Platte (Abb. 6A, *a–b–c–d*). Der an das Spinale grenzende Rand ist meist gerade und oft mit dem Spinale sehr fest verbunden. Der Medialrand ist S-förmig geschwungen entsprechend dem ausgebogenen Seitenrand der ADL- und dem eingebogenen Seitenrand der PDL-Platte. Die Medialhälfte des Hinterrandes ist glatt, bildet aber anscheinend keine Nahtfläche für eine etwaige PL-Platte, die anscheinend bei *Lunaspis* fehlte, wie die anschließenden kleinen Knochenplättchen des Rumpfes bzw. des Ansatzes der Brustflosse (Abb. 2, *sc*) zeigen. Vielleicht ist die PL-Platte sehr schmal und kurz gewesen und hat sich in der Ontogenese frühzeitig mit der AL-Platte nahtlos verbunden. Der an die PDL-Platte angrenzende Teil könnte vielleicht eine ehemalige PL-Platte darstellen (Abb. 1; 5C, *PL*?).

Das Verknöcherungszentrum liegt in der Mitte der Platte nahe am Hinterrand. Hier sind die Skulpturleisten durch feine unregelmäßig angeordnete Tuberkel ersetzt. Andeutungen eines feinen Grates, der vom Verknöcherungszentrum zur Vorderecke

der Platte zieht, sind manchmal zu erkennen (Abb. 1), aber weniger ausgeprägt als bei *Lunaspis heroldi*.

Die Spinalplatte ist sehr lang und breit. Sie bedingt durch ihre Stellung die auffallende Breite des Rumpfpanzers und diente vielleicht auch dazu, ein Hindernis gegen das Verschlucktwerden durch einen Raubfisch zu bilden. Der Außenrand der Platte ist mit 34—36 relativ kurzen und geraden Dornen besetzt. Der Medialrand

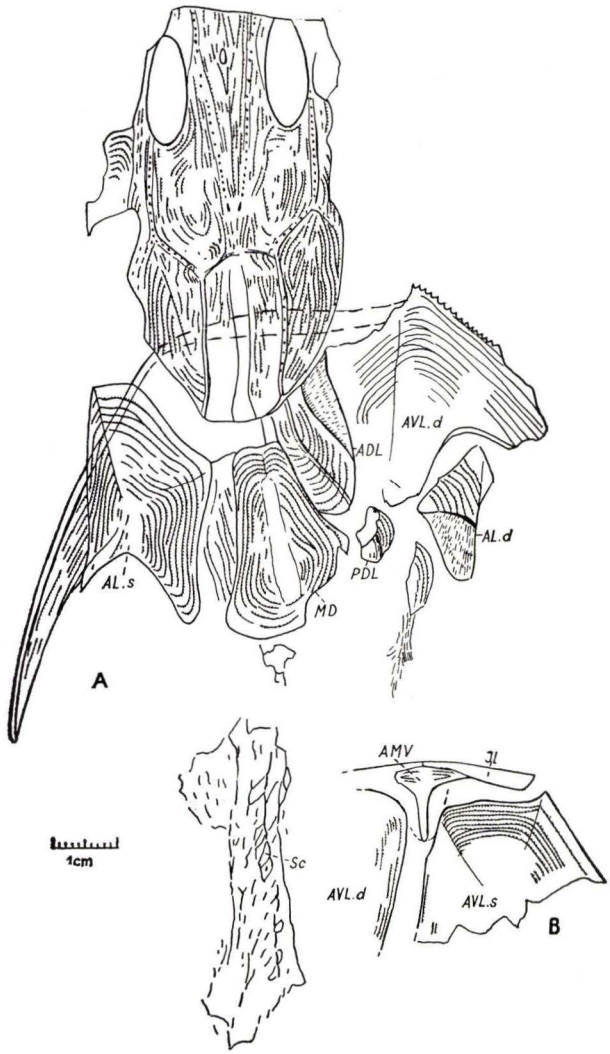


Abb. 4. *Lunaspis broilii* GROSS; Berliner Exemplar; Exocranium, Rumpfpanzer und Reste des Schwanzes; $\times {}^{4}/_{5}$. A Dorsalansicht. B Teile des Ventralpanzers, von der Unterseite der Schieferplatte aus freigelegt. — *ADL* Anterodorsolaterale; *AL. d* und *AL. s.* rechtes und linkes Anterolaterale; *AMV* Anteromedioventrale; *AVL. d* und *AVL. s* rechtes und linkes Anteroventrolaterale; *IL* Interolaterale; *MD* Mediodorsale; *PDL* Posterodorsolaterale; *Sc* Schwanzschuppen.

hat einen abgeflachten Saum, an dem sehr selten sechs kurze gekrümmte Dornen (Abb. 6F) sichtbar werden, die an allen anderen Resten anscheinend nicht erhalten geblieben sind. Das Fehlen von Dornen an dem Innenrand des Spinale von *Lunaspis broilii* ist daher kein diagnostisches Merkmal, sondern nur die Folge schlechter Erhaltungsbedingungen für diese zarten Gebilde. Anscheinend war die Dorsalfläche des Spinale etwas breiter als die Ventralfläche und endete vorne absatzartig neben der AL-Platte. Auf der Ventralseite endet die Spinal-Platte dagegen vorne zugespitzt neben dem Fortsatz der AVL-Platte (vgl. Abb. 1 und 5). Ein besonders großes Spinale der Sammlung W. KUHN, Kirn/Nahe, ist 13,5 cm lang; der dazugehörige Rumpfpanzer muß demnach etwa 30 cm breit gewesen sein, während die Gesamtlänge des Tieres mindestens 45 cm erreicht haben dürfte.

Sehr selten sind zusammenhängende Reste des Ventralpanzers, da beim Spalten der Schieferplatten meist die Dorsalseite freigelegt wird. Öfter werden dagegen isolierte oder mit dem Spinale verbundene Anteriorventrolateralplatten *(AVL)* gefunden. Der vollständigste Ventralpanzer wird im Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach aufbewahrt (Abb. 5A; Taf. 5); er ist bereits 1929 von BROILI (Taf. 2) beschrieben worden. 1960 habe ich den Rest nachpräparieren lassen, wodurch die mittleren Flächen des Stückes freigelegt wurden. — An dem in der Abb. 4 wiedergegebenen Stück der Berliner Sammlung wurde von der Gegenseite her ein Teil des Ventralpanzers freigelegt (Abb. 4B). Alles weitere Material umfaßt nur isolierte AVL-Platten.

Beim Plattdrücken der Rumpfpanzer von *Lunaspis* bleibt der Dorsalpanzer erhalten, während der Ventralpanzer meist aufreißt, da seine Breite geringer ist als die des flachgedrückten Dorsalpanzers. Aus diesem Grunde sind die medianen Ventralplatten nur selten erhalten, von der Posteriormedioventralplatte (PMV) liegt noch kein Fund vor. Auch die Interolateralplatten (IL) sind nur sehr selten und unvollständig gefunden worden.

Die AVL-Platte ist breiter als die AL-Platte und hat fünf Ecken (Abb. 6D, *a–b–c–d–e*). Sie bildet einen recht breiten Hinterrand, der an die Posteriorventrolateralplatte *(PVL)* grenzt; ein entsprechender Hinterrand fehlt der AL-Platte, auf die keine selbständige PL-Platte folgt. Der an das Spinale grenzende Rand ist gerade. Der Vorderrand ist geschwungen; an ihn legte sich lateral die IL-Platte, medial die AMV-Platte (Abb. 4B und 5A). Die in den Abb. 4B, Abb. 6C und 6D wiedergegebenen AVL-Platten zeigen am Medialrand eine schwache Ausbuchtung, anscheinend für den schmalen Stiel der AMV-Platte; an anderen AVL-Platten fehlt eine solche Ausbuchtung (Abb. 5A und 6D). Da die AVL-Platten völlig flachgedrückt sind, läßt sich nicht feststellen, ob und wie weit sich der freie Außenrand hochgebogen hat, um eine niedrige Lateralwand zu bilden, wodurch auch der flügelförmige Teil etwas über die Ventralfläche des Rumpfpanzers gehoben worden wäre. Bei allen Dolichothoraci bildet die AVL-Platte eine niedrige Lateralwand.

Die PVL-Platten (Abb. 5) sind breit und sehr kurz. Ihr Verknöcherungszentrum liegt in der Mitte der Platte, näher zum Hinterrand als zum Vorderrand. Beide Platten bilden in der Mittellinie des Panzers eine geschwungene und in Spitzen ausgezogene Naht, wobei im Gegensatz zu den übrigen Arthrodira die rechte PVL-Platte die linke überlagert. Die rechte Platte ist demgemäß etwas breiter als die linke. Aber auch die linke Platte entsendet einen spitzen Fortsatz, der sich in eine Ausbuchtung der rech-

ten Platte schob und dabei vermutlich die rechte Platte ein wenig überlagerte. Nach außen springen die PVL-Platten ein wenig vor. Ihr Hinterrand ist sanft eingebuchtet.

Auf die PVL-Platten folgen zwei weitere sehr kurze Platten, die ich als Posterior-ventralplatten *(PV)* bezeichne. Sie sind schmaler als die PVL-Platten und haben ein eigenes Ossifikationszentrum, dicht am Hinterrande gelegen. Die rechte Platte überlagert die linke. Das gesonderte Ossifikationszentrum spricht gegen die Annahme, daß die PV-Platten abgeknickte Hinterenden der PVL-Platten sind. Von weiteren, besser erhaltenen Funden des Ventralpanzers ist eine endgültige Entscheidung zu erwarten; das Auftreten einer neuen Platte im Bauplan des Ventralpanzers der Arthrodira ist unerwartet.

Die IL-Platten sind nur andeutungsweise erhalten (Abb. 4B und 5A). Die Platten sind anscheinend breit und sehr kurz gewesen; ihre Vorderwand ist noch unbekannt. Vermutlich stießen die schmalen Enden beider Platten in der Mittellinie vor der AMV-Platte zusammen. Auch hier müssen noch endgültig beweisende Funde abgewartet werden.

Die AMV-Platte hatte eine T-förmige Gestalt. Der vordere Querbalken trug das Verknöcherungszentrum und war mit konzentrisch angeordneten Skulpturleisten besetzt (Abb. 5A); er legte sich an den medialen Teil des Vorderrandes der AVL-Platte. Ob der schmale stielförmige Längsbalken (Abb. 4B) mit Skulpturen besetzt war oder von den benachbarten AVL-Platten mehr oder weniger gänzlich überlagert wurde, ist an dem geringen Material nicht zu klären. Vielleicht unterlagen diese Verhältnisse individuellen Variationen.

Die PMV-Platte ist noch nicht gefunden worden. Ihr rhombischer Umriß ergibt sich ohne weiteres aus dem für sie von den Nachbarplatten ausgesparten Raum (Abb. 5A und 5B).

In den Abb. 5B und 5C sind Versuche wiedergegeben, den Ventralpanzer und den gesamten Rumpfpanzer zu rekonstruieren. Der Ventralpanzer (Abb. 5B) ist sehr breit und relativ kurz. Die Verkürzung ist durch die geringe Länge der hinteren Elemente, der PVL- und PV-Platten bedingt. Da wir die Vorfahren von *Lunaspis* nicht kennen, dürfen wir nicht mit Sicherheit sagen, daß die eben genannten Platten phyletisch verkürzt worden sind. Möglicherweise haben die Vorfahren von *Lunaspis* niemals so lange PVL-Platten gehabt wie die Dolichothoraci und Brachythoraci.

Der Dorsalpanzer verband sich mit dem Ventralpanzer vermittels der Spinalia und eines kleinen Teils der „Flügel" der AVL- und AL-Platten. Der Dorsalpanzer sprang bogenförmig nach hinten zurück, so daß er in der Aufsicht den Ventralpanzer hinten ein wenig überragte. Der Ventralpanzer reichte dagegen weit nach vorne unter den Kopf, so daß die IL-, die AMV- und große Teile der AVL-Platten vor dem nach hinten ausschwingenden Dorsalpanzer lagen. Zur Ausbildung eines durch eine Kante abgesetzten Lateralpanzers kam es bei den flachen Petalichthyiden nicht. Nur am Vorderende des Spinale ragten der Dorsalpanzer und der Ventralpanzer gleich weit nach vorne. Seitenteile des freien Hinterrandes der AL-Platten konnten nicht mit den entsprechenden Teilen des freien Randes der AVL-Platten in Berührung gelangen. — Der Ventralpanzer sieht der Rekonstruktion eines Ventralpanzers von „*Acanthaspis*" *armata* aus dem Mitteldevon von Williamsville, New York (Hussakof und Bryant

1918 Fig. 34) ähnlich. Vielleicht gehört der Ventralpanzer von „*Acanthaspis*" *armata* zu *Macropetalichthys rapheidolabis* NORWOOD & OWEN.

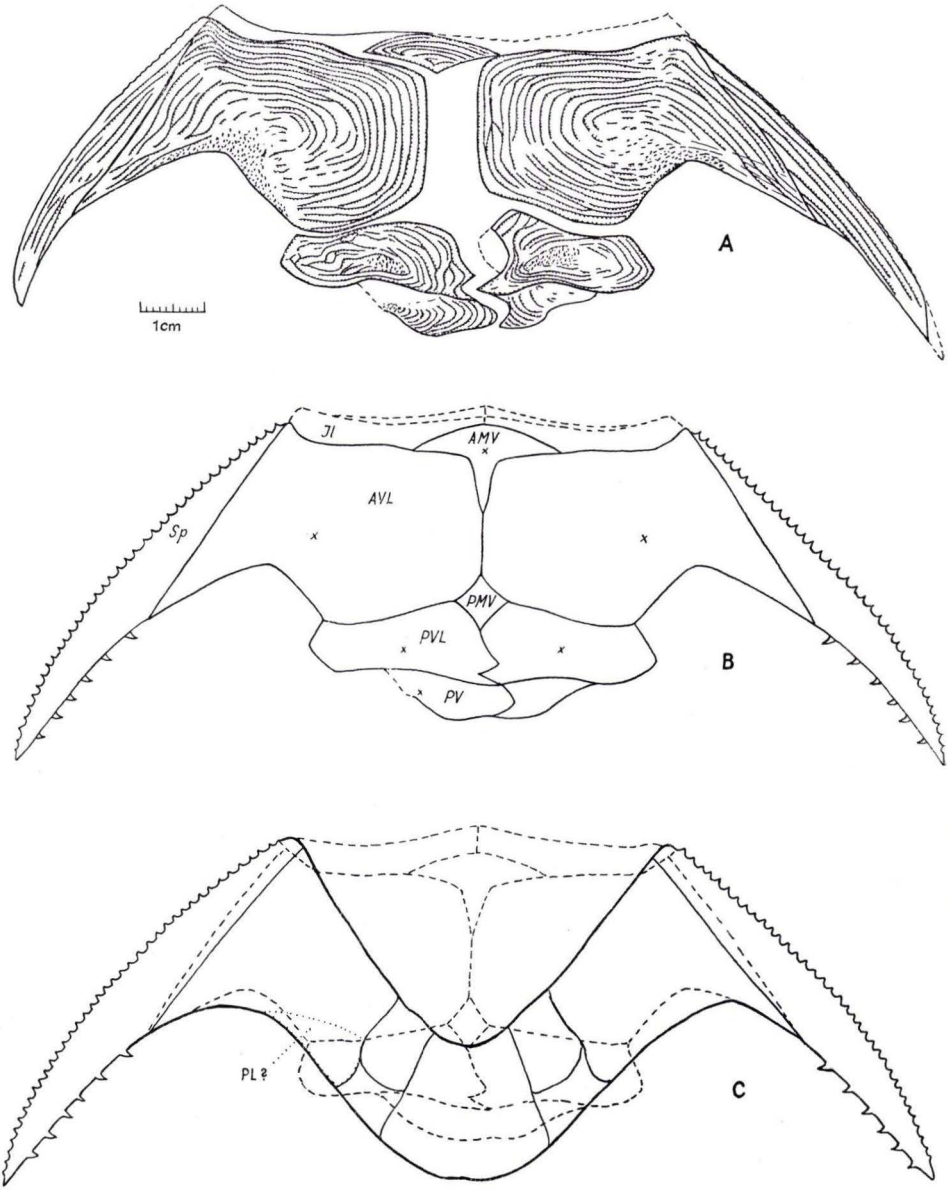


Abb. 5. *Lunaspis broilii* GROSS. A Ventralpanzer, Kreuznacher Exemplar; $\times^4/_5$. B Rekonstruktion des Ventralpanzers, in der Hauptsache nach dem Kreuznacher Exemplar. C Rekonstruktion des Rumpfpanzers; Dorsalpanzer durch ausgezogene Linien, Ventralpanzer durch unterbrochene Linien und fragliche *PL*-Platte durch punktierte Linien dargestellt. — *AMV* Anteromedioventrale; *AVL* Anteroventrolaterale; *IL* Interolaterale; *PL*? fragliches Posterolaterale; *PMV* Posteromedioventrale; *PV* Posteroventrale; *PVL* Posteroventrolaterale; *Sp* Spinale; *x* Verknöcherungszentren.

Hinter dem freien Rand der linken AL-Platte liegen in mehreren Reihen hintereinander kleine, zart tuberkulierte Knochenplättchen von unregelmäßig polygonalem Umriß (Abb. 1). Auf der rechten Seite sind nur einige wenige Plättchen zu erkennen. Die Plättchen sind so groß wie die vorderen Schwanzschuppen, beträchtlich größer als die Plättchen an den Seiten des Schädeldaches. Sie haben anscheinend ehemals den Ansatz der Brustflosse oder eine wenig bewegliche Haut, die sich vom Innenrand des Spinale zum Seitenrand des Rumpfpanzers spannte, bedeckt. Daß dieser Teil wenig oder gar nicht beweglich war, geht aus der festen, einander nicht überdeckenden Verbindung der Knochenplättchen hervor. Leider reichen die wenigen Plättchenreihen nicht aus, eine Vorstellung von der Ausdehnung und der Gestalt der Region zwischen Spinale und Rumpfpanzer zu geben.

Die Knochenplatten und Schuppen des Schwanzes (Abb. 1—3; Taf. 2 und 3). Besonders wertvoll ist das neue Münchener Exemplar wegen der guten und vollständigen Erhaltung der dorsalen Schwanzschuppen. Leider ist das Schwanzende, das sicher erhalten gewesen ist, nicht geborgen worden. An keinem bisher gefundenen *Lunaspis*-Rest ist das Schwanzende erhalten, das vermutlich mit sehr feinen und kleinen Schuppen bedeckt war und spitz auslief ohne größere Schwanzflosse.

Auf der Dorsalseite des Schwanzes liegen in kurzen Abständen hintereinander drei mediane Knochenplatten, die ich als Mediocaudalplatten *(MC_1—MC_3)* bezeichne. Sie nehmen von vorne nach hinten an Größe ab, ihre Länge entspricht etwa der der Orbitae. Die Platten sind flach gewinkelt und in der Mittellinie gekielt; sie besitzen ebensowenig einen Stachel wie die MD-Platte. Der mediane Kiel ist von den auf allen Knochen vorhandenen Skulpturleisten in konzentrischer Anordnung umgeben. Die vorderste Platte *(MC_1)* hat einen umgekehrt wappenförmigen Umriß. Sie stößt mit ihrem zugespitzten Vorderende unmittelbar an den Hinterrand der MD-Platte. Durch fünf Schuppen-Querreihen getrennt folgt die zweite MC-Platte, die etwas schmaler und nach hinten schwach ausgebuchtet ist. Die dritte MC-Platte ist noch schmaler und hinten ebenfalls ausgebuchtet. Zwischen sie und die zweite MC-Platte schieben sich drei Schuppen-Querreihen. — Diese Platten haben bereits Broili (1930 Fig. 1 und 2) und Lehmann (1938 Abb. 13 und 14) von *Lunaspis heroldi* abgebildet und kurz erwähnt. Broili hat die vorderste MC-Platte nicht deutlich von der davorliegenden MD-Platte unterscheiden können. Lehmann (1951, S. 94) geht nicht näher auf diese von ihm als „Stachelschuppen" bezeichneten Gebilde ein. Die MC-Platten sind keine verschmolzenen Schuppen, sondern Knochenplatten nach Art der Knochen des Rumpfpanzers. Sie erinnern sehr an die von Denison (1958, Fig. 93 und 94B) entdeckten Posteriordorsalplatten der Dolichothoraci, von denen jedoch die Anzahl, die zu einem Individuum gehörte, nicht bekannt ist. — Auf der Ventralseite des Schwanzes von *Lunaspis broilii* fehlen derartige Platten, wie das Kreuznacher Exemplar zeigt.

Die Schuppen bedecken die Dorsalseite des Schwanzes in deutlich ausgeprägten *Längsreihen*, die durch die medianen Leisten vieler Schuppen besonders hervorgehoben werden. Die Querreihenbildung ist ebenfalls leicht zu verfolgen. Beide Reihen durchkreuzen sich fast rechtwinklig. Eine mediane Schuppenreihe, die Broili (1930, Fig. 2) vermutete, existiert nicht. In der Mittellinie stoßen die Schuppen beider Seiten etwas alternierend in einer Zickzacknaht aneinander (Fig. 1, 2 und 3D) ohne gegenseitige Überlagerung.

Jede Schuppe ist ein sehr dünnes Knochengebilde, dessen Oberfläche ebenso wie die der Knochenplättchen des Kopfes und Rumpfes mit sehr feinen Tuberkeln in undeutlich radialer Anordnung bedeckt ist. Meist befindet sich in der Mittellinie ein Längskiel, besonders scharf ausgeprägt an den Schuppen der lateralen Längsreihe. Die Schuppen der Längsreihe zwischen der lateralen Reihe und den Mediocaudalplatten haben ebenfalls recht hohe Kiele, die Schuppen der dazwischen gelegenen

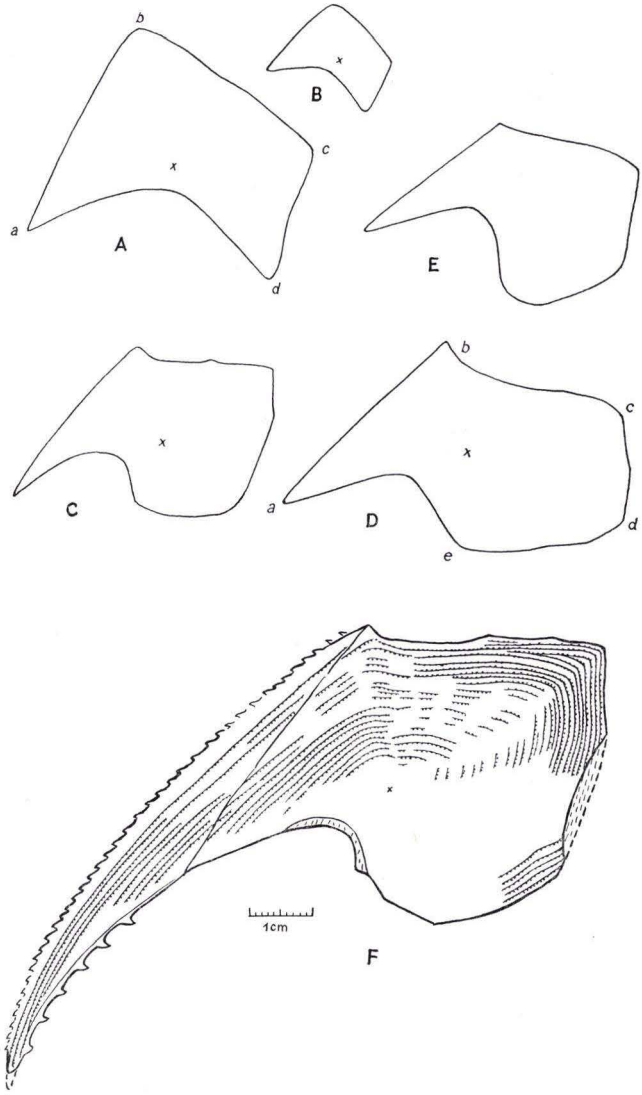


Abb. 6. A *Lunaspis broilii* GROSS, linke *AL*-Platte; B *Lunaspis heroldi* BROILI, linke *AL*-Platte. C und D *Lunaspis broilii* GROSS, rechte *AVL*-Platten. E *Lunaspis heroldi* BROILI, rechte *AVL*-Platte. A—E verschiedene Maßstäbe. F *Lunaspis broilii* GROSS, rechte *AVL*-Platte und Spinale mit inneren Randdornen; $\times^1/_2$; (Berlin f 776; Original zu GROSS 1937 Abb. 27 E; damals unpräpariert).

Längsreihen sind nur mit unscheinbaren Kielen versehen. Bei den Schuppen der medialen Längsreihen verschieben sich die Kiele oft in die Lateralhälfte oder an den Lateralrand (Abb. 1 und 3D).

Leider zeigt keine Schuppe die Unterseite oder die überlagerten Randsäume. Das Überlagerungsverhältnis, das nicht an allen Schuppen klar zu erkennen ist, entspricht den Verhältnissen bei Ganoidschuppen der älteren Actinopterygier. Jeweils werden der Vorderrand und der Medialrand von den vorausgehenden oder medial seitlichen Schuppen überlagert, der Hinterrand und der Lateralrand (Unterrand) überlagern ihrerseits die entsprechenden Nachbarschuppen.

Die Gestalt der freien Schuppenoberfläche ist im allgemeinen breit querrhombisch mit etwas vorgebogenem Hinterrand und eingebuchtetem Vorderrand. Manche Schuppen können ein wenig an breite Rundschuppen erinnern (Abb. 3A), die medialen Schuppen sind ausgeprägt rhombisch gestaltet (Abb. 3D), und die Randschuppen haben einen kurzen schmalen Medialabschnitt und einen sehr breiten Lateralabschnitt (Abb. 3B). Ob dieser lange Lateralabschnitt nicht vielleicht schon der Ventralseite des Schwanzes angehörte und nur durch den Druck bei der Einbettung auf die Dorsalseite geraten ist, kann vorläufig nicht entschieden werden. Auch läßt sich noch kein Bild vom Querschnitt des Schwanzes entwerfen, der vermutlich keine ausgeprägten Seitenflächen hatte, sondern ähnlich wie der Rumpfpanzer nur aus einer Dorsal- und einer Ventralseite bestand, die durch eine scharfe Kante geschieden wurden.

Die Zählung der Schuppen-Längsreihen ist nicht mit endgültiger Sicherheit durchzuführen, da vielfach Verschiebungen und Überschiebungen stattgefunden haben, namentlich auf der rechten Seite. Am besten richtet man sich in Zweifelsfällen nach den Längskielen der Schuppen, die besonders bei seitlicher flacher Beleuchtung deutlich hervortreten. Es könnten jedoch durch Überschiebung der Schuppenreihen auch kielartige Bildungen vorgetäuscht werden, die in Wirklichkeit nur auf übereinanderliegende Schuppenränder zurückgehen. — Anscheinend sind neben den Mediocaudalplatten jeweils vier Schuppen-Längsreihen vorhanden (Abb. 1 und 2A): eine laterale Reihe mit besonders hohen Längskielen, eine anschließende Reihe mit ganz niedrigen und undeutlichen Kielen, ein dritte Reihe mit kräftigen Kielen und eine vierte, an die Mediocaudalplatten grenzende Reihe mit niedrigen Kielen (Taf. 2). Zwischen den Mediocaudalplatten schiebt sich eine fünfte Längsreihe ein, die sich auch hinter der dritten Mediocaudalplatte entlangstreckt. Möglicherweise schaltet sich zwischen die erste und zweite Mediocaudalplatte noch eine mediale sechste Reihe ein (Abb. 2A); am Münchener Exemplar ist die Erhaltung dieses Teiles der Dorsalseite des Schwanzes für eine Beurteilung nicht ausreichend. Es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß die zweite Reihe von lateral, deren Schuppenkiele sehr unausgeprägt sind, nur durch die mangelhafte Erhaltung vorgetäuscht wird und in Wirklichkeit zur Hälfte zur Lateral-Schuppenreihe und zur nächsten medialen Schuppenreihe mit sehr ausgeprägten Kielen gehört. Die Abb. 2B soll diese Möglichkeit veranschaulichen. Bei unbefangener Betrachtung glaubt man jedoch auf der Höhe der ersten und zweiten Mediocaudalplatten mit Sicherheit je vier Längsreihen erkennen zu können (Taf. 2). Hinter der dritten Mediocaudalplatte tritt auf der linken Seite neben der Lateralschuppenreihe noch eine weitere, undeutlich erhaltene Längsreihe auf, vermutlich aus hochgepreßten Schuppen der Ventralseite des Schwanzes bestehend. Unmittelbar

hinter dem Dorsalpanzer ist die Begrenzung der Schuppen nicht deutlich zu erkennen.

Die Lateralschuppen sind etwa 7 mm breit und 2 mm lang. Die Schuppen der dritten Reihe (von lateral her gezählt) sind auf der Höhe der dritten Mediocaudalplatte 3 mm breit und 2 mm lang. Der Schwanz ist vorne 3,7 cm, am Hinterende (Bruchrand) 1,6 cm breit.

Die Schuppen gleichen in der Größe, in der Skulptur und in ihrer sehr geringen Dicke den Knochenplättchen am Kopf und Rumpf des Tieres. Eine dicke Spongiosa nach Art der Mittelschicht der Knochenplatten hat ihnen sicher gefehlt, ihre Dicke entspricht nur der Oberschicht der Knochen. Vermutlich ähneln sie den noch kaum näher bekannten Schuppen auf dem Schwanz mancher Dolichothoraci; noch mehr erinnern sie an die Schuppen von *Gemündina* und *Radotina*. Auch die Antiarchi-Gattung *Pterichthyodes* hat ähnliche Schuppen besessen. Das Überlagerungsverhältnis ist dasselbe wie bei den Schuppen der Teleostomen. Mit den Schuppen der Acanthodier besteht keinerlei Ähnlichkeit.

Die Schuppen der Ventralseite sind nur an dem Kreuznacher Exemplar (Taf. 5) undeutlich zu erkennen. Auch hier haben die Lateralschuppen besonders ausgeprägte Kiele. Die Anzahl der Längsreihen läßt sich nicht mit Sicherheit zählen, die Erhaltung der Schuppen, namentlich in der Mittellinie, ist zu schlecht. Der Schätzung nach wird die Gesamtzahl der Längsreihen nicht mehr als zehn und nicht weniger als acht betragen haben, was etwa den Verhältnissen der Dorsalseite entspricht. Anscheinend sind die Längskiele weniger ausgeprägt als auf der Dorsalseite des Schwanzes.

Lunaspis heroldi BROILI

(Taf. 6 und 7; Abb. 6 bis 9)

Lunaspis heroldi BROILI GROSS 1937, S. 50—58; Abb. 24 und 25; Taf. 9 Fig. 1, Taf. 10 Fig. 6 (dort auch ältere Literatur)

Lunaspis heroldi BROILI LEHMANN 1938, S. 23; Taf. 8

Lunaspis heroldi BROILI LEHMANN 1951, S. 93—96; Abb. 1, Taf. 9 Fig. 1

Holotypus: Das von BROILI 1929 Taf. 1 Fig. 1 wiedergegebene Exemplar der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.
Locus typicus: Bundenbach im Hunsrück, Rheinland.

Stratum typicum: Unterdevon, Hunsrückschiefer (vermutlich oberes Siegenium oder unterstes Unteremsium).

Diagnose: Eine Art der Gattung *Lunaspis* mit relativ kurzen Spinalia, die an der Außenkante mit 18 bis 22 langen, an der Innenkante mit vier stark gebogenen und langen Dornen besetzt sind. Die Skulpturleisten der Knochenplatten sind relativ spärlich und weit getrennt. Die Größe ist geringer als bei *Lunaspis broilii*. Die beiden vorderen Mediocaudalplatten sind hinten herzförmig eingebuchtet. Die Dorsalseite des Schwanzes wird nur von 8 Schuppen-Längsreihen bedeckt.

Material: Die von LEHMANN 1938 und 1951 abgebildeten Stücke des Karl-Geib-Museums in Bad Kreuznach (hier Abb. 7) und das 1930 von BROILI abgebildete Stück der Bayerischen Staatssammlung Nr. 1933 I 67 (hier Abb. 8).

Beschreibung

Es sollen nur die Beobachtungen beschrieben werden, die über die älteren Befunde (Broili, Gross und Lehmann) hinausgehen oder sie korrigieren. Nicht zu *Lunaspis heroldi*, sondern zu *Lunaspis broilii* gehört der Rest eines von Broili 1929 (Taf. 1 Fig. 2) abgebildeten Ventralpanzers. Der von Lehmann 1951 beschriebene Rest aus dem Karl-Geib-Museum in Bad Kreuznach (hier Abb. 7A) mußte erneut untersucht werden, da in Lehmanns Angaben, die fast ausschließlich auf Röntgenaufnahmen fußen, manche Irrtümer enthalten sind. Selbst bei stereoskopischer Betrachtung der Röntgenfilme ist es bei den zusammengepreßten Resten nicht möglich zu entscheiden, ob verschiedene dunkle Linien höher oder tiefer liegen, ob sie Nähte oder Spalten in den Knochen darstellen. Die Betrachtung in gewöhnlichem Licht bietet dagegen ein klares Bild, das mit den Befunden an anderen Exemplaren der Gattung *Lunaspis* übereinstimmt.

Exocranium (Abb. 7 und 8A; Taf. 6 und 7). An beiden in der Abb. 7 wiedergegebenen Schädelresten ist deutlich die gesonderte Rostralplatte zu erkennen. Sie wird durch die median sich berührenden Präorbitalplatten (Abb. 7B) von der Pinealplatte getrennt, deren Umgrenzung recht deutlich an beiden Figuren der Abb. 7 wahrzunehmen ist. Der von der Pinealplatte ehemals eingenommene Raum tritt auch an dem Münchener Stück der Abb. 8A deutlich hervor. Alle drei Stücke zeigen auch mehr oder weniger gut erhalten die nierenförmige Postmarginalplatte der linken Seite. Am Münchener Stück (Abb. 8A) ist sogar die kleine vordere Nuchalplatte *(Pan. a)* der rechten Seite zu erkennen. An demselben Rest sind die Poren der Sinneslinien vielfach gut erhalten. Die Verlängerung der Supraorbitallinie vor den Vorderrand der Präorbitalplatten und eine zwischen ihr und der Rostralplatte gelegene kurze Sinneslinie (?) erkennt man gut an dem Kreuznacher Rest (Abb. 7A, *rc*); der gleiche Befund wie bei *Lunaspis broilii*. Die Nasenkapseln lagen vermutlich seitlich von den Enden der Supraorbitallinien.

Rumpfpanzer (Abb. 7—9; Taf. 6 und 7). Am Rumpfpanzer fällt die relative Kürze der Spinalia auf, deren Randdornen beträchtlich länger sind als bei *Lunaspis broilii*. Die Randdornen der Innenkante sind stark nach proximal gekrümmt, ihre Länge nimmt von distal nach proximal beträchtlich zu; mehr als vier innere Randdornen sind an keinem Stück zu finden. Meine irrtümliche Annahme, daß die Spinalia keine inneren Randdornen besäßen (Gross 1937), hat bereits Lehmann (1951) berichtigt. Am freien Hinterrand der AL-Platte ist ein skulpturloser medialer Abschnitt manchmal deutlich wahrzunehmen (Abb. 8A). Länger und auch beträchtlich breiter als bei *Lunaspis broilii* ist die PDL-Platte (Abb. 7A und 8A), die die MD-Platte hinten recht weit umgreifen kann. Die MD-Platte hat einen medianen Kiel, der aber vor dem flachen Hinterrand ausstreicht; ein Stachel oder Dorn fehlte dieser Platte. Vom Ventralpanzer ließen sich die Vorderhälften der AVL-Platten des Münchener Stückes freilegen (Abb. 8B); sie sind durch den Druck bei der Einbettung ausein andergerissen worden. Leider hat sich die AMV-Platte nicht erhalten. Eine isolierte AVL-Platte gibt die Abb. 6E wieder.

Die Abb. 9A bringt die Rekonstruktion des Rumpfpanzers in Dorsalansicht; da vom Ventralpanzer nur die AVL-Platten bekannt sind, so ist die Rekonstruktion des Ventralpanzers ganz hypothetisch. Auch das Querschnittsbild vom Rumpf-

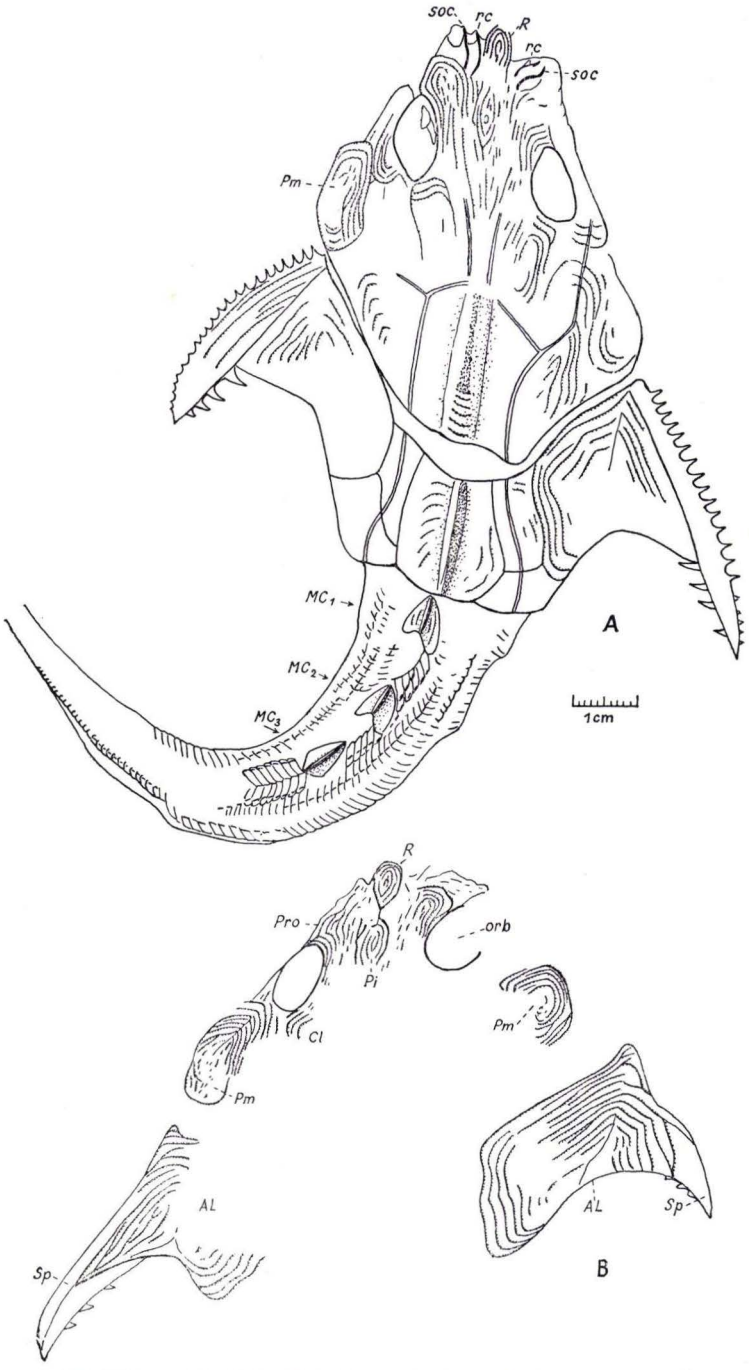


Abb. 7. *Lunaspis heroldi* BROILI; beide Exemplare in Kreuznach; $\times 4/5$. A Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz. B Reste des Exocraniums und Dorsalpanzers (Original zu LEHMANN 1951 Taf. 11 Fig. 1). — *AL* Anterolaterale; *Cl* laterales Centrale; MC_{1-3} Mediocaudale 1—3; *Pi* Pineale; *Pm* Postmarginale; *Pro* Präorbitale; *R* Rostrale; *Sp* Spinale; *orb* Orbita.

panzer (Abb. 9B) ist nur rekonstruiert, da die plattgedrückten Reste aus dem Hunsrückschiefer nie die Wölbung und Höhe des Panzers angeben.

Die Knochenplatten und Schuppen des Schwanzes (Abb. 7A und 8A; Taf. 6 und 7). Ebenso wie *Lunaspis broilii* besitzt auch *Lunaspis heroldi* drei Mediocaudalplatten auf der Dorsalseite des Schwanzes, die besonders gut an dem Kreuznacher Stück (Abb. 7A) erhalten sind. Die Platten weisen auch die gleichen medianen Kiele auf, nur ist ihr Umriß etwas abweichend, da beide vorderen Platten hinten tief herzförmig ausgeschnitten sind. Die vordere Platte stößt vorne an die MD-Platte des Rumpfpanzers. Zwischen die erste und die zweite Mediocaudalplatte schieben sich etwa fünf bis sieben Schuppenquerreihen, zwischen die zweite und dritte Platte etwa vier bis fünf.

Die Schuppen haben die gleiche Gestalt wie die Schuppen von *Lunaspis broilii*, nur sind sie kleiner. Die feine Tuberkelskulptur ist in Reihen parallel zum Hinterrande angeordnet (Abb. 8C). Die medianen Kiele sind auch hier besonders an den Lateralschuppen ausgeprägt (Abb. 8A). An dem besonders gut erhaltenen Schwanz des Münchener Restes (Abb. 8A) beträgt die Anzahl der Schuppen-Längsreihen auf jeder Seite neben den Mediocaudalplatten drei, zwischen den Platten vier. Die Lateralschuppen der rechten Seite sind auffallend regelmäßig gestaltet. Neben ihnen befindet sich unmittelbar hinter dem Dorsalpanzer noch je eine Reihe von drei Schuppen (Abb. 8A), die vielleicht zur Ventralseite gehören? Das Fehlen einer medianen Schuppenreihe ist sehr deutlich an dem Kreuznacher Rest hinter der dritten Mediocaudalplatte zu sehen (Abb. 7A). Das Schwanzende ist an beiden Stücken nicht erhalten, obwohl sich die vier Hauptreihen der Schuppen an dem Münchener Rest weit verfolgen lassen. Die Schuppen des vermutlich spitz auslaufenden Schwanzendes müssen sehr klein und zart gewesen sein. An dem Münchener Rest lassen sich an 65 Schuppen-Querreihen zählen. Die Ventralseite des Schwanzes ist noch nicht entdeckt worden; auch sie dürfte kaum von mehr als acht Schuppenreihen bekleidet gewesen sein.

Die Länge des Münchener Stückes beträgt, wenn man den Schädel um 1,2 cm ergänzt, etwa 13,5 cm, wovon 7 cm auf den Schwanz entfallen. Dieses Exemplar ist besonders klein. Aber alle Exemplare von *Lunaspis heroldi* sind wesentlich kleiner als *Lunaspis broilii*, von dem das schöne Münchener Exemplar (Abb. 1) mindestens 30 cm Länge erreicht hat, während noch größere Tiere 45 cm lang geworden sein dürften.

Bemerkungen

Schon 1937 hatten Gross und Heintz die Vermutung ausgesprochen, daß die unter dem Namen „*Acanthaspis*" *armata* Newberry beschriebenen großen AVL-Platten aus dem Mitteldevon von Ohio und New York zur Gattung *Macropetalichthys* oder einer anderen Petalichthyiden-Gattung gehören könnten. Abgesehen von dieser Möglichkeit kennen wir keine Rumpfpanzerreste bei mittel- oder oberdevonischen Petalichthyiden. Vielleicht sind sie in regressiver Entwicklung bei den jüngeren Gattungen verloren gegangen. Sollte eine derartige Entwicklungstendenz bestanden haben, so könnte man daraus schließen, daß auch *Lunaspis* bereits Anzeichen regressiver Entwicklung zeigen müßte. Als solche ließe sich die auffallende Kürze der hinteren

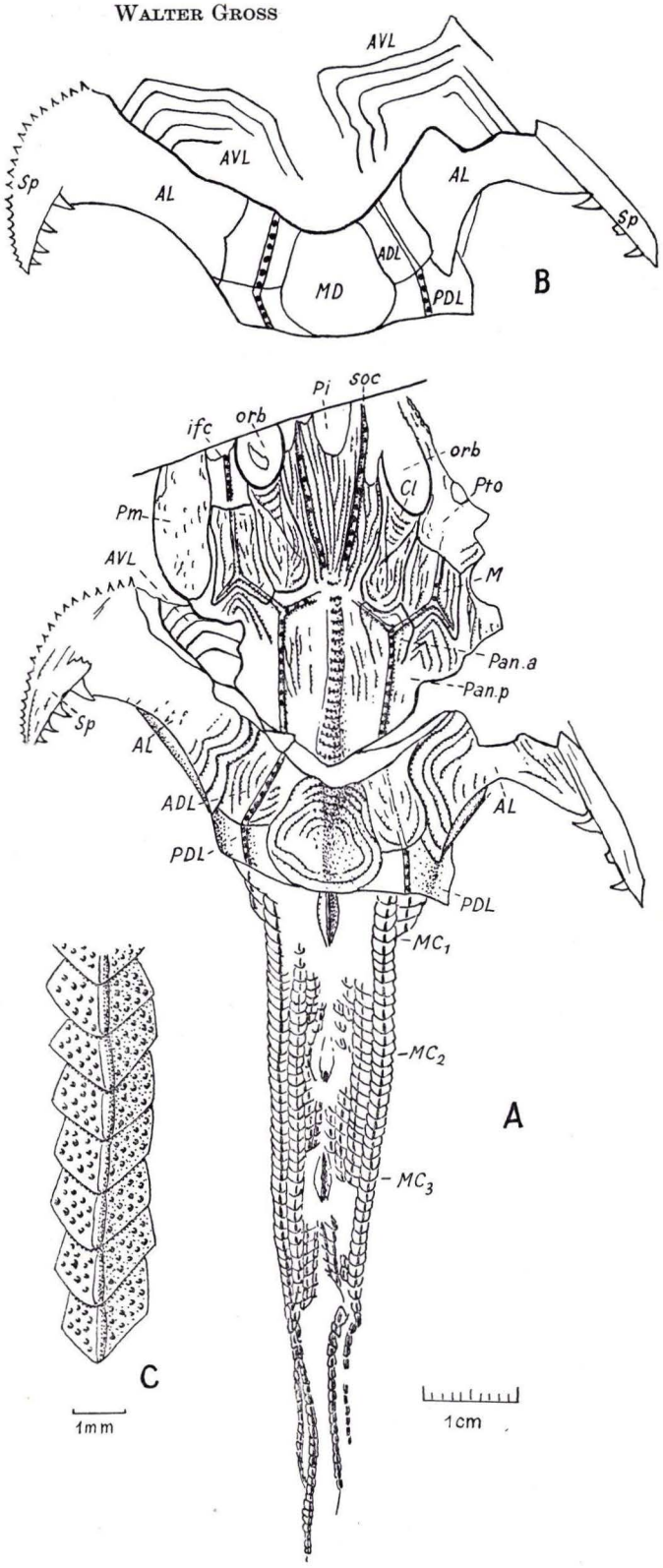


Abb. 8. *Lunaspis heroldi* BROILI, Münchener Exemplar. A Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz; $\times 5/4$. B Dorsalpanzer und freigelegte Reste des Ventralpanzers; $\times 5/4$. C Schuppen der rechten Lateralreihe; $\times 6$. — *ADL* Anterodorsolaterale; *AL* Anterolaterale; *AVL* Anteroventrolaterale; *Cl* laterales Centrale; *M* Marginale; MC_{1-3} Mediocaudale 1—3; *MD* Mediodorsale; *Pan. a* vorderes Paranuchale; *Pan. p* hinteres Paranuchale; *PDL* Posterodorsolaterale; *Pi* Pineale; *Pm* Postmarginale; *Pto* Postorbitale; *Sp* Spinale; *ifc* Infraorbitalkanal; *orb* Orbita; *soc* Supraorbitalkanal.

Rumpfpanzerplatten (PDL, PVL, Verlust der PL-Platten) deuten. Vielleicht hatten die Vorfahren von *Lunaspis* einen ebenso langen Rumpfpanzer wie die Dolichothoraci.

Die große Postmarginalplatte gehört zum Bauplan des *Lunaspis*-Schädeldaches. Auch sie ist bisher bei keiner mitteldevonischen oder oberdevonischen Petalichthyiden-Gattung gefunden worden. Vielleicht lag auch hier eine regressive Entwicklung vor, die zu einer sehr schwachen und nur lose mit dem Schädeldach verbundenen Platte oder zu ihrem gänzlichen Verlust geführt hatte.

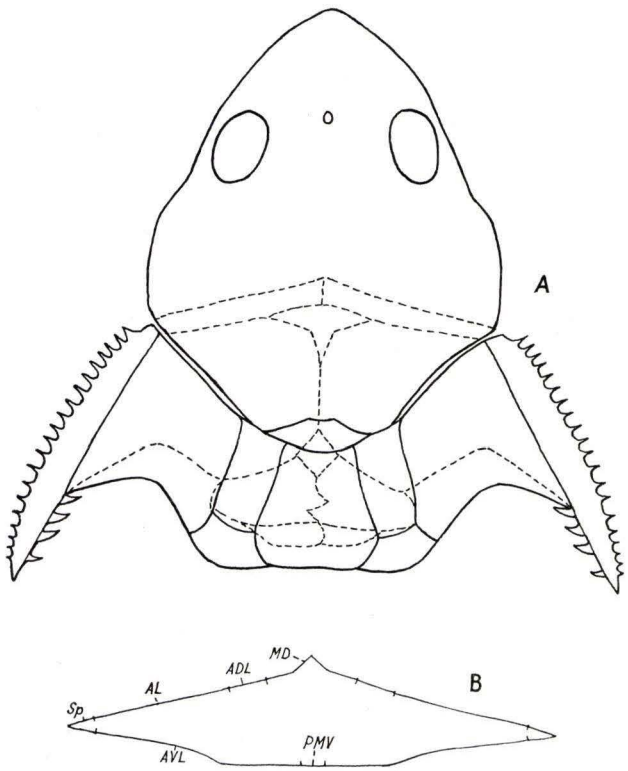


Abb. 9. *Lunaspis heroldi* Broili. A Rekonstruktion des Rumpfpanzers; Ventralpanzer hypothetisch; etwa ×1. B Rekonstruierter Querschnitt durch den Rumpfpanzer kurz hinter dem Vorderrand des Mediodorsale; etwa ×1. — *ADL* Anterodorsolaterale; *AL* Anterolaterale; *AVL* Anteroventrolaterale; *MD* Mediodorsale; *PMV* Posteromedioventrale; *Sp* Spinale.

In einem gewissen Gegensatz zu den meisten Arthrodiren hatten die Petalichthyiden allem Anschein nach relativ weit getrennte Nasenkapseln, die lateral von den Supraorbitalkanälen lagen. Eine Nachpräparation an der linken Seite der Nasenregion von *Epipetalichthys wildungensis* Stensiö zeigt, daß hier noch nicht die Nasenkapsel selbst vorliegt, sondern nur der Kanal für den Tractus olfactorius, der noch weiter lateral endet, als es Stensiös Abbildungen (1925 Taf. 29 Fig. 3 und Taf. 30 Fig. 1) zeigen. Die Nasenkapseln haben vor und außerhalb des Schädeldaches gelegen.

Daß der Kopf sich weiter nach vorne und den Seiten über den Bereich des Schädeldaches ausdehnte, zeigen die Knochenplättchen, die diese Teile vielleicht in der gesamten Ausdehnung bedeckt haben. Leider sind bisher noch nicht die geringsten Spuren von den zu erwartenden Knochen des Kieferbogens gefunden worden. Auch die Knochenplättchen an den Seiten des Rumpfpanzers über dem Ansatz etwaiger Brustflossen haben sich nur in so geringer Anzahl gefunden, daß keine näheren Angaben über die Ausdehnung und die Gestalt dieser Region gemacht werden können. Auf diese Region muß das Augenmerk weiterer Forschung gerichtet werden, besonders auf etwaige Brustflossen. — Keiner der bisher gefundenen *Lunaspis*-Reste gibt Hinweise auf die Lage und die Gestalt des Beckengürtels und der Bauchflossen.

Auffallend ist die Tatsache, daß *Lunaspis* keine Dorsalflosse und keine Analflosse besessen hat. Die Mediocaudalplatten von *Lunaspis* erinnern sehr an die von DENISON entdeckten — und kürzlich auch von mir gefundenen — Posteriordorsalplatten mancher Gattungen der Dolichothoraci. Alle diese Knochenplatten können nicht als Spuren ehemaliger Dorsalflossen aufgefaßt werden. Vielleicht fehlte *Lunaspis* auch eine Schwanzflosse, oder sie war bis zum Verschwinden gering entwickelt.

Schwanzschuppen in guter Erhaltung kennen wir nur von sehr wenigen Euarthrodira, Rhenanida und Antiarchi. Ihre Anordnung und ihre gegenseitige Überlagerung lassen sich bei *Gemündina*, *Radotina*, *Lunaspis*, *Stensiöella* und *Pterichthyodes* untersuchen; *Phlyctaenaspis* hat bisher nur isolierte Schuppen geliefert. Auch die Schuppen der Placodermen unterliegen anscheinend einer regressiven Entwicklung. Keine Ähnlichkeit besteht mit den Schuppen der Acanthodii.

Eine recht auffallende Konvergenz in der Körpergestalt und der Anordnung der postcranialen Schuppen besteht zwischen *Lunaspis* und manchen Gattungen der Loricariidae (*Plecostomus* und *Chaetostomus*). Besonders ähnlich sieht die Gattung *Chaetostomus* aus. Die Anordnung der Hautzähnchen auf den Knochen des Schädeldaches erinnert an die der Skulpturleisten von *Lunaspis*. So wie bei *Lunaspis* die Spinalia, ragen bei *Chaetostomus* die gewaltigen Brustflossenstachel hervor. Die Anordnung der Schuppen auf der Oberseite des Schwanzes ist bei den genannten Gattungen ganz ähnlich, besonders auch in der Mittellinie. Zwischen *Lunaspis* (Arthrodira) und den beiden Gattungen der Loricariidae (Actinopterygii) besteht keine Verwandtschaft. Die Panzerwelse leben in rasch strömenden Flüssen und Bächen, *Lunaspis* war ein Meeresbewohner. Das Gemeinsame der Lebensweise kann nur im Bewohnen des Bodens, vielleicht auch in der Ernährungsweise und in der Panzerung und Bestachelung als Schutz gegen Raubfische gefunden werden.

Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Die Diagnosen für beide *Lunaspis*-Arten aus dem Hunsrückschiefer konnten schärfer gefaßt werden. Das wichtigste unterscheidende Merkmal bieten die Spinalia, die bei beiden Arten verschieden lang und mit einer verschiedenen Anzahl von Randdornen besetzt sind.

2. Wie bei der Gattung *Notopetalichthys* aus dem Mitteldevon Australiens sind bei *Lunaspis* die Rostral- und die Pinealplatten voneinander durch die sich berührenden Präorbitalplatten getrennt.

3. Beide *Lunaspis*-Arten besitzen große, nur lose am Schädeldach befestigte Postmarginalplatten, die zum Bauplan der Petalichthyida gehören, aber noch bei keiner anderen Petalichthyiden-Gattung gefunden worden sind.

4. Die Pinealgrube an der Unterseite der Pinealplatte lag etwas hinter dem Vorderrand der Orbitae.

5. In der Orbita finden sich Reste des Scleroticalringes, der mindestens drei sehr dünne und fein tuberkulierte Scleroticalplatten umfaßte.

6. Seitlich wird das Schädeldach von der Postmarginalplatte bis zur Rostralplatte von polygonalen, kleinen Knochenplättchen umgeben, die ebenfalls fein tuberkuliert sind. Diese Plättchen bedeckten anscheinend die Seitenteile des Kopfes außerhalb des Schädeldaches.

7. In die Region der Knochenplättchen setzten sich die supraorbitalen Sinneslinien fort; lateral von ihnen befanden sich vermutlich die Nasenkapseln.

8. In der gleichen Region verläuft dicht neben der Rostralplatte eine kurze wulstartige Linie, die vielleicht einen Ast der suborbitalen Infraorbitallinie darstellt.

9. Die Porenreihen der Sinneslinien sind einfach, die Poren sind relativ groß.

10. Die Nackenspalte zwischen Schädeldach und Dorsalpanzer war ziemlich schmal.

11. Ein Gelenk zwischen den hinteren Paranuchalplatten und den ADL-Platten kann noch nicht nachgewiesen werden.

12. Der Dorsalpanzer besaß kurze und breite PDL-Platten, aber keine PL-Platten, die entweder völlig reduziert worden sind oder sich nahtlos mit den AL-Platten vereinigt haben und deren medialen Hinterabschnitt bilden.

13. Die Seitenlinie verläuft über die ADL- und PDL-Platten.

14. Die MD-Platte besitzt einen wulstartigen medianen Kiel, aber keinen Medianstachel.

15. Der Ventralpanzer vereinigt sich mit dem Dorsalpanzer nur durch die Spinalplatte und vielleicht auch vermittels der Spitzen der „Flügel" der AL- und AVL-Platten.

16. Der Dorsalpanzer überragte hinten ein wenig den Ventralpanzer, der sich dagegen weit nach vorne unter den Kopf schob.

17. Der Ventralpanzer besteht aus den gleichen Platten, die sich bei den Dolichothoraci und Brachythoraci finden. Dazu kommen noch zwei kurze Posteroventralplatten, die bei anderen Arthrodiren bisher noch nicht beobachtet worden sind.

18. Im Verhältnis zu den AVL-Platten sind die PVL-Platten sehr kurz.

19. Der Querschnitt des Rumpfpanzers war flach dreieckig.

20. Hinter den AL-Platten finden sich Reste mehrerer Reihen zarter polygonaler Knochenplättchen, die die Region der zu vermutenden Brustflossen bekleideten.

21. Auf der Dorsalseite des beschuppten Schwanzes liegen drei von einander durch Schuppen getrennte Mediocaudalplatten, die wie verkleinerte dreieckige MD-Platten aussehen. Sie richten ihre Spitzen nach vorne, ihre Basen nach hinten. Die vorderste Mediocaudalplatte berührt die MD-Platte.

22. Der Schwanz war gänzlich mit Schuppen bekleidet, die sehr deutlich in Längsreihen angeordnet sind. Auf der Dorsalseite lassen sich 8 bis 10 Reihen zählen; die Ventralseite dürfte kaum weniger Schuppenreihen besessen haben.

23. Die sehr zarten Schuppen überlagern einander nach der gleichen Regel wie die rhombischen Schuppen der Osteolepiden und Ganoiden. Ihre Gestalt ist querrhombisch; in der Mitte sind sie meist mit einem Längskiel versehen. Ihre Skulptur besteht aus feinen Tuberkeln.

24. Eine mediane Schuppenreihe hat nicht existiert; in der Mittellinie berühren einander die Schuppen beider Seiten alternierend in einer Zickzacklinie.

25. Dorsal- und Analflossen waren nicht entwickelt; vermutlich endete der Schwanz spitz ohne echte Schwanzflosse.

Schriftenverzeichnis

BROILI, F.: Acanthaspiden aus dem rheinischen Unterdevon. — Sber. bayer. Ak. Wiss., math.-naturwiss. Abt., München 1929.

— Neue Beobachtungen an *Lunaspis*. — Ebenda, München 1930 [a].

— Über *Gemündina Stürtzi* Traquair. — Abh. bayer. Ak. Wiss., math.-naturw. Abt., N. F., **6**, München 1930 [b].

— Ein Macropetalichthyide aus den Hunsrückschiefern. — Sber. bayer. Ak. Wiss., math.-naturw. Abt., München 1933 [a].

— Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern. — Ebenda, München 1933 [b].

DENISON, R. H.: Early Devonian Fishes from Utah. Part. III. Arthrodira. — Fieldiana: Geology, **11**, Nr. 9, Chicago 1958.

— Fishes of the Devonian Holland Quarry Shale of Ohio. — Ebenda, **11**, Nr. 10, Chicago 1960.

EASTMAN, CH. R.: Devonic Fishes of the New York Formations. — N. Y. State Mus., Mem. **10**, Albany 1907.

GROSS, W.: Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **154**, Berlin 1933.

— Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil II. — Ebenda, **176**, Berlin 1937.

— Über die älteste Arthrodiren-Gattung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**. Wiesbaden 1958.

— Arthrodiren aus dem Obersilur der Prager Mulde. — Palaeontographica, **113**, Abt. A. Stuttgart 1959.

HEINTZ, A.: Some remarks about the structure of *Phlyctaenaspis acadica* WHITEAVES. — Norsk. Geol. Tidsskr., **14**, Oslo 1933.

— Die downtonischen und devonischen Vertebraten von Spitzbergen. VI. *Lunaspis*-Arten aus dem Devon Spitzbergens. — Skr. Svalb. Ish., no. **72**, Oslo 1937.

HUSSAKOFF, L. und W. L. BRYANT: Catalog of the fossil fishes in the Museum of the Buffalo Society of Natural Sciences. — Buffalo Soc. Nat. Sci., Bull. **12**, Buffalo, New York 1918.

LEHMANN, W. M.: Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **27**, Stuttgart 1938.

— Neue Beobachtungen an *Lunaspis*. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., **94**, Stuttgart 1951.

NEWBERRY, J. S.: The paleozoic fishes of North America. — U.S. Geol. Surv., Mon., **16**, Washington 1889.

ØRVIG, T.: Notes on some paleozoic lower vertebrates from Spitsbergen and North America. — Norsk. Geol. Tidsskr., **37**, Bergen 1957.

STENSIÖ, E.: On the head of the Macropetalichthyids, with certain remarks on the head of the other Arthrodires. — Field. Mus. Nat. Hist., Publ. no. 232, Geol. Ser., **4**, no. 4, Chicago 1925.

— On the Placodermi of the Upper Devonian of East Greenland. II. Antiarchi: Subfamily Bothriolepinae. — Palaeozoologica Groenlandica, **2**, Kobenhavn 1948.

WHITE, E. I.: Australian Arthrodires. — Brit. Mus. (Nat. Hist.), Bull.: Geology, **1**, no. 9, London 1952.

WOODWARD, A. S.: The head of a new Macropetalichthyid fish (*Notopetalichthys hillsi*, gen. et sp. nov.) from the Middle Devonian of Australia. — Ann. Mag. Nat. Hist., (11), **3**, London 1941.

Manuskript eingegangen am 27. 1. 1961

Nachtrag

Einige Wochen nach der Versendung des Manuskriptes der vorliegenden Untersuchung an die Schriftleitung erhielt ich von Prof. Dr. R. DEHM die Nachricht, daß die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München einen weiteren, fast vollständigen *Lunaspis*-Rest erhalten hat. Für die freundliche Entleihung des wertvollen Stückes danke ich auch an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. DEHM herzlich.

Der neue, fast vollständige Rest von *Lunaspis broilii* bringt einige wichtige Ergänzungen und soll daher im Nachtrag beschrieben und abgebildet werden (Abb. 10). Schlecht erhalten war der größte Teil des Schwanzes, bedeckt von einer dunklen, dichten Schicht. Oberpräparator G. NEUBAUER gelang es jedoch, diese Schicht in mühevoller Präparation größtenteils zu entfernen und zusätzlich noch einen weiteren Teil des Schwanzes freizulegen, der im Schiefer verborgen war.

Das Stück zeigt die Ventralseite. Der Rest des Schädels ist im Umriß vollständig; leider zeigt er keine sicher deutbaren Teile des Endocraniums oder der Visceralbögen. Vom Ventralpanzer sind nur die AVL-Platten und die Spinalia vollständig; von der AMV-Platte liegt die schlecht erhaltene Vorderhälfte vor. Die IL-Platten sind anscheinend im Umriß angedeutet. Alle weiteren Ventralplatten fehlen. Statt ihrer sieht man die Innenseite (= Ventralseite) der MD-Platte, der ADL- und PDL-Platten und die Hinterhälften der AL-Platten. — Es folgt der Schwanz, der fast vollständig ist, nur ein kleines Stück der Schwanzspitze fehlt, da der Rest hier den Rand der Schieferplatte erreicht.

Der Schädel ist hinten durch die seitlich vorspringenden Postmarginalplatten verbreitert, vorne wird er schmaler. Vor den Postmarginalplatten befinden sich gelenkartige Höcker *(g)*. Die Unterseite des Schädels enthält vielleicht verdrückte und gepreßte Teile des Endocraniums, die auch von einer dichten Schicht bedeckt sind, so daß die Präparation keine rechten Ergebnisse erzielen konnte. Gewisse Symmetrien sind andeutungsweise zu erkennen; wo das Cavum praecerebrale liegen müßte, findet sich auch hier auf der Ventralseite eine Einmuldung *(c. pr)*.

Die Spinalia sind in fester Verbindung mit den AVL-Platten geblieben, der Ventralpanzer ist in der Mitte aufgerissen, so daß die PVM-Platte herausfallen konnte. Von der AVM-Platte ist ein Teil der Vorderhälfte vorhanden, leider in sehr schlechtem Erhaltungszustand. Langgestreckte Gebilde vor dem Vorderrand der AVL-Platten sind vermutlich Reste der IL-Platten, die nicht näher beschrieben werden sollen. — Die AVL-Platten sind relativ schmal; anscheinend hat die linke Platte die rechte hinter der AMV-Platte ein wenig überlagert, da der Medianrand der rechten Platte schwach konkav ausgeschnitten ist. Der Außenrand des linken Spinale ist mit etwa

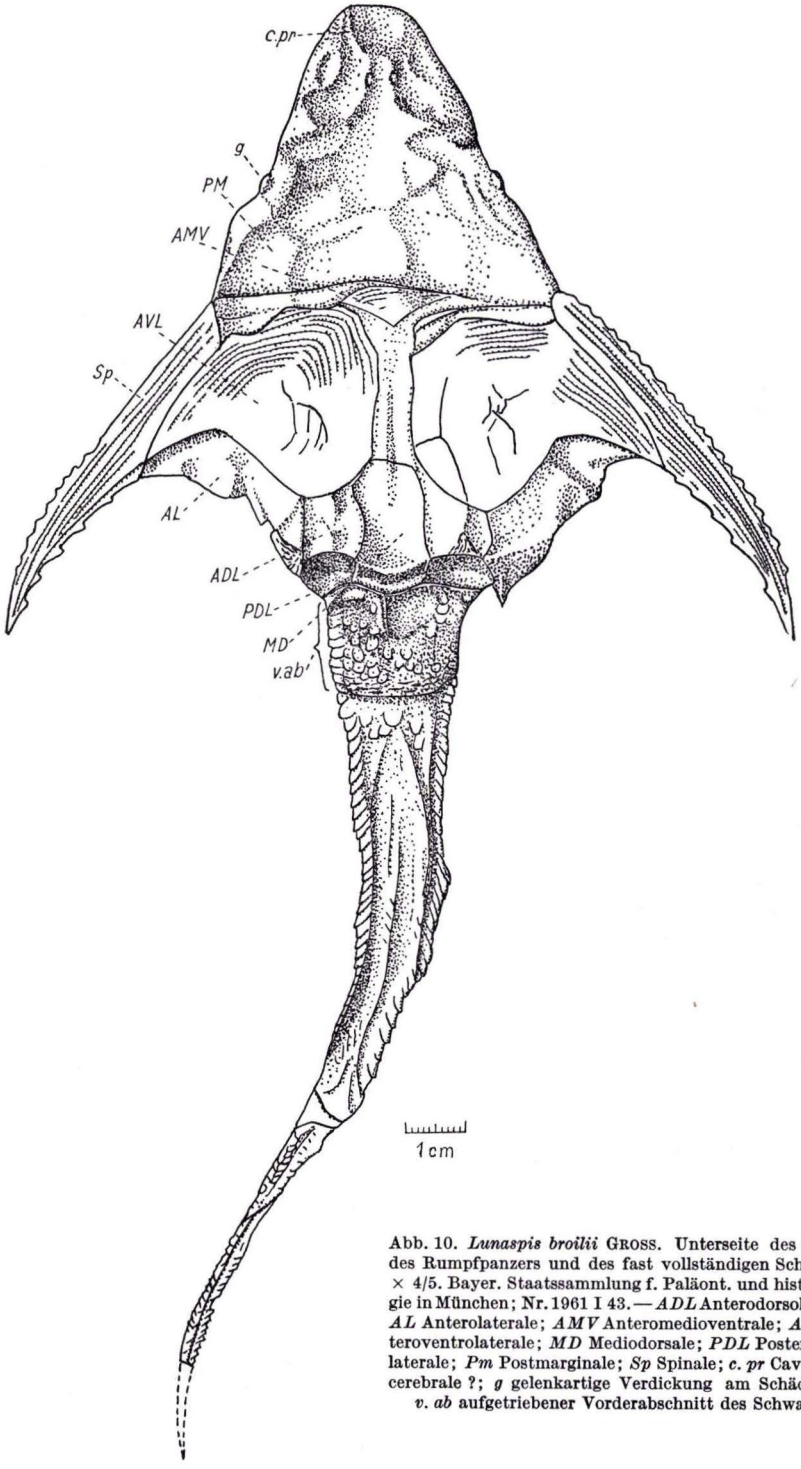


Abb. 10. *Lunaspis broilii* GROSS. Unterseite des Kopfes, des Rumpfpanzers und des fast vollständigen Schwanzes. × 4/5. Bayer. Staatssammlung f. Paläont. und hist. Geologie in München; Nr. 1961 I 43. — *ADL* Anterodorsolaterale; *AL* Anterolaterale; *AMV* Anteromedioventrale; *AVL* Anteroventrolaterale; *MD* Mediodorsale; *PDL* Posterodorsolaterale; *Pm* Postmarginale; *Sp* Spinale; *c. pr* Cavum präcerebrale ?; *g* gelenkartige Verdickung am Schädelrand; *v. ab* aufgetriebener Vorderabschnitt des Schwanzes.

21 Randtuberkeln oder kurzen Randstacheln verziert; am Medialrand (Hinterrand) der Spinalia sind fünf proximalwärts gekrümmte, kurze Dornen vorhanden. — Die PVL- und PV-Platten sind nicht erhalten. An ihrer Stelle sieht man die Innenseite der ebenfalls verdrückten MD-, ADL- und PDL-Platten. Kurz vor dem Hinterrand der MD-Platte verläuft ein Wulst, der sich in der Naht zwischen der ADL- und PDL-Platte fortsetzt. Dieser Wulst ist vermutlich eine natürliche Bildung wie ähnliche versteifende Wülste an der Innenseite der PMD-Platte der Antiarchi. Die AL-Platten liegen mit ihrer Hinterhälfte frei; ihre seitlichen Flügel sind nur wenig verschoben und haften noch an den Spinalia.

Der Schwanz ist flach gedrückt aber anscheinend nicht verbreitert worden. Seine Länge beträgt etwa 14 cm (etwas ergänzt). Der Kopf und der Rumpfpanzer sind zusammen 10 cm lang, die Länge dieses Körperabschnittes zum Schwanz verhält sich etwa wie 5 zu 7, oder — wenn der Schwanz nocht etwas länger sein sollte — wie 2 zu 3.

Unmittelbar hinter dem Rumpfpanzer ist der Schwanz aufgetrieben *(v. ab)*, die Schuppen sind hier schlecht erhalten. Ein medianer Wulst in der Vorderhälfte dieses Abschnittes ist vermutlich die Durchprägung des Kiels der vorderen Mediocaudalplatte. Sollte *Lunaspis* größere Bauchflossen besessen haben, so wären sie hier zu erwarten; es sind jedoch keine Spuren zu erkennen. Man könnte vermuten, daß dieser Vorderabschnitt des Schwanzes aufgetrieben ist, weil er eigentlich zum Rumpf gehört und den Hinterabschnitt der Leibeshöhle und den Darm enthalten hat. Der Erhaltungszustand läßt jedoch keine weitere Analyse zu.

Von den Schuppen des Schwanzes haben sich nur die mit einem ausgeprägten Kiel versehenen Randschuppen teilweise recht gut erhalten; die zwischen diesen Lateralreihen zu erwartenden Schuppen sind nur ganz gelegentlich (vorne) spurenhaft zu erkennen. Die Kielreihe der Randschuppen läßt sich bis zum letzten Drittel des Schwanzes verfolgen; dahinter ist der nachträglich freigelegte Teil des Schwanzes anscheinend um 90° verdreht. In diesem letzten Abschnitt sind nur zwei Schuppenlängsreihen angedeutet, zwischen ihnen verläuft eine trennende vertiefte Linie. Die Richtung dieser Schuppen ist umgekehrt wie sonst bei den Lateralschuppen, nämlich von medial schräg nach vorne und außen. Vielleicht liegt dieser Abschnitt des Schwanzes seitlich (um 90° gegen die Ventralseite verdreht), wodurch sich die Lage der Schuppen einfach erklären würde. Die mittlere Linie zwischen den beiden Schuppenreihen entspräche dem Seitenkiel bzw. der Seitenlinie des Schwanzes. — Es erscheint wenig wahrscheinlich, daß der Schwanz mit einer größeren Schwanzflosse ausgestattet war; vielleicht hat eine von Radialia gestützte Schwanzflosse gefehlt.

Nachtrag eingegangen am 17. 3. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 44–65	Taf. 8–9	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke

Von

Wilhelm Weiler, Worms

Mit den Tafeln 8—9

Zusammenfassung

Die in den unteroligozänen Melanientonen der Hessischen Senke festgestellte Fischfauna setzt sich aus vorwiegend autochthon-limnischen Arten zusammen, denen untergeordnet marin-brackische und sehr selten rein marine Arten beigemengt sind, die auf gelegentliche schwache Vorstöße des Unteroligozän-Meeres hinweisen. Eine vollmarine Verbindung zum Oberrheingraben (Mainzer Becken) hat nicht bestanden. Innerhalb der fossilen Vertreter der Familie Amiidae lassen sich — mindestens auf europäischem Boden —auf Grund der abweichenden Gestaltung des Operculums zwei Formengruppen (Gattungen?) unterscheiden.

Aus dem Rupelton der Hessischen Senke stammende Otolithen gehören zwei Arten des norddeutschen Rupeltons und gleichalterigen Ablagerungen des Mainzer Beckens an. Während des Mitteloligozäns dürften sie durch die Hessische Senke in den nördlichen Rheintalgraben eingewandert sein.

Einleitung

Die Fischreste aus dem Melanienton und Rupelton der Hessischen Senke — Otolithen, Zähne, Schuppen, Kopfknochen und Wirbel — stellten die Herren Dr. F. Gramann, Landesamt für Bodenforschung in Hannover, Prof. Dr. C. W. Kockel, Direktor des Geologischen Instituts der Universität Marburg, und Prof. Dr. H. Tobien, Landesmuseum Darmstadt, freundlichst zur Verfügung, wofür ich verbindlichst danke. Herrn Dr. Gramann bin ich außerdem für wiederholt gegebene Auskünfte verbunden und Herrn Prof. Tobien für die Erlaubnis, das reiche Material von *Amia kehreri* Andr. in den Sammlungen des Landesmuseums Darmstadt durchzusehen. Zu besonderem Dank fühle ich mich verpflichtet den Herrn Prof. Dr. Vl. Kalabis, Universität Brno, und Dr. Zd. Kux, Moravské Museum in Brno, für die liebenswürdige Übermittlung verschiedener Exemplare von *Umbra krameri* Walb., Herrn Prof. Dr. Cl. W. Hibbard, Ann Arbor, Michigan University, Paleontological Museum, der mir in entgegenkommender Weise je ein Exemplar von *Amia calva* L. und *Lepidosteus osseus* L. zusandte, auch Herrn Fr. C. Stinton, Bournemouth, für die Überlassung von Otolithen der *Umbra dilata* (Frost) aus dem Oligozän der Insel Wight.

Nach den Arbeiten von Brosius & Gramann (1959, 1959a) und Gramann (1959) hat der Melanienton der Hessischen Senke unteroligozänes Alter (Sannois); zeitlich entspricht er daher den mittleren Pechelbronner Schichten dse Rheintalgrabens.

A. Die Fischfauna des Melanientons

Klasse: Teleostomi — Unterklasse: Actinopterygii

Ordnung: Amiiformes

Familie: Amiidae

***Amia* sp.**

Taf. 8 Fig. 2, 4, 5

Die von Brosius & Gramann (1959: 189) und Gramann (1956: 17) erwähnten Überreste von *Amia* sp. lagen mir vor. Es handelt sich um Bruchstücke der leicht erkennbaren charakteristischen Schuppen dieser Gattung und einzelne Skeletteile (z. B. Wirbel, Zähne, 3 Opercula, sowie zerbrochene Kopfknochen). Unter den Opercula ist nur 1 Stück (Taf. 8 Fig. 2) vollständiger erhalten; lediglich der Unterrand ist beschädigt. Die leicht gewölbte Außenseite ist mit unregelmäßigen Schmelzwülsten und -Inseln bedeckt, die nach dem Hinter- und Unterrand zu sich radial anordnen. Im allgemeinen ist die Innenseite glatt und lediglich von einer sich wenig abhebenden, flachen Leiste durchzogen, die von der vorn/oben gelegenen Gelenkpfanne diagonal über die Fläche verläuft. Der Vorderrand ist leicht gewellt und gerade, ebenso der nach hinten/oben ansteigende Dorsalrand, während der stumpfwinklig abgebogene Hinterrand zuerst schräg nach hinten/unten, im letzten Abschnitt jedoch mit dem Vorderrand parallel zieht. Über den Verlauf des Unterrandes sind sichere Angaben nicht möglich; die gestrichelte Linie dürfte indessen ungefähr dem wahren Verlauf entsprechen. Denn ein Vergleich mit der rezenten *Amia calva* L. ergab, so weit beide Opercula vergleichbar sind, ihre Übereinstimmung in der Form, der Lage der Gelenkpfanne und der von ihr ausgehenden flachen Diagonal-Leiste auf der Innenseite, außerdem in der Oberflächenskulptur. Die Annahme, daß das fossile Operculum mit dem rezenten auch im Verlauf des Unterrandes sich deckt, liegt daher nahe (Taf. 8 Fig. 1, 2). Kleinere Abweichungen zwischen beiden Opercula, wie z. B. die bei *Amia calva* fehlende Konkavität am Hinterrand oben, haben höchstens spezifischen Wert.

Einige isolierte Zähnchen (Taf. 8 Fig. 4, 5) stimmen ebenfalls mit den Zähnen von *Amia calva* überein. Sie sind schlank-kegelförmig und nach innen gekrümmt. Auf einem glatten Sockel ruht eine mit Schmelz überzogene Spitze, und das Innere des Zahns ist hohl (Taf. 8 Fig. 4), was für einen Aufbau aus Pulpa-Dentin spricht.

Taxionomie: Unter den fossilen Arten der Gattung *Amia* L. hat *Amia valenciennesi* (Ag.) (Piton 1937: 24, Abb. 10) das gleiche Operculum, wie es bei *Amia calva* und der von uns beschriebenen Art vorkommt. Von *Amia kehreri* Andreae (1894: 351—364, Taf. 1 Fig. 8—23) aus dem bituminösen Ablagerungen von Messel bei Darmstadt, bildet Andreae u. a. auch ein Operculum ab (Taf. 1 Fig. 14), das in den Umriß des Operculums von *Amia calva* eingezeichnet ist, um die Formüberein-

stimmung der fossilen und rezenten Knochenplatte darzulegen. Aber dieser Umriß stimmt keineswegs mit dem des Operculums der rezenten Art überein. Eine Nachprüfung am Kopfskelett der *Amia kehreri* im Landes-Museum Darmstadt ergab, daß das Operculum dieser Art eine wesentlich andere Form hat, als der gleiche Knochen bei *Amia calva* und der von uns beschriebenen Art (Taf. 8 Fig. 3). Es ist unten nicht waagerecht abgeschnitten, vielmehr derart abgeschrägt, daß es sich nach vorn/unten zuspitzt. Genau die gleiche Form hat auch das Operculum von *Amia barroisi* LERICHE (1902: 42, Taf. 2 Fig. 5) aus dem belgischen und französischen Paläozän, an deren Operculum außerdem die Gelenkfläche im Gegensatz zu den bei *Amia calva* herrschenden Verhältnissen höher, und zwar unmittelbar unter dem Dorsalrand des Operculums liegt. An dem von uns abgebildeten Operculum von *Amia kehreri* ist leider die dorsale Randpartie des nur als Abdruck erhaltenen Knochens zerstört; da jedoch am Vorderrand da, wo bei *Amia calva* die Gelenkpfanne liegt, keine Spur davon zu sehen ist, kann man annehmen, daß sie wie bei *Amia barroisi* weiter oben lag.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, daß die von uns beschriebenen Skelettreste von einer *Amia calva* und *Amia valenciennesi* nahe stehenden Art herrühren, indessen nicht genügen, sie artlich zu benennen.

Stratigraphisch-taxionomische Bemerkungen: COPE (1873) glaubte im Eozän eine zweite fossile Gattung der Familie Amiidae unterscheiden zu können, die er *Pappichthys* benannte. Später wurde sie von NEWTON (1899) jedoch mit *Amia* L. wieder vereinigt, da die angeblichen Unterschiede im Gebiß beider Gattungen in Wirklichkeit gar nicht bestehen.

Der von uns dargelegte auffallende Unterschied in der Form des Operculums legt jedoch die Annahme nahe, daß — wenigstens im älteren Tertiär Europas — 2 verschiedene Formenkreise (Gattungen?) der Amiiden lebten, eine mit unten verjüngtem Operculum, die vom Paläozän (LERICHE 1902) bis zum Lutet (ANDREAE 1894) nachgewiesen ist, und eine zweite, bei welcher der Unterrand des Operculums wie bei *Amia calva* L. waagerecht verläuft. Letztere erscheint unseres Wissens zum erstenmal in den Schichten von Ménat (PITON 1937), kommt auch im Unteroligozän vor (Melanienton), um vielleicht erst im Obermiozän (WEILER 1928) auf europäischem Boden zu erlöschen.

Das Alter der Schichten von Ménat ist umstritten. LAURENT (1912) nimmt an, ihre Ablagerung habe bereits Ende des Eozäns begonnen und sich bis in das Unteroligozän hinein fortgesetzt, während MARTY, PITON & THÉOBALD (PITON 1937) ein mitteleozänes Alter für wahrscheinlich halten. In diesem Falle hätten die beiden Formenkreise (Gattungen?) der europäischen Amiiden im Eozän nebeneinander existiert. Aber weder die Fischfauna noch die Insekten von Ménat enthalten eine Art, die zugleich auch in einer andern Ablagerung vorkommt. Die Altersdatierung „Lutet" beruht demnach lediglich auf dem Gesamteindruck der Faunen, und es wäre durchaus möglich, daß die Altersbestimmung LAURENT's doch zu Recht besteht, zwar nicht im Sinne von Unteroligozän, aber von Obereozän. Dann hätten beide Formenkreise (Gattungen?) wohl zeitlich einander abgelöst.

Vorkommen: Melanienton von Borken, Altenburg III (Taf. 8 Fig. 2, 4, 5).

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 110a, 110.

Ordnung: Lepidosteiformes

Familie: Lepidosteidae

Lepidosteus sp.

Taf. 8 Fig. 6—8, 11—14

Erhalten sind einige Zähnchen, eine größere Zahl von Schuppen und Schuppenbruchstücken aus verschiedenen Körperregionen, sowie zerbrochene Kopfknochen, darunter auch das vollständige, Fig. 12 abgebildete Knochenplättchen. Seine Unterseite ist glatt, konkav und mit Öffnungen einiger Haversischer Kanälchen versehen. Die leicht gewölbte Oberseite trägt Schmelz-Inseln und -Wülste, zwischen denen eine deutlich sich abzeichnende Rinne verläuft. Eine ganz ähnliche Form und Oberflächen-Skulptur haben die vielen polygonalen Knochenplättchen, die beim lebenden *Lepidosteus osseus* L. zwischen der Orbita und dem Kiemendeckel liegen. Die ziemlich tiefe Rinne auf der Knochenoberfläche dürfte von einem Sinneskanal herrühren, der die Infraorbitalia durchzieht (vgl. Berg 1942: 212, Abb. 1003; *Lepidosteus triostoechus* de BlV.).

Nach Form und Größe zu urteilen stammen die vielen vorliegenden Schuppen aus den verschiedensten Körperregionen. Zwei größere (Fig. 8, 14) und eine kleinere, die jedoch bei weitem nicht zu den kleinsten gehört (Fig. 13), wurden abgebildet. Die Schuppen sind entweder länglich-rhombisch (Fig. 8,13) oder ± rechteckig bis nahezu quadratisch (Fig. 14), dick, nach dem Oberrand zu verdünnt, und die Knochensubstanz vorn in einen längeren und kürzeren Fortsatz ausgezogen. Die Schmelzschicht ist glatt, meist ± deutlich randparallel gestreift und in der Mitte leicht vertieft. In der Regel beobachtet man die Mündung einiger Haversischer Kanälchen und mitunter kleine punktförmige Vertiefungen, die wohl als Ansatzstellen von Stacheln zu deuten sind.

Ein Schuppenbruchstück (Taf. 8 Fig. 11) weicht von den beschriebenen auffallend ab; denn die mit Öffnungen Haversischer Kanälchen und den Narben abgebrochener Stacheln bedeckte Schmelzoberfläche ist in der einen Hälfte breit und tief gerippt, im übrigen glatt. Eine ungefähr ähnliche Rippung beobachtet man an den vordersten Seitenschuppen des *Lepidosteus osseus*.

Fig. 6, 7 geben zwei winzige Zähnchen wieder. Auf einem hohen, fein längsgerippten Sockel sitzt eine schlanke, konische und mit glattem Schmelz überzogene Spitze. Die Zähnchen erinnern in jeder Hinsicht an Kieferzähne des *Lepidosteus osseus*, und zwar sowohl an die größeren, als auch an die kleineren, die zwischen diesen stehen oder selbständige Bänder bilden (Taf. 8 Fig. 9).

Bei der Dürftigkeit des vorliegenden Materials ist ein Vergleich mit andern fossilen Arten der Gattung *Lepidosteus* nicht möglich; von einer artlichen Benennung muß daher abgesehen werden.

Vorkommen: Taf. 1 Fig. 6, 7 (Zähnchen), 8, 11, 13, 14? (Schuppen), 12 (Knochenplatte).

Aufbewahrung: Landesmuseum Darmstadt, Inv.Nr. V 1165—1166 (Fig. 6, 7), V 1167—1170 (Fig. 8, 11, 13, 12).

Ordnung: Clupeiformes
Unterordnung: Clupeoidei
Familie: Clupeidae

Clupea sp.

Taf. 8 Fig. 10

Diese Familie ist durch einen ziemlich großen, festen Otolith vertreten. Sein konvexer Dorsalrand ist hinter dem Antirostrum eingebuchtet, der leicht gewellte Endabschnitt ± senkrecht nach unten gebogen bis zur postcaudalen Einbuchtung. Der anschließende Ventralrand ist flach konvex, breit und flach gekerbt. Das massige Rostrum springt weit vor und ist vorn schräg abgestumpft. Nichts spricht dafür, daß es ursprünglich länger war. Antirostrum breit zugespitzt, nach vorn/oben gerichtet; die darunter gelegene Excisura recht breit. Ostium geräumig, tief ausgehöhlt; der Oberrand steil aufwärts gebogen, der Unterrand am Collum abgeknickt. Cauda etwas kürzer als Ostium und tief eingeschnitten, ihre Dorsalwand wie die entsprechende des Ostiums steil und vertikal gefurcht. Über ihr liegt die rundlich elliptische, tiefe und gut abgegrenzte Area. Vom Rostrum ausgehend verläuft unterhalb des Sulcus eine Rinne, die etwa auf halber Höhe der Cauda sich verliert. Das ventral sich anschließende Feld bildet einen flach gewölbten Streifen, der an einer gut markierten Linie zum abgeflachten ventralen Randsaum abfällt. Die Außenseite ist in der hinteren und rostralen Partie leicht gewölbt, glatt und im Anschluß an die Excisura seicht vertieft.

Es ist nicht völlig sicher, ob dieser Otolith zur Gattung *Clupea* L. gehört. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit den Otolithen der Gattung *Pomolobus* vor allem in der Form und dem tief eingeschnittenen Sulcus, doch reicht der eine Otolith zu einer klaren Entscheidung nicht aus. Von einer Benennung wird aus diesem Grund abgesehen.

Maße in mm

Länge	Höhe	Dicke	Länge:Höhe
1,95	1,3	0,5	1,5

Vorkommen: Handbohrung Kirchhain 1, 7,80—8,07 m; Melanienton.
Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 111.

Unterordnung: Salmonoidei
Familie: Thaumaturidae

1. *Thaumaturus amoeneburgensis* n. sp.

Taf. 8 Fig. 14a—26, Taf. 9 Fig. 50

Derivatio nominis: Nach dem Fundort des Holotypus.
Holotypus: Taf. 8 Fig. 23, 24.
Locus typicus: Amöneburg.
Stratum typicum: Melanienton (Unteroligozän).

Diagnose: Otolith mit kräftig konvexem, oft median geknicktem Ventralrand und geradem, gegliedertem Sulcus. Hinteres Eck des Dorsalrands in der Regel zipfelartig ausgezogen.

Beschreibung: Der wellige Dorsalrand des längs nach außen gekrümmten Otolithen (Fig. 23, 24) steigt vorn schräg an zum vorderen Eck, biegt alsdann waagerecht nach hinten um zum postdorsalen, zipfelartig betonten Eck. Dahinter fällt der Dorsalrand bis zur postcaudalen Bucht ± steil ab. Der sich anschließende glatte Ventralrand ist kräftig gebogen und mit einem Medianknick versehen. Über die Innenseite verläuft der supramedian gelegene, gerade und gut gegliederte Sulcus. Sein relativ kleines Ostium ist ausgehöhlt, der Oberrand am Collum leicht nach vorn/oben gebogen, der Unterrand konkav. Das vorspringende Rostrum ist spitz. Kein Antirostrum, keine Excisura. Cauda schmäler als das Ostium, gerade, sein Boden mit einem dicken Colliculum belegt. Crista superior abgerundete, kräftige Leiste, die etwa in der Mitte ihre größte Breite erreicht. Die darüber gelegene Area reicht vom Collum bis zum Sulcusende und ist nahe dem Dorsalrand nur undeutlich abgegrenzt, weil hier zwei vom Dorsalrand ausgehende breitgewölbte Rippen den Boden der Area nahezu ausfüllen. Crista inferior fehlt. Ventralfeld glatt gewölbt, durch die gut hervortretende Ventrallinie vom flacheren Randsaum abgesetzt. Außenseite schwach konkav, die Mitte leicht vertieft. Rostrale und hintere dorsale Partie ein wenig verdickt, aber durch eine vom Dorsalrand ausgehende und bis zur Mitte reichende Depression voneinander getrennt.

Abänderungen: Zur gleichen Art gehören sehr wahrscheinlich einige weitere, z. T. beschädigte Otolithen, die allerdings in manchen Punkten abweichen. Am meisten stimmt mit dem Holotypus überein der Fig. 50 wiedergegebene Otolith mit gut ausgebildetem Ventralknick, aber glattem Dorsalrand. In andern Fällen ist der Ventralknick nur angedeutet oder unterdrückt (Fig. 14—17, 19, 26), einmal sogar durch einen breiten, tiefen Einschnitt ersetzt (Fig. 20). Fig. 22 gibt einen Otolith wieder, dessen Dorsalrand gleichmäßig vom Antirostrum bis zum hintern Dorsaleck ansteigt, und in Fig. 14a ist der hinter dem postdorsalen Eck gelegene Abschnitt zunächst abgerundet, ehe er sich nach vorn/unten wendet. Gar nicht selten ist auch der Ventralrand entweder schwach (Fig. 22) oder stärker gekerbt (Fig. 15, 25), und in einem Falle ist sein Medianknick etwas nach hinten verschoben, die postdorsale Partie ein massiger Auswuchs (Fig. 25). Die Ausbildung des zipfelartigen postdorsalen Ecks schwankt; der Zipfel kann mitunter nur angedeutet sein (Fig. 17, 20, 26), gelegentlich sogar fehlen (Fig. 14a). Gewisse Abänderungen in der Begrenzung des Ventralfelds durch die Ventrallinie stehen teilweise in Zusammenhang mit dem Verlauf des Ventralrands und ergeben sich ohne weiteres aus den Abbildungen.

Taxionomie: Die beschriebenen Otolithen, vornehmlich die mit ventralem Medianknick und zipfelartig ausgezogenem postdorsalem Eck, erinnern an Otolithen, die Voigt (1934: 50, Abb. 12b, Taf. 8 Fig. 1—4) bei *Thaumaturus spannuthi* Voigt in situ fand. Wir stellen daher unsere Otolithen ebenfalls zur Gattung *Thaumaturus* Reuss.

Nach dem Fundort des Holotypus erhält die neue Art den Namen *Thaumaturus amoeneburgensis* n. sp.

Die Gattung *Thaumaturus* ist mit mehreren Arten im Oberoligozän Böhmens vertreten (Laube 1900) und anatomisch ausgezeichnet bekannt geworden aus dem Eozän des Geiseltals (Voigt 1934: 42). Obwohl sie den Salmoniden sehr nahe steht, haben ihre Arten keine Fettflosse. Im Gegensatz hierzu bildet Weitzel (1933: 93,

Taf. 8 Fig. 6) bei *Thaumaturus intermedius* WEITZEL aus den bituminösen Ablagerungen von Messel bei Darmstadt eine Fettflosse ab. Die Nachprüfung des Originals im Landesmuseum in Darmstadt ergab indessen, daß diese Angabe zweifellos auf einem Irrtum beruht, was auch Herr Prof. TOBIEN nach eingehender Überprüfung bestätigte.

Maße in mm

Länge	Höhe	Dicke	Länge:Höhe	
0,9	0,6	—	1,5	(Taf. 1 Fig. 19)
1,2	0,8	0,3	1,5	(Taf. 1 Fig. 25, 23/24 = Holotypus)
1,45	1,0	0,4	1,45	(Taf. 1 Fig. 14, 17)
1,5	1,1	0,45	1,5	(Taf. 1 Fig. 21)
1,5	1,1	0,5	1,35	(Taf. 1 Fig. 26)

Vorkommen: Ziegelhütte bei Amöneburg (Taf. 8 Fig. 20, Fig. 23/24 Holotypus); Borken, Altenburg II, Tagebau, NO-Ecke, 60 cm über den weißen Gastropodenkalken des Melanientons (Taf. 8 Fig. 14a, 17, 21, 25), Handbohrung Kirchhain 1,6.02—6,35 m (Taf. 8 Fig. 15/16), 8,58—8,71 m (Taf. 8 Fig. 19, 26), Struth bei Neustadt, Profil N 2, 2,0 m (Taf. 8 Fig. 18), Rauisch-Holzhausen, Molkerei, Pr. 40 (Taf. 8 Fig. 22; Abb. 50).

Aufbewahrung: Geol. Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 112—123.

2. *Thaumaturus* sp.

Taf. 9 Fig. 31—33

Der Fig. 31, 32 wiedergegebene Otolith, dem die Spitze des Rostrums fehlt, ähnelt der vorhergehenden Art in den wesentlichsten Merkmalen, aber sein Umriß ist rundlicher, das Rostrum viel schmäler, und die Außenseite in der Mitte flach gewölbt. Der breit gewellte Dorsalrand ist konvex, hinten steil abgeschrägt und ohne postdorsales Eck. Der kräftig gebogene Ventralrand hat einen schwach angedeuteten medianen Knick. Unterhalb des Rostrums bildet er eine den vorspringenden rostralen Abschnitt verschmälernde Stufe. Kein Antirostrum. Der am Ende der Cauda oberflächlich beschädigte Sulcus stimmt weitgehend mit dem von *Thaumaturus amoeneburgensis* überein, ebenso Crista superior und Area. Außenseite (Fig. 31) randlich radial gefurcht, der Boden der eingedellten Mitte kreisförmig leicht konvex.

An einem weiteren Otolith (Fig. 33) ist das postdorsale Eck zipfelförmig ausgezogen. Das Rostrum fehlt; Antirostrum klein, zugespitzt.

Taxionomie: Von *Thaumaturus amoeneburgensis* sind beide Otolithen durch ihre rundliche Gestalt und das auffallend schmälere Rostrum (Fig. 31, 32) unterschieden. Durch das zuletzt erwähnte Merkmal nähern sie sich besonders den Otolithen von *Thaumaturus spannuthi* VOIGT. Mit Rücksicht auf den unvollständigen Erhaltungszustand wird von einer Benennung abgesehen.

Vorkommen: Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke, 60 cm über den weißen Gastropoden-Kalken (Fig. 31, 32), Kirchhain, Kanalisation von Haus 30, Hinterm Kirchhof (Fig. 33).

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 127, 128.

Unterordnung: Esocoidae
Familie Umbridae
Umbra cf. *dilata* (FROST)

Taf. 9 Fig. 27—30

Die Art ist durch 3 Otolithen vertreten; der eine ist am Dorsalrand leicht beschädigt, dem andern fehlt das Rostrum, der dritte ist auffallend klein und wahrscheinlich etwas abgerieben.

Der Fig. 29, 30 abgebildete Otolith hat einen ± deutlich dreieckigen Umriß. Der Otolith ist gerade, die Innenseite flach, die äußere etwas stärker gewölbt, namentlich in der ventralen Partie. Der leicht beschädigte Dorsalrand ist vorn und hinten abgeschrägt und zwischen dem prae- und postdorsalen Eck waagrecht. Er geht ohne Unterbrechung in den flach konvexen, nach vorn leicht ansteigenden und ziemlich regelmäßig gekerbten Ventralrand über. Das zugespitzte Rostrum springt weit vor im Gegensatz zu dem stumpferen kurzen Antirostrum. Die unter diesem liegende Excisura gleicht einer ungefähr rechtwinkligen Kerbe. Sulcus median gelegen, gerade und deutlich gegliedert. Das auffallend lange, tiefe Ostium mit konvexem Ober- und fast geradem Unterrand. Beide Ränder sind von der kurzen, schmalen und am Ende rundlich abgeschlossenen Cauda deutlich abgesetzt. Die ventrale Partie der Cauda durchzieht eine schmale, quergefurchte Längsanschwellung. Namentlich im ostialen Abschnitt ist die Dorsalwand des Sulcus höher als die entsprechende ventrale. Crista superior kaum ausgebildet, die darüber gelegene Area verhältnismäßig seicht. Keine Crista inferior. Ventralfeld ± eben, durch eine gut ausgebildete Ventrallinie vom Randsaum getrennt. Außenseite glatt, nur randlich und im Anschluß an die Excisura gefurcht und — besonders ventral — gewölbt.

Abänderungen: Ein weiterer Otolith (Fig. 27, 28), dem das Rostrum fehlt, hat ein weniger gut ausgebildetes vorderes und hinteres dorsales Eck, und die nach hinten mehr verjüngte Cauda einen S-förmig gebogenen Unterrand, den ebenfalls eine schmale, glatte Längsanschwellung begleitet. Das Ende der Cauda steht durch eine seichte Rinne mit der postcaudalen Bucht in Verbindung. An einem sehr jugendlichen Otolithen (Fig. 28a) springt die rostrale Partie — wohl infolge nachträglicher Abrollung — kaum vor. Der vorn konvexe Dorsalrand fällt nach hinten konkav ab und geht ohne Unterbrechung in den mäßig gebogenen Ventralrand über. Sulcus wie bei den beschriebenen Stücken, doch Ostium stärker ausgehöhlt, die kurze Cauda am Ende rundlich geschlossen. Außenseite glatt und regelmäßig gewölbt.

Taxionomie: Einen im Umriß ähnlichen Otolith wie den Fig. 28a abgebildeten, beschreibt FROST (1933: 390, Taf. 12 Fig. 5) als Otol. (Clupeidarum) *dilatus*. Herr FR. C. STINTON, Bournemouth, überließ mir in entgegenkommender Weise mehrere Stücke dieser Art, die ebenfalls den Bembridge Marls der Insel Wight entstammen und in fast allen Punkten mit den Fig. 27, 28, 29, 30 abgebildeten Otolithen aus dem Melanienton übereinstimmen. Auch das Verhältnis von Länge:Höhe ist recht ähnlich, nur scheinen die Otolithen der Insel Wight ein wenig dicker zu sein (s. Maßangaben). FROSTS Abbildung bezieht sich demnach wohl auf ein ähnlich abgerolltes Stück, wie es Fig. 28a von uns aus dem Melanienton abgebildet und beschrieben wurde.

Form und Sulcus dieser Otolithen sprechen gegen ihre Zugehörigkeit zur Familie Clupeidae; vielmehr stimmen sie weitgehend mit den Otolithen der Gattung *Umbra* KRAMER überein. Von der europäischen *Umbra krameri* WALB. gibt FROST (1926: 466, Taf. 20 Fig. 4) eine etwas irreführende Abbildung, und die von VOIGT (1934, Abb. 19) wiedergegebene schematische Skizze eines Otolithen dieser Art ist völlig verzeichnet. Deshalb sind Fig. 51—54 von uns nochmals 2 Otolithen von *Umbra krameri* abgebildet. Sie bezeugen, daß im Gegensatz zu FROST's Angaben der Sulcus nicht an beiden Enden weit offen steht und über die ganze Innenseite des Otolithen verläuft; vielmehr endet mindestens das Colliculum bereits vor dem Otolithenrand, während die Cauda selbst in der Regel durch eine seichte Rinne mit einer breit vom Hinterende des Otolithen vordringenden, ± dreieckigen und flachen Depression verbunden ist. In einem Falle (Fig. 51) ist diese Depression sogar durch eine nach hinten halbkreisförmig vorspringende wallartige Erhebung abgeschlossen. An keinem der untersuchten Otolithen von *Umbra krameri* fand sich die von FROST in seiner Zeichnung eingetragene Kerbe zwischen Ostium-Unterrand und Rostrum-Spitze.

Im Verhältnis von Länge:Höhe stimmen die Otolithen aus dem Melanienton mit *Umbra krameri* gut überein sie weichen indessen im Umriß von ihnen ab, vor allem durch den andersartigen Verlauf des Dorsalrands und das gerade bis leicht konvex abgeschrägte Hinterende des Otolithen. Von *Umbra limi* (KIRTLAND), der amerikanischen Art, sandte mir Herr STINTON, Bournemouth, Zeichnungen von 2 Otolithen. Sie haben im Gegensatz zu den Otolithen des Melanientons einen etwa S-förmig geschwungenen Ventralrand und eine sehr tiefe postcaudale Bucht.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich, daß die von uns beschriebenen Otolithen der *Umbra dilata* (FROST) aus dem Oligozän der Insel Wight weitaus am nächsten stehen. Wir bezeichnen sie daher als *Umbra* cf. *dilata* (FROST).

Maße in mm

Länge	Höhe	Dicke	Länge:Höhe	Länge:Dicke	
2,3	1,5	0,5	1,53	4,6	(Fig. 29, 30)
0,75	0,6	—	1,25	—	(Fig. 28a)
2,65	1,8	0,75	1,5	3,5	*Umbra dilata* (FR.)
2,15	1,5	0,6	1,4	3,6	
3,0	2,0	0.6	1,5	5,0	*Umbra krameri* WALB.

Phylogenetische Bemerkungen: *Umbra* nahe stehen die Otolithen der Gattung *Palaeoesox* VOIGT (1934) Taf. 8 Fig. 5—8), doch ist bei dieser das Rostrum nicht so deutlich abgesetzt und der Hinterrand fast senkrecht abgestutzt. Hingegen scheint der Sulcus in gleicher oder doch recht ähnlicher Weise gestaltet zu sein. Nach den Otolithen zu urteilen, knüpfen die stärker spezialisierten Otolithen der Gattung *Esox* L. durch ihr deutlich abgesetztes und weit vorragendes Rostrum eher an die Gattung *Umbra* als an *Palaeœsox* an.

Vorkommen: Melanienton Kirchhain, Handbohrung 1, 5,52—6,02 m (Taf. 9 Fig. 27, 28, 29, 30); Nordhausen bei Kassel, 60 cm unter dem Rupelton (Taf. 9 Fig. 28a).

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 124—126.

Unterordnung: Gonorhynchoidei
Familie Gonorhynchidae
Notogeneus sp.

Taf. 9 Fig. 48, 49

Diese Gattung ist nur durch einen Otolithen vertreten, der nach seiner geringen Länge zu urteilen, von einem jugendlichen Individuum stammen dürfte. Der konvexe, glatte Dorsalrand ist vorn schwach eingedellt. Am Hinterende biegt er senkrecht nach unten um bis zur postcaudalen Einbuchtung, die auf der Höhe des unteren Sulcusrandes liegt. Der anschließende Ventralrand umzieht zunächst einen kleinen postcaudalen Fortsatz, um dann flach gebogen sich nach vorn zu wenden. Unterhalb des Rostrums wird er leicht konkav. Der median gelegene Sulcus ist gut gegliedert, sein Ostium tief ausgehöhlt. Sein Oberrand ist konvex, der untere konkav, und beide sind am Collum deutlich von der Cauda abgesetzt. Diese ist etwas schmäler als das Ostium und hinten offen. Crista superior eine sehr betonte, hohe aber kurze und scharfkantige Leiste, hinter welcher der Dorsalrand sich völlig verliert. Im Gegensatz dazu begleitet die schwächer entwickelte Crista inferior den ganzen Sulcusrand. Area als schmale Vertiefung nur im Bereich der Crista superior ausgebildet. Unterhalb des Sulcus liegt eine schmale, leicht gewölbte Zone, und eine ventralwärts sich anschließende seichte Längsvertiefung halbiert ungefähr das Ventralfeld. Das vorspringende Rostrum hat offensichtlich nicht mehr seine volle Länge; es war zweifellos zugespitzt. Das wenig hervorragende Antirostrum ist relativ breiter, die darunter gelegene Excisura ein nahezu rechtwinkliger Einschnitt. Die schwach gewölbte Außenseite ist ± glatt, in der Mitte abgeflacht und mit einigen oberflächlichen Depressionen in Randnähe versehen.

Taxionomie: In allen wesentlichen Merkmalen, auch in der charakteristischen Ausbildung der Crista superior stimmt der Otolith mit jenen des *Notogoneus longiceps* (H. v. Meyer 1851) überein, der im Aquitan des Oberrheingrabens recht häufig vorkommt, auch mit Otolithen in situ. Eine Beschreibung dieser Art mit ihren Otolithen wird in Kürze folgen. Bei der Jugend des oben beschriebenen Otolithen läßt sich über seine verwandtschaftlichen Beziehungen zu der jungtertiären keine sichere Angabe machen, zumal nur 1 Stück vorliegt. Der Otolith wird daher vorläufig nur als *Notogoneus* sp. bezeichnet.

Maße in mm

Länge 0,9	Höhe 0,5	Länge:Höhe 1,8

Vorkommen: Melanienton von Kirchhain, Handbohrung 1, 6,02—6,35 m.
Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. 139.

Ordnung: Gadiformes
Unterordnung: Gadoidei
Familie Merlucciidae?
Trichiurides sp.

Taf. 9 Fig. 43.

Ein verhältnismäßig großer, gerader Zahn dürfte hierher gehören, Er ist ziemlich abgerollt. Seine Länge beträgt 7,4 mm, die Breite an der Basis 2,25 mm. Der ge-

spaltene Sockel hatte ursprünglich einen ± rundlichen Querschnitt und läßt noch jetzt eine Schneide am Vorder- und Hinterrand erkennen (Fig. 43). Der Zahn war offensichtlich hohl, d. h. der Länge nach von einer Pulpahöhle durchzogen. Er ist leicht nach hinten gekrümmt und trägt distal eine deutlich abgesetzte, seitlich komprimierte Spitze, die am Hinterrand einen Widerhaken bildet. Dieser Rand ist außerdem etwas schärfer als der vordere. Sehr wahrscheinlich war die Spitze einst mit Schmelz überzogen.

Taxionomie: Durch seine Form erinnert der Zahn an die Gattung *Lepidopus* GOUAN. Ähnliche Zähne aus dem belgischen Eozän (Yprésien, unteres Lutet und Lédien) bildet CASIER (1944: 5, Taf. 1 Fig. 1—4) als *Trichiurides sagittidens* WINKLER ab, und stellt sie mutmaßlich zur Familie Merlucciidae als Vertreter einer neuen Gattung. Vermutlich würde eine histologische Untersuchung der diesem Formenkreis angehörenden Zähne ihre taxionomische Stellung rasch aufklären.

Vorkommen: Borken, Tagebau Altenburg II; Melanienton.

Aufbewahrung: Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr.. V 1172.

Ordnung: Perciformes

Unterordnung: Percoidei

I. Familie Serranidae

Smerdis borkensis n. sp.

Taf. 9 Fig. 37—39, 42, 47

Derivatio nominis: Nach dem Fundort des Holotypus.
Holotypus: Fig. 39, 47.
Locus typicus: Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke.
Stratum typicum: Melanienton (Unteroligozän).

Diagnose: Otolithen von ± ovalem Umriß, geradem Sulcus und sehr geräumigem Ostium.

Beschreibung: Der Dorsalrand des Holotypus hat ein vorderes Eck, hinter dem er zunächst gerade, in der zweiten Hälfte gewellt abfällt und nach unten umbiegend schließlich die postcaudale flache Einbuchtung erreicht. Der anschließende, gleichmäßig konvexe Ventralrand ist nur in der vorderen Hälfte etwas gekerbt. Das breit zugespitzte Rostrum springt vor. Antirostrum kurz und zugespitzt, die darunter liegende Excisura rundlich ausgeschnitten. Sulcus median gelegen, gut gegliedert. Ostium sehr geräumig, der tief konkave Unterrand am Collum abgeknickt, der obere dagegen nur etwas aufwärts gebogen. Cauda schmäler als Ostium, am Ende verjüngt geschlossen, ihr Unterrand schwach S-förmig geschweift. Der Boden der Cauda liegt nicht so tief wie im ausgehöhlten Ostium. Crista superior sehr deutlich, die darüber gelegene Area gut abgegrenzt. Eine scharf hervortretende Ventrallinie trennt das oberflächlich glatte und gewölbte Ventralfeld vom Randsaum. Außenseite gleichmäßig gewölbt, glatt, in der mittleren Partie abgeflacht; randliche Zone mit flachen Furchen und einer an die Excisura sich anschließenden dreieckigen Depression versehen.

Abänderungen: An dem Fig. 42 wiedergegebenen Otolith ist das gekerbte Hinterende abgeschrägt. Noch ausgesprochener ist diese Abschrägung an dem etwas abgeriebenen Otolith Fig. 37 zu sehen, an dem außerdem der mittlere Abschnitt des Dorsalrands fast waagerecht verläuft. Ein dritter Otolith endlich (Fig. 38) ähnelt zwar im Umriß dem Holotypus, doch ist sein Ventralrand gleichmäßiger gerundet, und seine Außenseite trägt in der Mitte eine flache, kreisförmige Anschwellung.

Taxionomie: Von den Otolithen des alttertiären *Smerdis macrurus* Ag. (Weiler 1939: 245—250, Abb. 1, 3) entfernen sich die beschriebenen Otolithen durch ihre ovalere Form. Größere Ähnlichkeit besteht mit den Otolithen des *Smerdis formosus* H. v. Meyer (Weiler 1955: 88—102, Taf. 8 Fig. 1—14) zwar in den Proportionen, doch ist der Dorsalrand abweichend gestaltet. Die beschriebenen Stücke dürften daher einer neuen Art angehören, die nach dem Fundort des Holotypus als *Smerdis borkensis* n. sp. bezeichnet wird.

Maße in mm

Länge	Höhe	Länge:Höhe	
2,1	1,5	1,4	(Abb. 39/47)
1,8	1,4	1,3	(Abb. 42)
1,65	1,2	1,4	(Abb. 37)
1,6	1,25	1,3	(Abb. 38)

Vorkommen: Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke (Abb. 39/47 = Holotypus, Abb. 42); Ziegelhütte östlich Amöneburg bei Marburg (Abb. 37); Nordhausen bei Kassel, etwa 60 cm unter Rupelton (Abb. 38).

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 132—135.

II. Familie Percidae

Perca hassiacia n. sp.

Taf. 9 Fig. 34—36

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in der Hessischen Senke.
Holotypus: Fig. 34.
Locus typicus: Ziegelhütte östlich von Amöneburg.
Stratum typicum: Melanienton (Unteroligozän).

Diagnose: An *Perca fluviatilis* L. erinnernde Otolithen, aber von etwas gedrungenerer Form.

Beschreibung: Der Holotypus (Fig. 34) hat ± elliptischen Umriß und ein abgeschrägtes Hinterende. Der Otolith ist nach außen gebogen, seine Innenseite konvex, die äußere konkav. Der kaum gewellte Dorsalrand ist gewölbt, und der an die hintere Abschrägung sich ohne Unterbrechung anschließende Ventralrand ist flach gebogen und unregelmäßig gekerbt. Das spitz zulaufende Rostrum springt weit vor, das ähnlich gestaltete Antirostrum dagegen ist recht kurz. Unter ihm liegt die kleine spitzwinklige Excisura, an die sich eine in das Ostium eindringende dreieckige Depression anschließt. Der nahezu median gelegene Sulcus ist gegliedert, das lange Ostium wenig vertieft, sein Unterrand am Collum kaum abgebogen und der Oberrand nach vorn/

oben gerichtet. Die gerade, am Ende nahezu unmerklich abwärts gebogene Cauda hat annähernd die gleiche Länge wie das Ostium. Crista superior eine schwach entwickelte, vom Antirostrum ausgehende Leiste. Umriß der darüber gelegenen Area elliptisch und nur dorsal in ihrer Abgrenzung undeutlich. Keine Crista inferior. Ventralfeld schwach gewölbt, durch die Ventralfurche vom Randsaum abgesetzt. Außenseite oberflächlich glatt; die ventrale Hälfte ist leicht angeschwollen, und die randlichen Partien des Otolithen sind im Anschluß an die peripherische Kerbung schwach gefurcht. An die Excisura schließt sich eine schmale Depression an.

Abänderungen: Mitunter ist die randliche Kerbung etwas deutlicher als am Holotypus (Fig. 35), und die postcaudale Bucht, wo Dorsal- und Ventralrand sich treffen, kann recht deutlich hervortreten (Fig. 36). Mitunter fällt auch der Dorsalrand leicht nach hinten zu ab.

Taxionomie: Die beschriebenen Otolithen haben eine recht große Ähnlichkeit mit jenen der Gattung *Perca* L. Von *Perca fluviatilis* L. weichen sie in verschiedenen Punkten ± deutlich ab, so z. B. im Verhältnis von Länge:Höhe, das bei 1,9 mm langen Otolithen der rezenten Art 1,9, bei 6,3 mm langen Otolithen (s. CHAINE 1935: 8) jedoch bereits 2,5 beträgt. Außerdem ist an unsern Stücken der Ventralrand, wenn auch nur wenig gewölbter, das hintere Dorsalfeld überwiegend deutlich abgeschrägt. Gute Übereinstimmung besteht mit *Perca flavescens* MITCHELL in der etwas stärkeren Wölbung des Ventralrandes, ebenso in dem Verhältnis Länge:Höhe, doch ist an der amerikanischen Art das Rostrum relativ kürzer, und die 2 Einbuchtungen an der Vereinigungsstelle von Dorsal- mit Ventralrand, auf die CHAINE (1935: 15) so großen Wert legt, scheint bei den fossilen Stücken ebenso zu fehlen wie die regelmäßige, tiefe Kerbung des Dorsalrands. Unsere Stücke gehören demnach einer neuen Art an, die als *Perca hassiaca* n. sp. bezeichnet wird.

Maße in mm

Länge	Höhe	Dicke	Länge:Höhe	Namen der Art
4,65	2,6	1,1	1,8	*Perca flavescens* (Douglas Lake, Michigan, USA)
2,35	1,3	0,5	1,8	*Perca hassiaca* n. sp.
3,15	1,75	0,65	1,8	(Abb. 34)
4,6	2,55	—	1,8	(Abb. 35)
4,85	2,6	1,0	1,8	(Abb. 36)

Vorkommen: Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg IV, Am Giesenbühel, (Abb. 36); Borken, Altenburg III (Abb. 35); Ziegelhütte östlich Amöneburg (Abb. 34, Holotypus); Kirchhain, Haus 30, Hinterm Kirchhof.

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg. Inv.Nr. Mbg. 129—131.

Unterordnung: Gobioidei
Familie Gobiidae
Gobius sp.

Taf. 9 Fig. 44

Die Gattung *Gobius* ist durch einen etwas abgeriebenen Otolithen nachgewiesen. Seine Form ist annähernd dreieckig, das Vorderende zugespitzt, das vorspringende

Hinterende abgerundet. Der Dorsalrand hat ein vorderes und hinteres abgerundetes Eck, zwischen denen der schmale mittlere Abschnitt des Randes waagerecht verläuft. An der deutlich ausgebildeten postdorsalen Bucht schließt sich ihm der konvexe Ventralrand an, der nach vorn zu sich hebt. Die vorspringende rostrale Partie ist verjüngt. Über die kräftig gewölbte Innenseite verläuft der ziemlich tief eingesenkte und median gelegene, schuhsohlenförmige und an beiden Enden geschlossene Sulcus. Ostium breit und lang, die Cauda kürzer und schmäler. Area seicht, von ovalem Umriß und dorsal unscharf begrenzt. Ventralfeld gewölbt, durch breite und tiefe Ventralfurche vom Randsaum getrennt. Außenseite glatt und gleichmäßig gewölbt; eine glattrandige, rundliche Vertiefung ist wahrscheinlich erst postmortal entstanden.

Taxionomie: Der recht charakteristische Sulcus und die breite Ventralfurche beweisen die Zugehörigkeit des Otolithen zur Familie Gobiidae. Durch seine eigenartige Form weicht er von allen bekannten fossilen Otolithen dieser Familie ab. Recht eigentümlich an ihm sind vornehmlich der breit abgerundete, massige, postcaudale Vorsprung und das sich nach oben verjüngende Dorsalfeld. Trotzdem wird von einer Benennung abgesehen, weil der einzige Otolith infolge nachträglicher Veränderung vielleicht doch eine Reihe feinerer Merkmale eingebüßt hat.

Maße in mm

Länge 1,35	Höhe 1,05	Dicke 0,5	Länge:Höhe 1,03

Vorkommen: Melanienton von Neustadt, Probe 1 am Fossilzeichen Blanckenhorns, östlich der Straße Neustadt-Arnsheim.

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv.Nr. Mbg. 136.

Anhang

Crocodilier-Zahn

Taf. 9 Fig. 40, 41

Ein kleiner Zahn. Auf einem glatten Sockel sitzt die leicht einwärts gekrümmte, mit fein längsgestreiftem Schmelz überzogene Spitze. Bei stärkerer Vergrößerung ergibt sich, daß der Schmelz, wohl infolge postmortaler Abreibung an der Kronenspitze verloren ging. Die Krone selbst ist seitlich leicht zusammengepreßt, vornehmlich in der oberen Partie, und beide Seitenränder sind schneidend scharf abgesetzt. Bei der Aufsicht auf die Sockelbasis erblickt man eine enge Pulpahöhle (Fig. 41).

Taxionomie: Durch seine komprimierte Form, den schneidend scharfen Vorder- und Hinterrand und die feine oberflächliche Längsstreifung erinnert der Zahn zunächst an *Esox lucius* L. Aber die Zähne des Hechts sind schlanker, bauen sich aus Osteodentin auf, d. h. das Innere besteht aus einer unentwirrbaren Masse sich gegenseitig durchdringender harter und weicher Gewebe. Der vorliegende Zahn hingegen hatte offensichtlich eine lediglich aus Blutgefäßen, Nerven und Bindegewebe zusammengesetzte Pulpa, die auf Orthodentin schließen läßt. Sehr wahrscheinlich stammt das beschriebene Stück daher nicht von einer Hechtart, überhaupt von keinem Fisch, sondern von einem Krokodil.

Vorkommen: Borken, Altenburg II, Melanienton.

Aufbewahrung: Museum Darmstadt, Inv.Nr. V. 1173.

B. Die Fischreste aus dem Rupelton

Unterordnung: Clupeoidei

Familie Pterothrissidae

Pterothrissus minor (KOKEN)

Taf. 9 Fig. 46

Syn.: Ot. (inc. sed.) *minor* KOKEN 1884.

Ein oberflächlich leicht verwitterter Otolith, dem das Vorderende fehlt, zeigt einwandfrei die Merkmale der Gattung *Pterothrissus* HILGENDORF. Sein Umriß war augenscheinlich elliptisch. Der vordere Abschnitt des Dorsalrandes liegt etwas tiefer als der gleichmäßig gewölbte anschließende Teil, der ohne Unterbrechung in den fein gekerbten konvexen Ventralrand übergeht. Infolge beginnender Verwitterung sind dessen randliche Zacken und die sich anschließenden, radial gestellten Rippen auf dem Ventralfeld deutlich herausgearbeitet. Der schräg gestellte Sulcus ist gut gegliedert. Am geräumigen Ostium ist der Unterrand am Collum abgeknickt, konkav, der Oberrand dagegen ohne Knick nach oben umgeschlagen. Wo er den Dorsalrand erreicht, liegt unmittelbar hinter ihm eine kleine, flache Anschwellung. Seinen Boden bedeckt ein im dorsalen Teil leicht vertieftes Colliculum. Die gerade, schmale Cauda läuft hinten spitz zu, und ihr glattes Colliculum ist leicht längsvertieft. Crista superior niedrig, gerundet; die darüber gelegene Area elliptisch und verhältnismäßig gut abgegrenzt. Keine Crista inferior. Die gewölbte Außenseite zeigt die für *Pterothrissus* kennzeichnende fächerförmig nach dem Ventralrand hin verlaufende kräftige Rippung, außerdem einige vom Dorsalrand ausgehende breitere und kürzere Rinnen, die zwei kleinere randnahe Höcker von unregelmäßiger Form umziehen.

Taxionomie: Durch seine relativ schmale, schlanke Form schließt sich der Otolith jenem Typus an, den KOKEN (1884: 558; 1891: 136, Abb. 23, 24) noch als Otol. (inc. sed.) *minor* beschrieb, namentlich an dessen Darstellung der Außenseite (Fig. 24), während die Abbildung der Innenseite offensichtlich verzeichnet ist. In einer früheren Arbeit (WEILER 1958: 325) glaubte ich *Pterothrissus minor* noch mit *Pterothrissus umbonatus* (KOK.) vereinigen zu können. Dank dem Entgegenkommen des Herrn Dr. KURT DIEBEL, Geologisches Institut der Humboldt-Universität, Berlin, lernte ich inzwischen ein etwas reicheres Material von *Pterothrissus minor* aus dem Rupelton der Bohrung Dobbertin 1 (Mecklenburg) kennen, und diese Otolithen von 2,6—4,4 mm Länge haben alle die gleiche Form wie der von KOKEN (1891, Abb. 24) wiedergegebene Otolith und das von uns beschriebene Stück. Vor allem fehlt dem Otolithus *minor* gegenüber dem Otol. *umbonatus* die hintere Abschrägung des Dorsalrands, oder sie ist höchstens angedeutet, und die vordere Hälfte des Dorsalrands liegt stets etwas tiefer als die hintere. Weiterhin erhöht sich das Ventralfeld allmählicher nach vorn zu, und der tiefste Punkt des Ventralfelds liegt nie so betont weit vorn, daß von ihm aus der Ventralrand fast senkrecht zur Öffnung des Ostiums ansteigt; vielmehr beschreibt das Vorderende des Otolithen bei Otol.

minor einen ganz regelmäßigen Bogen. *Pterothrissus minor* (Kok.) hat daher als selbständige Art zu gelten.

Vorkommen: Rupelton von Mölln, Kr. Marburg.

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 138.

Unterordnung: Percoidei
Familie Percidae
Otol. (Percidarum) *varians* Koken

Taf. 9 Fig. 45

Länglicher, an beiden Enden nach außen gebogener Otolith. Innenseite gewölbt, Außenseite konkav. Dorsalrand regelmäßig gekerbt, mit abgerundetem prae- und postdorsalem Eck versehen, der Endabschnitt abgeschrägt. Anschließender Teil des Ventralrands glatt, ± gerade, der größere vordere Abschnitt jedoch regelmäßig konvex. Sulcus leicht supramedian gelegen, gegliedert. Ostium vorn ein wenig verengt, das Ende nach hinten/unten gebogen und rundlich abgeschlossen. Crista superior leistenartig, die darüber liegende Area deutlich vertieft und abgegrenzt. Ventralfeld gewölbt und durch eine etwas verwaschene Ventrallinie vom flacheren Randsaum getrennt. Die konkave Außenseite in der ventralen Partie ein wenig verdickt und in der vorderen Hälfte ± deutlich gefurcht, die flachere dorsale Hälfte mit strahlig gestellter, von der randlichen Kerbung ausgehender Furchung.

Maße in mm

Länge	Höhe	Länge:Höhe
3,7	2,4	1,5

Taxionomie: In seinen wesentlichen Merkmalen stimmt dieser Otolith ausgezeichnet mit der Beschreibung überein, die Koken (1884: 549, Taf. 11 Fig. 10; 1891: 125) von Otol. (Percidarum) *varians* gegeben hat. Im Mitteloligozän ist diese Art weit verbreitet.

Vorkommen: Rupelton von Mölln, Kr. Marburg.

Aufbewahrung: Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 137.

Einige weitere Funde stammen aus dem Rupelton von Epterode, lassen sich jedoch infolge ihrer Dürftigkeit weder spezifisch noch generisch bestimmen. Es handelt sich um das Bruchstück eines Haifischzahns (Familie Carcharhinidae; 0,20 m über der Mergelbank), 1 kleines Dentale mit den Einsatzstellen von Bürstenzähnchen in einer Reihe (1,40 m über der Mergelbank), 1 Kieferbruchstück (Praemaxillare?) mit kleinen, kegelförmigen Zähnchen in einer Reihe (Schurf, 0,52 bis 0,60 m) und eine winzige Selachier-Schuppe (Schurf, 1,20—1,30 m).

Die Funde von Epterode befinden sich im Geologischen Institut Marburg.

C. Ergebnisse

1. Die Fischfauna des Melanientons

Nachstehend geben wir ein Verzeichnis der im Melanienton der Hessischen Senke auftretenden Fischarten und in der anschließenden Tabelle einen Überblick über die Lebensweise der in Frage stehenden Gattungen.

a) Verzeichnis der Arten.

Amia sp. (Kopfknochen, Opercula, Wirbel, Zähne und Schuppen)
Lepidosteus sp. (Kopfknochen, Zähne, Schuppen)
Clupea sp. (1 Otolith)
Thaumaturus amoeneburgensis n. sp. (Otolithen)
Thaumaturus sp. (2 Otolithen)
Umbra cf. *dilata* (FROST) (3 Otolithen)
Notogoneus sp. (1 Otolith)
Trichiurides sp. (1 Zahn)
Smerdis borkensis n. sp. (Otolithen)
Perca hassiaca n. sp. (Otolithen)
Gobius sp. (1 Otolith)

b) Lebensweise der Fischgattungen des Melanientons

Namen der Gattung	marin	brackisch	limnisch
Amia			+
Lepidosteus			+
Clupea	+	+?	
Thaumaturus			+
Umbra			+
Notogoneus		+	+
Trichiurides	+		
Smerdis	+	+	
Perca			+
Gobius	+	+	(+)

Unter den 11 im Melanienton festgestellten Arten sind demnach 1 = 9,1% rein marin, 3 = 27,3% marin/brackisch, 6 = 54,5% rein limnisch und 1 = 9,1% limnisch–limnisch/brackisch. Die Fischfauna des Melanientons hat daher ökologisch keinen einheitlichen Charakter; sie ist überwiegend limnisch, enthält einen ziemlichen Einschlag marin-brackischer Arten, während die rein marinen Formen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Diese Feststellungen decken sich mit den Beobachtungen von BROSIUS & GRAMANN (1959: 187, 189—190), daß den Melanientonen gelegentlich marin-brackische Lagen eingeschaltet sind mit *Cytheromorpha* sp. (Ostracode), Hystrichosphaerideen und Peridineen.

Die Herkunft der Fischfauna des Melanientons

Die heute auf Nordamerika beschränkten limnischen Familien Amiidae und Lepidosteidae lebten während des Tertiärs auch in Europa. Im Paläozän und Eozän noch verhältnismäßig häufig, werden sie etwa vom Aquitan ab selten, um schließlich im Obermiozän auf europäischem Boden zu erlöschen. Wie aus der Einzelbeschrei-

bung S. 45 zu ersehen, war die Familie Amiidae — nach der abweichenden Form des Operculums zu urteilen — bei uns wahrscheinlich durch zwei Formenkreise (Gattungen?) vertreten, einen geologisch älteren mit nach unten zugespitztem Operculum, der sich vom Paläozän bis zum mittleren Eozän (Lutet) verfolgen läßt, und einen mutmaßlich jüngeren, in der Form des Operculums mit der rezenten *Amia calva* L. übereinstimmenden Formenkreis, der für das Obereozän? und Unteroligozän (Melanienton) mit Sicherheit nachgewiesen ist. Beide Gruppen der Familie Amiidae waren ebenso wie die Lepidosteiden in den Gewässern des west- und mitteleuropäischen Tertiärs weit verbreitet (Pariser Becken bis Böhmen). Ihr Auftreten im Melanienton der Hessischen Senke ist daher keineswegs problematisch. Das gleiche gilt wohl auch für die Thaumaturiden (Eozän des Geiseltals, Lutet von Messel bei Darmstadt, Oberoligozän Böhmens und Aquitan des Oberrheingrabens) und *Perca hassiaca* n. sp. Sehr wahrscheinlich braucht man auch für *Umbra* cf. *dilata* (Fr.) keine Herkunft von Westen anzunehmen, nur weil auf der Insel Wight in gleichalterigen Ablagerungen eine ihr mindestens nahe stehende Art lebte (s. S. 51).

Auf europäischem Boden war die Gattung *Notogoneus* bisher lediglich aus dem Unteroligozän des Pariser Beckens bekannt (Chabanaud 1931; Priem 1900, 1914), wo ihre Skelette recht häufig vorkommen, außerdem auch im Aquitan des Mainzer Beckens nachgewiesen (Woodward 1901; H. v. Meyer 1851). Ihr völliges Fehlen östlich des Rheins und der Hessischen Senke läßt vermuten, daß sowohl ihr Auftreten im Melanienton als auch im oberrheinischen Aquitan auf einer Zuwanderung aus dem Westen beruht, wobei ihre Seltenheit in der Hessischen Senke (1 Otolith) in lebhaftem Gegensatz zu ihrer Häufigkeit im Oberrheingraben steht. Offenbar waren die Ausbreitungsmöglichkeiten in östlicher Richtung während des Aquitans günstiger als weiter nördlich im Bereich der Hessischen Senke während des Unteroligozäns.

Auf schwach marine Einflüsse dürfte das seltene Auftreten von *Clupea* sp. (1 Otolith), *Trichiurides* sp. (1 Zahn), vielleicht auch das etwas häufigere Vorkommen der fossil vielfach in Ablagerungen brackischer Gewässer und Flußmündungen gefundenen Vertreter der Gattung *Smerdis* Ag. zurückzuführen sein.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß nach dem Stand unseres gegenwärtigen Wissens die Fischfauna des Melanientons einen autochthon-limnischen Bestand aufweist. Bei einem kleineren Teil dürfte das Vorkommen im Melanienton durch kurzfristige brackisch-marine Vorstöße bedingt sein (*Clupea* sp., *Trichiurides* sp., *Smerdis borkensis*, sehr wahrscheinlich auch *Notogoneus* sp.).

Aus welcher Richtung das Meer kam, ist nach der Fischfauna nicht eindeutig zu entscheiden; die Unterlagen sind zu gering. *Trichiurides* sp., vom Yprésien bis Lédien in Belgien durch *Trichiurides sagittidens* Winkler vertreten (Casier 1944), könnte nordischer oder nordwestlicher Herkunft sein.

Einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. Fr. Doebl, Landau, verdanke ich den Hinweis, daß in den von Herrn Dr. Gramann durchgeführten Flachbohrungen Mardorf 1 (Bohrung Gramann 63/ 1,50 m; Meßtischblatt Amöneburg/Homberg) und Leidenhofen (Bohrung Gramann 93/ 2,60 m; Meßtischblatt Niederwalgern) „mit Sicherheit Faunen auftreten, die denen der Mittleren Pechelbronner Schichten des Rheintals entsprechen, so daß zumindest in dieser Zeit eine Verbindung mit dem

Rheintal vorhanden war. Es dürfte sich um die große marin-brackische Transgression z. Z. der Mittleren Pechelbronner Schichten handeln, die ja auch das westliche Mainzer Becken erreichte (Nackenheim und nach W. WAGNER nordwestlich Kreuznach)". Für einen solchen Zusammenhang gibt die allerdings äußerst dürftige Fischfauna der Pechelbronner Schichten des Rheintals keinerlei Anhaltspunkte, obwohl nach dem mikropaläontologischen Befund an seiner Existenz kaum zu zweifeln ist. Aber ausdrücklich sei bei dieser Gelegenheit nochmals darauf hingewiesen, daß eine vollmarine Verbindung zwischen dem Mainzer Becken und der Hessischen Senke, wie v. LINSTOW (1922) für das Unteroligozän sie glaubte annehmen zu können, niemals bestanden hat (vgl. WEILER 1922: 51 und WENZ 1924).

Die ökologischen Verhältnisse

Einen Hinweis auf die ökologischen Verhältnisse im Bereich der Hessischen Senke während des Unteroligozäns gibt — wenigstens für den Bereich, der Fischreste lieferte — vor allem die in ihrer Lebensweise ausgezeichnet erforschte europäische *Umbra krameri* WALBAUM. Sie bewohnt die Überschwemmungsgebiete der pannonischen Niederung (Donau und deren Zuflüsse; GEYER 1940), außerhalb des Karpatenbogens die pontische Region (Inudationsgebiet des Prut, Dnjestr und Dnjepr; KUX 1957; KUX & LIBOSVARSKY 1957; LIBOSVARSKY & KUX 1958), lebt von Bodentieren (Krebsen, Mollusken), aber auch von Insekten der Wasseroberfläche, verschont jedoch Fische jeder Art. An ihren Wohnraum stellt *Umbra krameri* ganz bestimmte Forderungen, verlangt Tümpel, ruhiges oder stehendes Wasser, hält sich gern in Entwässerungsgräben auf und setzt eine üppige Vegetation voraus. KUX (1957) und LIBOSVARSKY & KUX (1958) geben eine reiche Auswahl von Bildern des bevorzugten Biotops. Die Ansprüche an den Sauerstoffgehalt des Wassers können derart herabgesetzt werden, daß der Fisch noch in O_2-ärmsten Gewässern existieren kann (GEYER & MANN 1939).

Im Tertiär hatte die Gattung *Umbra* wohl noch zirkumpolare Verbreitung, da auch in den USA (MOHR 1940; NIKOLSKI 1957) eine zweite Art, *Umbra limi* (KIRTLAND) vorkommt. Während der Tertiärzeit war die Gattung in Europa auf jeden Fall weiter verbreitet als heute, wie ihr Vorkommen im Oligozän der Insel Wight und der Hessischen Senke bezeugt, außerdem PAVLOVs Angabe, daß Reste der Gattung *Umbra* auch im Untersarmat des Asowschen Meeresbeckens vorkommen (PAVLOV 1955).

Heute zeigt *Umbra krameri* einen deutlichen Rückgang auf, wohl infolge der zunehmenden Flußregulierungen und hohen Dammbauten, die mehr und mehr das Überschwemmungsgebiet der Flüsse einengen, so daß dieser Fisch im Gegensatz zu früheren Zeiten zwischen Wien und Dnjestr z. B. nur noch mosaikartig auftritt.

Zu dem geschilderten Biotop passen gut *Amia* sp. und *Lepidosteus* sp. Auch der Flußbarsch, *Perca fluviatilis* L., ist dem Leben zwischen Wasserpflanzen angepaßt, jedoch keineswegs an ein verhältnismäßig so enges Milieu gebunden wie *Umbra krameri*.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, daß die Hessische Senke während des Unteroligozäns, nach ihrer Fischfauna zu urteilen, mit ausgedehnten Sümpfen bedeckt war, zwischen denen wohl träge, ab und zu gestaute und z. T. auch stark bewachsene

Wasserläufe ihren Weg nahmen. Von Zeit zu Zeit stieß das vorgelagerte Meer in die Senke vor, wenn ihr labiler Boden gelegentlich etwas stärker absank, ohne indessen — auf die Dauer gesehen — an dem Gesamtcharakter der Landschaft etwas zu ändern.

2. Die Fische des Rupeltons in der Hessischen Senke

Was *Pterothrissus minor* und Otol. (Percidarum) *varians* aus dem Rupelton von Mölln angeht, so sind beide Arten im norddeutschen Mitteloligozän, aber auch in den gleichalterigen Ablagerungen des Mainzer Beckens nachgewiesen. Offensichtlich sind sie aus dem norddeutschen Rupelton-Meer unter Benutzung der Hessischen Senke in den Oberrheingraben vorgedrungen. Den umgekehrten Weg dürfte die im Rupelton von Epterode nachgewiesene *Clupea sardinites* (Heck.) eingeschlagen haben, da sie eine ausgesprochen paläomediterrane Art darstellt (Weiler 1957: 24, Abb. 1—10).

Schriftenverzeichnis

Andreae, A.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische des Mainzer Beckens. — Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **18**, S. 351—364, Taf. 1, Frankfurt M. 1894..

Berg, L. S.: Classification of fishes, both recent and fossil. Moskau-Leningrad 1940.

Brosius, M. & Fr. Gramann: Die stratigraphische Reichweite des Heskemer Pollenbildes in Borken (Tertiär, Niederhessen). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 182—197, 1 Abb., 3 Taf., Hannover 1959.

Brosius, M. & Fr. Gramann: Das ältere Tertiär von Großalmerode (Hessische Senke). — Z. deutsch. geol. Ges. **111**, S. 543—558, 4 Abb., Hannover 1959 (1959a).

Casier, E.: Les genres Trichiurides Winkler (s. str.) et Eutrichiurides nov. Leurs affinités réspectives. — Bull. mus. roy. Hist. nat. Belgique, **20**, S. 1—10, 1 Taf., Brüssel 1944.

Chabanaud, P.: Affinités morphologiques, répartition stratigraphique et géographiques des poissons fossils et actuels de la famille des Gonorhynchidés, avec la déscription de deux genres nouveaux et d'une espèce nouvelle. — Bull. Soc. géol. France, (5) **1**, S. 497—517, 13 Abb., 1 Taf., Paris 1931.

Chaine, J.: Recherches sur les otolithes des poissons. — Actes Soc. Linn. Bordeaux, **87**, S. 1—242, 15 Taf., Bordeaux 1935.

Cope, E. A., The vertebrata of the tertiary formations of the West. — Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. Territ., **1**, 1872 (1873).

Frost, E. A.: A comparative study of the otoliths of the Neopterygian fishes. The Ann. Mag. Nat. Hist. (9) **18**, S. 465—482, Taf. 20, 21, London 1926.

Frost, E. A.: Otoliths of fishes from the Lower Tertiary Formations of southern England. — The Ann. Mag. Nat. Hist., (10) **12**, S. 387—396, Taf. 12, London 1933.

Geyer, Fr., Der ungarische Hundsfisch (Umbra lacustris Grossinger). — Z. Morpholog. u. Ökolog d. Tiere, **36**, 745—811, 26 Abb., Berlin 1940.

Geyer, Fr. & H. Mann: Die Atmung des ungarischen Hundsfisches (Umbra lacustris Grossinger). — Zool. Anz. **127**, 234—245, 305—312, Leipzig 1939.

Gramann, Fr.: Schildkröten aus dem Melanienton vor Borken (Niederhessische Senke). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 16—20, 1 Abb., Taf. 3, Wiesbaden 1956.

Gramann, Fr.: Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. — Auszug Inaug.-Diss., Marburg 1959.

Koken, E.: Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligozänablagerungen. — Z. deutsch. geol. Ges., **36**, S. 500—565, Taf. 9—12, Berlin 1884.

Koken, E.: Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen. — Z. deutsch. geol. Ges., **43**, S. 77—170, 27 Abb., Taf. 1—10, Berlin 1891.

KUX, ZD.: Beitrag zur Kenntnis der Ichthyofauna im Donaugebiet der ČSR. — Acta Musei Moraviae, **42**, 67—84, 7 Taf., 1957 (Tschechisch mit deutscher Zusammenfassung).

KUX, ZD. & L. LIBOSVARSKY: Zur Verbreitung und Rassenzugehörigkeit der europäischen Hundsfische (Umbra krameri WALBAUM 1792 = lacustris GROSS. 1794). — Folia Zoolog., **6**, (**20**) 215—224, 1 Taf., 1957.

LAUBE, G. C.: Salmoniden aus der böhmischen Braunkohlenformation. — Dtsch. naturwiss.-mediz. Ver. Böhmen „Lotos", N. F. **20**, Prag 1900.

LAUBE, G. C.: Synopsis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation — Abh. deutsch. naturwiss.-med. Ver. Böhmen „Lotos", **1**, Prag 1901.

LAURENT, L.: Flore fossile des schistes de Ménat. — Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille, **14**, Marseille 1912.

LERICHE, M.: Les poissons paléocènes de la Belgique. — Mem. Mus. roy. Hist. nat. Belgique, **2**, S. 1—48, 8 Abb., 3 Taf., Brüssel 1902.

LIBOVARSKY, L. & ZD. KUX: Beitrag zur Kenntnis der Bionomie und Nahrung des Hundsfisches (Umbra krameri WALBAUM). — Folia zoologica, **7** (**21**), 235—248, 2 Taf. 1958. (Tschechisch mit deutscher Zusammenfassung).

LINSTOW, v.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **87**, Berlin 1922.

MEYER, H. v.: Myliobatis pressidens, Cobitis longiceps und Pycnodus faba, drei Tertiärfische. — Paläontogr. **1**, S. 149—152, Taf. 20, Kassel 1851.

MOHR, E., Die Hundsfischarten der Gattung Umbra KRAMER. — Zool. Anz., **132**, 1—10, Leipzig 1940.

NEWTON, E.-T.: On the remains of Amia from oligocene strata in the Isle of Wight.- Quart. Journ. Geol. Soc. London, **55**, S. 1—10, London 1899.

NIKOLSKI, G. W.: Spezielle Fischkunde, Berlin 1957.

PAVLOV, P. I.: Umbra iz nizovjev Dunaja. — Zool. žurnal, **32**, 272—276, 1955.

PITON, L. (in MARTY, PITON & Theobald): Les lignites et schistes bitumineux de Ménat (PUY-de-Dôme). — Rev. sci. nat. d'Auvergne, **3**, S. 22—33, Abb. 10—15, Clermont-Ferrand-Paris 1937.

PRIEM, F.: Sur les poissons fossils du gypse de Paris. — Bull. soc. géol. France, (3) **28**, S. 841—860, Taf. 15, Paris 1900.

PRIEM, F.: Sur des poissons fossils des terrains tertiaires d'eau douce et d'eau saumâtre de France et de Suisse. — Mém. Soc. Géol. France, Paléontol. **21**, S. 5—17, Taf. 11—14, Paris 1914.

VOIGT, E., Die Fische aus der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltales. — Nov. Acta Leopoldina, N. F. **2**, S. 21—146, 23 Abb., Taf. 1—14, Halle 1934.

WEILER, W.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens. — Abh. geol. L.-Anst. Darmstadt, **6**, S. 1—67, Taf. 1—3, Worms 1922.

WEILER, W.: Pisces. In STROMER, Wirbeltiere im obermiozänen Flinz. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., **32**, S. 48—53, München 1928.

WEILER, W.: Über die systematische Stellung der fossilem Gattung *Smerdis* auf Grund neuer Funde im Alttertiär SW.-Bulgariens. — Zbl. Mineral. usw., Jg. 1939, Abt. B, S. 245—250, 3 Abb., Stuttgart 1939.

WEILER, W.: Untersuchungen an der Fischfauna von Unterkirchberg und Oberkirchberg bei Ulm, vornehmlich an Hand von Otolithen in situ. — Paläontol. Z., **29**, S. 88—102, 14 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1955.

WEILER, W.: Fischreste aus dem Tertiär von Epterode. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., S. 24—27, Abb. 1—10, Wiesbaden 1957.

WEILER, W.: Fisch-Otolithen aus dem Oberoligozän und Mittelmiozän der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **1**, S. 323—361, 12 Abb., 3 Taf., Krefeld 1958.

WEITZEL, K.: *Amphiperca multiformis* n. g. n. sp. und *Thaumaturus intermedius* n. sp., Knochenfische aus dem Mittel-Eozän von Messel. — Notizbl. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (V) **14**, S. 89—98, Taf. 7, Darmstadt 1933.

WENZ, W.: Über den Zusammenhang des Mainzer Beckens mit dem Nordmeer und die Altersfrage von Meeressand und Cerithienschichten. — Cbl. Mineral. usw., Jg. 1924, S. 210—216, Stuttgart 1924.

WOODWARD, A. SM.: Catalogue of the fossil fishes in the British Museum. — **3**, London 1895, **4**, London 1901.

Manuskript eingegangen am 6. 9. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 66—72 | 1 Abb. | Taf. 10–11 | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Holothurien im Hunsrückschiefer (Unter-Devon)

Von

ADOLF SEILACHER, Frankfurt a. M.
(z. Zt. University of Baghdad)

Mit 1 Abbildung und den Tafeln 10–11

Summary

Palaeocucumaria from the Lower Devonian Hunsrueck Shales is the only holothurian fossil, in which both body shape and skeletal elements are preserved. It resembles the Synaptids by the large number of elements in its calcareous ring and by other features, but it differs from all recent holothurians in having stout and solid ossicles in the body wall and an articulated axial skeleton in its tentacles. Therefore *Palaeocucumaria* is included in the new Order Arthrochirota of the super-Order Apoda.

Unter den Fossilien des unterdevonischen Hunsrückschiefers spielen die Echinodermen nach Vorkommen, Zahl und Erhaltung die Hauptrolle. Offenbar haben sich alle Auslesevorgänge zu ihren Gunsten ausgewirkt: die Frachtsonderung bei Ablagerung des Sediments, die folgende Fossildiagenese, die tektonische Verformung im Verlauf der variskischen Orogonese, und endlich die Auswahl der Steinbrecher und Präparatoren heute, welche vorzüglich „schöne" und klar erkennbare Formen in die Sammlungen gelangen läßt. Diese letzte Selektion betrifft aber wiederum nur einen Teil der Echinodermen, nämlich die großen und leicht kenntlichen Asterozoen und Crinoiden. Andere Echinodermengruppen, z. B. einige späte Carpoideen und Cystoideen und ein primitiver Seeigel (DEHM 1932, 1934 bzw. 1953), sind nur durch wenige Einzelfunde bekannt. Indessen liegen auch von ihnen nicht einzelne Skelettelemente, sondern bis zu feinsten Stacheln erhaltene, vollständige Skelette vor.

Noch geringer ist die Zahl der Holothurienfunde, von denen bisher nur zwei in der Literatur erschienen sind. Der erste wurde von OPITZ (1932, S. 114—117, Abb. 112—113) ohne detaillierte Beschreibung und Bestimmung abgebildet. Wie die Nachprüfung des Originales ergab, handelt es sich jedoch um einen Receptaculiten, über dessen Bau gesondert berichtet werden wird. Die zweite Holothurie wurde von W. M. LEHMANN (1958) röntgenographisch entdeckt und als *Palaeocucumaria hunsrueckiana* LEHMANN beschrieben. Dem ersten sind inzwischen etwa ein Dutzend weitere Funde gefolgt, durch welche sich die LEHMANNsche Deutung bestätigen und die Artbeschreibung ergänzen läßt. Die Belegstücke befinden sich im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Frankfurt a. M.

A. Beschreibung der Funde

Palaeocucumaria hunsrueckiana Lehmann 1958

Erweiterte Diagnose: Kleine Holothurie ohne deutlich abgesetzte Ambulacral-Felder. Skleriten der Körperwand bis 0,3 mm ⌀, undurchbrochen, in der hinteren Körperhälfte zu kurzen Dornen ausgezogen. Am breiten Vorderende stehen zahlreiche (etwa 20), unverzweigte Tentakeln mit einem Skelett aus kurzen kalkigen Quergliedern. Kalkring aus 5 Radialia und 10 (oder mehr?) Interradialia zusammengesetzt.

Körpergestalt: Alle Stücke waren offenbar schon bei der Einbettung mehr oder weniger verdrückt. Dazu kommt die tektonische Deformation, so daß sich die ursprüngliche Gestalt nur angenähert rekonstruieren läßt. Offenbar war das Hinterende schwach zugespitzt, während der Tentakelkranz des Vorderendes in weitem Ring ansetzte. Ambulacralfelder und Analöffnung waren anscheinend wenig differenziert, denn sie sind bei keinem Exemplar zu erkennen.

Größe: Die Körperlänge ohne Tentakeln schwankt zwischen 2 und 5 cm, die Breite zwischen 0,6 und 1,8 cm. Es handelt sich also um eine verhältnismäßig kleine Form.

Kalkkörperchen der Haut: In der Körperwand liegen sehr zahlreiche Ossikeln lose verstreut. Sie sind gegenüber den zierlichen Kalkkörperchen heutiger Seegurken relativ groß (bis 0,3 mm), außerdem plumper und unperforiert. Ihr Umriß variiert in den verschiedenen Körperabschnitten: Nahe dem Vorderende sind es kleine, rundliche Körner, während gegen das Hinterende kräftigere, stachelartig zugespitzte Formen mit erweiterter Basis auftreten (Taf. 10 Fig. 3). Die Ossikeln besaßen ursprünglich sicher feinere Skulptur; diese ist aber an den deformierten und mechanisch präpararierten Stücken nicht mehr eindeutig zu erkennen.

Kalk-Glieder der Tentakeln: Während die heutigen Holothurien durchweg fleischige Fühler besitzen, haben die Tentakeln von *Palaeocucumaria* ein kalkiges Achsenskelett aus dünnen Ringen oder Querscheibchen und heben sich dadurch im Röntgenbild und im präparierten Stück gut ab. Die genaue Zahl der Tentakeln ist trotzdem schwer zu ermitteln. Es werden etwa 20 gewesen sein, und man hat den Eindruck, daß sie paarig angeordnet waren.

Die Basis der Tentakeln wird offenbar von etwas größeren Skelettelementen gebildet (Taf. 11 Fig. 5). Diese fallen besonders im Röntgenbild ins Auge und sind von Lehmann als Kalkring in situ gedeutet worden.

Kalkring: Zusammen mit dem Gruppenfund der Taf. 10 Fig. 1, aber getrennt von den Holothurien-Körpern, liegen etwa 10 radial gegliederte, ovale Ringe von 0,4—0,6 mm größtem Durchmesser. Im Röntgenbild, das einige zusätzliche, noch im Gestein verborgene Ringe erkennen läßt, sind in jedem Ring 5 kräftige Radialia zu unterscheiden. Zwischen diese schalten sich jeweils zwei (gelegentlich vielleicht auch mehr) schwächere Interradialia ein. Eine ähnliche Anordnung findet sich bei den Schlundringen der heutigen Synaptiden (Taf. 11 Fig. 3). Es kann also kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß sie mit den Holothurien-Körpern zusammengehören, obwohl keiner der Ringe noch eindeutig in der Schlundregion liegt (Taf. 11 Fig. 1).

Lokalität: Grube Eschenbach b. Bundenbach. Der Holotyp stammt dagegen von Gemünden.

Fragliche Holothurie

(Taf. 11 Fig 4)

Der Vollständigkeit halber sei hier ein Einzelfund erwähnt, welcher vorläufig noch problematisch bleibt. Es handelt sich um ein ovales Fossil mit konzentrischen Ringen, oder vielmehr Runzeln, jedoch ohne radiale Elemente. Man möchte es zunächst für ein großes Mollusken-Gehäuse mit Anwachslinien halten, aber die feinkörnige Beschaffenheit der sehr dünnen Lamelle paßt schlecht zu dieser Deutung. Außerdem liegt in dem etwas vertieften Zentrum ein eindeutiger Holothurien-Kalkring, ähnlich den oben beschriebenen.

Erst weitere Funde können klären, ob beide Körper ursprünglich zusammengehörten, oder ob es sich nur um eine zufällige Zusammenschwemmung handelt. Einstweilen müssen wir damit rechnen, daß im Hunsrückschiefer-Meer noch andere Holothurien-Arten lebten. Diese wären um ein Vielfaches größer gewesen als *Palaeocucumaria*, hätten aber in der Körperwand sehr viel kleinere Ossikeln und dafür stärkere Ringmuskeln besessen, so wie es bei den heutigen Seegurken die Regel ist.

B. Systematische Stellung

Die Kenntnis vorzeitlicher Holothurien stützte sich bisher entweder auf isolierte Ossikeln oder auf reine, und darum mehr oder weniger fragliche Körperabdrücke. Beide Erhaltungsformen standen beziehungslos nebeneinander. Mit *Palaeocucumaria* liegt erstmals eine fossile Holothurie vor, bei der gleichzeitig Körperform und kalkige Skelettelemente zu sehen sind. Außerdem handelt es sich nicht um ein Einzelstück, sondern zahlreiche Funde erlauben die Befunde zu vergleichen und die durch Zufälle der Erhaltung bedingten Merkmale auszuscheiden. Der Umstand, daß die Art von den heutigen Holothurien bei aller grundsätzlichen Übereinstimmung sowohl morphologisch wie zeitlich weit entfernt steht, erhöht ihre Bedeutung für die Phylogenie der Seegurken.

1. Vergleich mit anderen Körperformen

Von den aus der Literatur sonst bekannten fossilen „Holothurien-"Körpern fallen die meisten für einen Vergleich mit *Palaeocucumaria* aus, weil sie heute anders gedeutet werden.

Dies gilt zum Beispiel für die sternförmigen Reliefs auf der Unterseite von Flysch-Sandsteinen (*Lorenzinia*), welche von SIMONELLI (1906) mit der schwimmenden Seegurke *Pelagothuria* verglichen wurden. In Wirklichkeit handelt es sich aber um ausgewaschene und mit Sand ausgegossene Freßgänge. Ebenso möchte ich *Palaeosynapta* WEISS (1954) aus dem mittleren Ordovizium von Minnesota für eine bloße Gangfüllung halten. Endlich werden die verknäulten, schnurförmigen Lumbricarien der oberjurassischen Plattenkalke von Solnhofen seit GIEBEL (1857) immer wieder als ausgestoßene Holothurien-Därme gedeutet. Dabei steht ihr häufiges Auftreten im krassen Gegensatz zu der Seltenheit von Holothurien-Körpern, welche gerade in diesem Lithotop erhalten sein müßten.

Andere Funde sind zwar Tierkörper, aber wahrscheinlich keine Holothurien. *Protoholothuria* von Solnhofen (GIEBEL 1857) ist vermutlich ein Wurm. Die eigen-

artige *Eldonia* (Walcott 1911) aus den mittelkambrischen Burgess-Schiefern wurde ursprünglich als pelagische Holothurie gedeutet, aber von Madsen (1956) als Siphonophore erklärt. Den Holothurien äußerlich ähnlicher erscheinen gewisse gurkenförmige Fossilien der Burgess-Schiefer (*Louisella* und *Mackenzia* Walcott 1911),

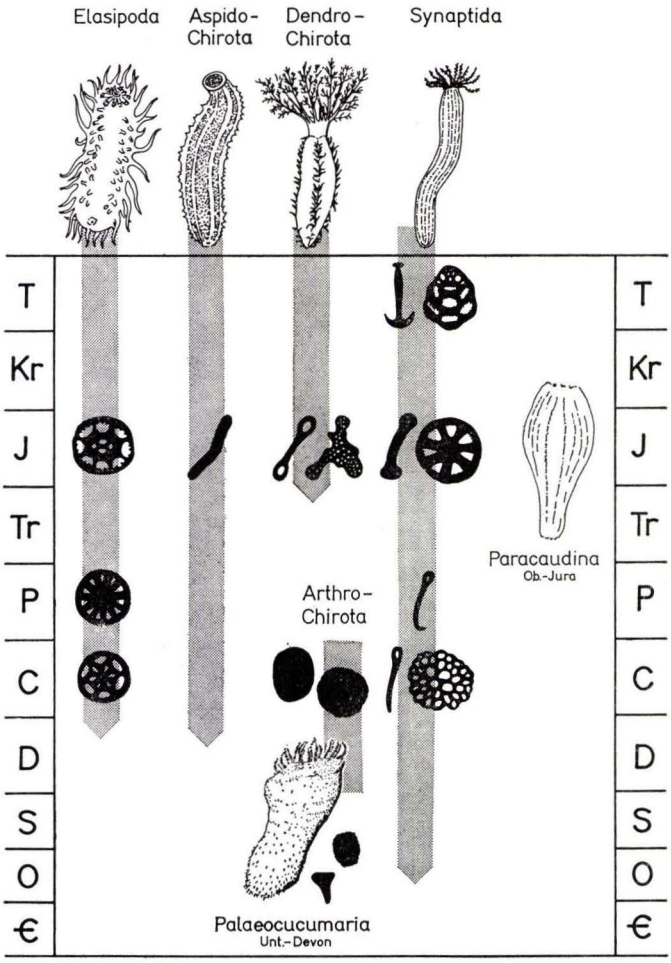


Abb. 1. Zeitliche und systematische Stellung von Palaeocucumaria.

doch ist ihre Deutung heute ebenfalls umstritten (Deflandre-Rigaud, 1933, S. 950). Ja selbst *Paracaudina* von Solnhofen (Broili 1926), von allen Funden noch der eindeutigste, ist nicht unangezweifelt geblieben (Heding 1932).

Keiner der angeführten Körperfunde läßt sich nach Form und Größe unmittelbar mit *Palaeocucumaria* vergleichen. Vor allem sind auch bei bester Erhaltung immer nur Körperumrisse und nicht die Kalkkörperchen zu erkennen, welche bei unserer Form die diagnostischen Merkmale liefern.

2. Vergleich mit fossilen Skleriten

Isolierte Ossikeln sind fossil weitaus häufiger, als ganze Holothurien. Durch ihre regelmäßige und zierliche Gestalt fallen sie trotz ihrer Kleinheit (oft nur wenige hundertstel Millimeter) ins Auge und spielen in der Mikropaläontologie eine zunehmende Rolle. Ihre Klassifikation hat durch zusammenfassende Arbeiten (DEFLANDRE-RIGAUD 1953; FRIZZELL & EXLINE 1955) viel von ihrem künstlichen Charakter verloren und ist wenigstens mit den größeren Gruppen der heutigen Holothurien parallelisierbar. Danach sind drei der heute vertretenen Ordnungen vom Unterkarbon an vertreten (mit Rädchen, Stäbchen, Haken usw.). Nur Siebplatten gehen bis ins Devon (MARTIN 1952) und Ordovizium (PRANTL 1947, GUTSCHICK 1954) zurück; aber gerade sie sind am wenigsten charakteristisch, weil auch Bruchstücke anderer Gitterskelette (daran erinnern z. B. die von PRANTL beschriebenen Stücke) oder embryonale Crinoiden-Skelette so aussehen können (POKORNY 1958, S. 349).

Die massigen und unperforierten Skleriten von *Palaeocucumaria* passen schlecht in das mikropaläontologische Holothurien-System. Nur *Etheridgella* (CRONEIS & CORMACK 1932, Taf. 21, Fig. 33; SUMMERSON & CAMPBELL 1958, S. 967 u. Taf. 125, Fig. 10—12) aus dem amerikanischen Karbon hat ähnlich plumpe Skleriten. Aber auch diese stehen isoliert neben den perforierten oder spangenförmigen Elementen der übrigen Holothurien.

Der Kalkring und die Tentakelglieder von *Palaeocucumaria* bleiben für den Vergleich mit anderen fossilen Holothurienresten vorläufig wertlos, da bisher nur die Elemente der Körperwand mikropaläontologisch erfaßt sind.

C. Vergleich mit rezenten Holothurien

Unterschiede zeigen die Skleriten der Körperwand, welche bei rezenten Formen durchweg spangenförmig oder durchbrochen erscheinen. Das gilt selbst für *Psolus*, wo die dorsalen Sklerite in Anpassung an das Leben in der Brandung sekundär in große Schuppen verwandelt sind (Taf. 11 Fig. 3). Ohne rezentes Gegenstück sind ferner die kalkigen Tentakelglieder von *Palaeocucumaria*. In den fleischigen Tentakeln heutiger Seegurken finden sich allenfalls isolierte Ossikeln, aber nie ein gegliedertes Achsenskelett.

Die größte Ähnlichkeit hat *Palaeocucumaria* noch mit den rezenten Synaptiden, und zwar in folgenden Merkmalen:

1. Beide haben im Kalkring eine erhöhte Zahl von Interradialia, also mehr als die sonst üblichen 10 Elemente.
2. Die Synaptiden besitzen im Gegensatz zu allen übrigen Holothurien keine Ambulacral-Füßchen, und ihre Ambulacral-Felder sind entsprechend rückgebildet. Das mag mit ihrer grabenden Lebensweise zusammenhängen, denn im Schlamm kriechen sie wie Würmer durch peristaltische Bewegungen. Dabei stemmt sich das Hinterende allseitig gegen die Röhrenwand und hat dazu längere Skleriten als der vordere Körperabschnitt.

   In ähnlicher Weise treten die Ambulacralfelder bei *Palaeocucumaria* zurück und sind die Skleriten im hinteren Körperabschnitt zu dornenförmigen „Steigeisen" ausgezogen.

3. Die Synaptiden zeichnen sich ferner durch schlanke und ungegabelte (pinnate) Tentakeln aus. Auch das scheint bei *Palaeocucumaria* ähnlich zu sein.

Ergebnis: *Palaeocucumaria* wird als grabende Holothurie aus der Gruppe der Apoda gedeutet. Auf Grund ihres abweichenden Skelettbaues wird sie jedoch nicht zu den Synaptiden gerechnet, sondern mit *Etheridgella* zu der neuen Ordnung Arthrochirota vereint.

D. Phylogenetische Folgerungen

Phylogenetisch gedeutet, weist der Skelettbau von *Palaeocucumaria* auf noch stärker gepanzerte Ahnen. Diese hat man bisher vor allem unter den frühen Echiniden, z. B. in der Nähe der ordovizischen *Eothuria* gesucht (Spencer & MacBride 1938). Dagegen hat Mortensen (1921) eine solche Beziehung bestritten und *Eothuria* mit den Ophiocystoideen in Verbindung gebracht. Nun besitzen die Ophiocystoideen als einzige Eleutherozoa außer *Palaeocucumaria* zu Tentakeln vergrößerte und durch ein gegliedertes Skelett gestützte Ambulacralfüßchen. Ihr Körper ist mit einem Plattenpanzer bedeckt, wie bei den Echiniden. Die gepanzerten Ahnen von *Palaeocucumaria* und der ganzen Holothurien dürften also den Ophiocystoideen näher gestanden haben als den Echiniden. Ihr Panzer wäre dann in Anpassung an eine grabende Lebensweise zunehmend rückgebildet und durch einen langgestreckten, aber beweglicheren Hautmuskelschlauch ersetzt worden. In dieser Entwicklung zu den echten Holothurien steht *Palaeocucumaria* auf halbem Wege.

E. Erhaltungsbedingungen

Wenn *Palaeocucumaria* nur in vollständigen Exemplaren vorliegt, so entspricht das der Regel, daß Echinodermen im Hunsrückschiefer häufiger im Zusammenhang als zerfallen gefunden werden. Auch die Gruppierung mehrerer Exemplare ist nichts besonderes und wird durch Strömungen erklärt, welche nicht nur durch derartige Zusammenschwemmungen dokumentiert sind (Seilacher 1960).

Das biostratinomische Problem der neuen Funde liegt vielmehr darin, daß Kalkringe und übriger Körper zwar in sich geschlossen, aber stets voneinander getrennt gefunden werden. Im Leben hängt der Kalkring durch die Schlundwand und vor allem durch die an ihm ansetzenden Längsmuskeln mit dem übrigen Körper zusammen, während die Glieder des Ringes unter sich durch Bindegewebe verbunden sind.

Es müssen also am Einbettungsort Bedingungen geherrscht haben, unter welchen zwar die Aufhängemuskeln zersetzt und der Kalkring aus dem Körper ausgepreßt wurde, das Bindegewebe der Körperwand und des Kalkringes dagegen unversehrt blieb. Die Frage nach der Art dieser Bedingungen wird sich — wie viele andere Fragen des Hunsrückschiefers — erst an Hand von gezielten Beobachtungen und Experimenten in heutigen Meeren beantworten lassen.

Schriftenverzeichnis

Broili, F.: Eine Holothurie aus dem oberen Jura von Franken. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., math. naturw. Kl, 3, München 1926.

Croneis, C. & McCormack, J.: Fossil Holothuroidea. — J. Paleont., 6, 111—148, Taf. 15—21, 4 Abb., Tulsa, Okla., 1932.

DEFLANDRE-RIGAUD, M.: Classe des Holothurides. — In: PIVETEAU, Traité de Paléontologie, **3**, 948—957, 31 Abb., Paris (MASSON) 1953.

DEHM, R.: Cystoideen aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **69**, Stuttgart 1932.

—: Untersuchungen an Cystoideen des rheinischen Unterdevons. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 1943, 19—43, 6 Abb., 2 Taf. München 1943.

— *Rhenechinus Lopstätteri* nov. gen. nov. sp., ein Seeigel aus dem rheinischen Unterdevon. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, 88—95, 2 Abb., Taf. 5, Wiesbaden 1953.

FRIZZEL, D. L. & EXLINE, H.: Monograph of fossil Holothurian Sclerites. — Bull. School Min., **89**, 1—204, Rolla, Missouri, 1955.

GIEBEL, C.: Zur Fauna des lithographischen Schiefers von Solnhofen. — Z. gesamt. Naturwiss., **9**, 373—388, Taf. 6, Berlin 1857.

GUTSCHICK, R. C.: Holothurian Sclerites from the Middle Ordovician of Northern Illinois. — J. Paleont., **28**, 827—829, 19 Abb., Tulsa, Okla., 1954.

—: Lower Mississippian Holothurian Sclerites from the Rockford Limestone of Northern Indiana. — J. Paleont., **33**, 130—137, Taf. 25—26, 6 Abb., Tulsa, Okla., 1959.

HEDING, S. G.: *Paracaudina* nov. nom, a correction together with some remarks concerning the supposed fossil holothuria *Pseudocaudina brachyura* BROILI. — Vidensk. Medd. naturh. Foren. København, **92**, 1932.

LEHMANN, W. M.: Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt. — Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **86**, 81—86, 3 Abb., Taf. 10—11, Wiesbaden 1958.

MACBRIDE, E. W. & SPENCER, W. K.: Two new Echinoidea, *Aulechinus* and *Ectinechinus*, and an adult plated holothurian, *Eothuria*, from the Upper Ordovician of Girvan, Scotland. — Philos. Trans. Roy. Soc. London (B), **229**, 1938.

MADSEN, F. J.: *Eldonia* a Cambrian Siphonophore — formerly interpreted as a Holothurian. — Vidensk. Medd. Dansk naturh. Foren., **118**, 7—14, Kopenhagen 1956.

—: On WALCOTT's supposed Cambrian Holothurians. — J. Paleont., **31**, 281, Tulsa, Okla., 1957.

MARTIN, W. R.: Holothuroidea from the Iowa Devonian. — J. Paleont., **26**, 728—729, 2 Abb., Tulsa, Okla., 1952.

MORTENSEN, TH.: Studies of the development and larval forms of Echinoderms. 261 S., 33 Taf., Kopenhagen (G.E.C.CAD) 1921.

OPITZ, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 224 S., 170 Abb., Leipzig (WEG) 1932.

POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. II. — 453 S., 1077 Abb., Berlin (Dtsch. Verl. Wiss.) 1958.

PRANTL, F.: Some Holothurian remains from the Devonian of Bohemia. — Časop. Národn. Mus., **116**, 26–35, 4 Abb., Prag 1947.

SEILACHER, A.: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **88**, 88–106, 13 Abb., Taf. 12—13, Wiesbaden 1960.

SIMONELLI, V.: Intorno alcune singolari paleoicniti del Flysch appenninico. — Mem. Acad. Sci. Bologna, **2**, (6), 263—268, 1 Abb., 1906.

SUMMERSON, C. H. & CAMPBELL, L. J.: Holothurian sclerites from the Kendrick shale of Eastern Kentucky. — J. Paleont., **32**, 961—969, Taf. 125—126, Tulsa, Okla., 1958.

WALCOTT, C. D.: Middle Cambrian holothurians and medusae. — Smithsonian Misc. Coll., **57**, 42—68, Taf. 9—13, Washington 1911.

WEISS, M.: Notes on some Middle Ordovician fossils from Minnesota. — J. Paleont., **28**, 427—429, Taf. 41, Tulsa, Okla., 1954.

Manuskript eingegangen 27. 12. 1960

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 73—84 | 2 Tab. | Taf. 12—13 | Wiesbaden, 21. 7. 1961 |

Sporen und Pollen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales (Blatt Kassel-West)

Von

SIEGFRIED HOLTZ, Gießen

Mit 2 Tabellen und den Tafeln 12–13

Übersicht: Eine im Jahre 1959 im oberen Ahne-Tal bei Kassel (Geol. Karte 1:25000, Bl. Kassel-West, 2. Aufl.; R. 26400, H. 88980, 450 m ü. NN) auf Anregung von Herrn Dr. F. RÖSING niedergebrachte Bohrung durchteufte das marine Mitteloligozän in einer Mächtigkeit von ungefähr 50 m. Bei pollenanalytischen Untersuchungen der ersten Proben zeigten sich neben tertiären auch überraschend zahlreiche Sporomorphae, die bisher nur aus der Kreide und dem Lias bekannt waren und daher hier als umgelagert angesehen werden mußten. Das Auftreten der kretazischen Formen ist um so interessanter und forderte eine genauere Bearbeitung des Profiles, da aus dem niederhessischen Gebiet anstehende Kreide-Gesteine bisher nicht nachgewiesen worden sind. Bei den bekannten Funden von Kreide-Geröllen und -Faunen handelt es sich um umgelagerte Reste innerhalb tertiärer Sande und Schotter.

Die Anregung zu dieser Arbeit gaben meine verehrten Lehrer, Professor Dr. R. WEYL und Dr. Dr.-Ing. H. D. PFLUG-Gießen; für ihren Rat, für die stete Unterstützung und Förderung möchte ich mich an dieser Stelle bedanken. Besonderer Dank gilt dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung zu Wiesbaden, welches nicht nur das Untersuchungsmaterial zur Verfügung stellte, sondern auch durch großzügige Unterstützungen die Anschaffung der Chemikalien und der Zentrifuge ermöglichte.

Inhalt

Zur Stratigraphie der Fundschichten 74
Aufbereitungsmethodik 74
Mitteloligozäne Sporen und Pollen 74
Umgelagerte Sporen und Pollen des Alttertiärs 77
Umgelagerte Sporen und Pollen der Oberkreide 78
Bisher bekannte umgelagerte Kreide-Fauna in Hessen 78
Umgelagerte Oberkreide-Sporen und -Pollen am Westrand der Kölner Bucht nach neueren Berichten 79
Auswertung der Oberkreide-Funde im Ahne-Tal 79
Umgelagerte Sporen und Pollen aus dem Lias 80
Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen in der Ahne-Tal-Bohrung 80
Paläogeographische Schlußfolgerungen 81
Zusammenfassung 82
Schriftenverzeichnis 82

Zur Stratigraphie der Fundschichten

Ablagerungen des Paleozäns und des Unter- und Mitteleozäns fehlen in Niederhessen. Die tertiäre Schichtfolge beginnt mit einer obereozänen-unteroligozänen limnisch-fluviatilen Serie von Tonen, Klebsanden und Quarzsanden wechselnder Mächtigkeit (30—50 m), in die hier und da kleinere Braunkohlenflöze eingeschaltet sind.

Darüber folgt mit einer schwachen Diskordanz der mitteloligozäne Rupelton. Er besteht aus einer Folge von Glaukonitsanden, Quarzsanden und dunklen mergeligen Tonen; seine Mächtigkeit beträgt am Osthang des Habichtswaldes 20—25 m (F. RÖSING 1958, S. 51), erreicht in der Ahne-Tal-Bohrung 50 m und nimmt nach Westen vermutlich wieder ab.

Über dem Mitteloligozän liegen fossilreiche, rostbraune Sande des Chatt (Kasseler Meeressand). Ihre Mächtigkeit beträgt im oberen Ahne-Tal ungefähr 13 m, im Hangenden werden sie von einem subeffusiven Olivin-Basalt abgeschnitten.

Aufbereitungsmethodik

Um die Aufbereitung mit Flußsäure zu vermeiden, kam ein Verfahren zur Anwendung, das R. HALLIK (1957, S. 188—189) nach einer Arbeit von E. A. DOROGANEWSKAJA, J. E. SCHENFINKEL und W. P. GRITSCHUK beschrieben hat. Der Arbeitsgang wurde etwas vereinfacht, da eine Voraufbereitung mit KOH bzw. Azetolyse nicht erforderlich war.

Der Präparationsgang war folgender:

a) Aufschlämmen des Sediments (30 g je Probe) mit verdünntem Wasserstoffperoxyd
b) Mehrmaliges Zentrifugieren und Waschen des Rückstandes mit dest. Wasser
c) Rückstand mit der Trennflüssigkeit (K_2CdJ_4) (spez. Gew. = 2,0) gut in Suspension bringen und zentrifugieren
d) Leichte Fraktion abgießen, stark verdünnen und zentrifugieren
e) Waschen und zentrifugieren.

Die Verluste an Sporen und Pollen, die im abgesetzten schweren Rückstand verbleiben, sind so gering, daß sie sich nicht wesentlich auf das Spektrum auswirken; die Aufbereitung mit Schwereflüssigkeit ist der mit Flußsäure durchaus gleichwertig.

Das gesamte Proben- und Präparate-Material befindet sich im Geol.-Paläont. Institut Gießen.

Mitteloligozäne Sporen und Pollen

Die Auswertung der mitteloligozänen Mikrofloren wird in einer späteren Arbeit erfolgen. Um aber einen Überblick über ihre Verteilung im Profil zu bekommen, wurden 8 Proben quantitativ ausgezählt; die Ergebnisse sind in Tab. 1 und Tab. 2 zusammengefaßt. Im Hundertsatz sind auch die alttertiären und mesozoischen Elemente eingeschlossen, um deren Anteilwerte am Gesamtspektrum aufzuzeigen.

Es konnten 30 Arten bestimmt werden:

Sporites H. Pot. 1893[1])

I. Triletes Reinsch 1881
Toroi-spor. sp.
Cicatricosi-spor. dorogensis R. Pot. & Gell. 1933
Triplano-spor. sinuosus Pf. 1952

II. Zonales (B. & K. 1886) R. Pot. & Krp. 1954
Polypodiaceoi-spor. marxheimensis (Mürr. & Pf. 1952)

III. Monoletes Ibr. 1933
Laevigato-spor. haardti R. Pot. & Ven. 1934
Reticuloido-spor. favus (R. Pot. 1931)

Pollenites R. Pot. 1931

I. Bilateres Pf. 1953a
Monocolpo-poll. tranquillus (R. Pot. 1934)

II. Inapertures Pf. & Th. 1953a
Inaperturo-poll. dubius (R. Pot. & Ven. 1934)
Inaperturo-poll. hiatus (R. Pot. 1931)
Inaperturo-poll. emmaensis (Mürr. & Pf. 1952)

III. Saccites Erdtman 1947
Pityo-spor. microalatus (R. Pot. 1934)

IV. Normapolles Pf. 1953b
keine Funde

V. Postnormapolles Pf. 1953b
Triatrio-poll. rurensis Pf. & Th. 1953a
Triatrio-poll. coryphaeus subsp. *punctatus* (R. Pot. 1931)
,, ,, ,, ,, *microcoryphaeus* (R. Pot. 1931)
Trivestibulo-poll. betuloides Pf. 1953a
Polyporo-poll. carpinoides Pf. 1953a

VI. Brevaxones Pf. 1953a
Porocolpo-poll. vestibulum (R. Pot. 1931)

VII. Longaxones Pf. 1953a
a) Tricolpo-poll. Pf. & Th. 1953a
Tricolpo-poll. henrici (R. Pot. 1931)
Tricolpo-poll. microhenrici (R. Pot. 1934)
Tricolpo-poll. liblarensis (Th. 1950)
Tricolpo-poll. fallax (R. Pot. 1934)
Tricolpo-poll. retiformis Pf. & Th. 1953a

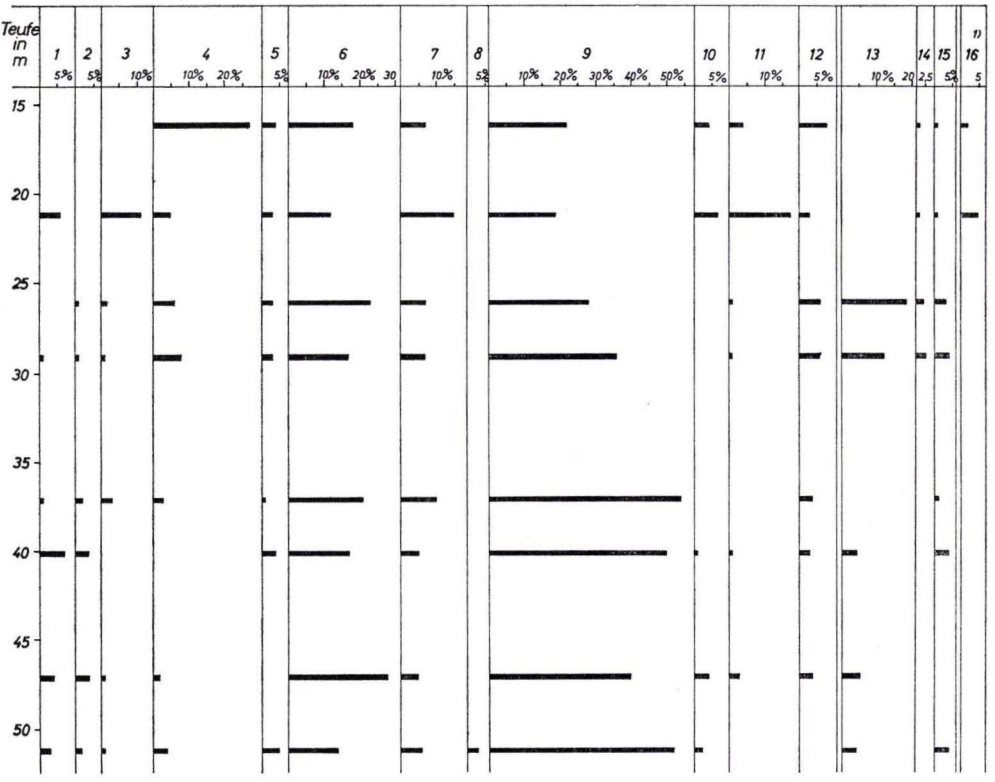
[1]) Gliederung der Sporites nach W. Krutzsch 1959.

b) *Tricolporo-poll.* PF. & TH. 1953a
Tricolporo-poll. dolium (R. POT. 1931)
Tricolporo-poll. villensis (TH. 1950)
Tricolporo-poll. cingulum subsp. fusus (R. POT. 1934)
,, ,, ,, ,, *pusillus* (R. POT. 1934)
,, ,, ,, ,, *oviformis* (R. POT. 1931)
Tricolporo-poll. megaexactus (R. POT. 1931)
c) Tetracolporo-poll. PF. & TH. 1953a
Tetracolporo-poll. sp.

VIII. Massuloides PF. 1953a
Tetrado-poll. sp.

Die Fossil-Liste ist noch nicht vollständig; durch die Auswertung der anderen Proben werden sicherlich weitere Formen hinzukommen.

Tabelle 1. Pollendiagramm der Bohrung im Ahne-Tal.



1. Gruppe = Sporites
2. Gruppe = *Monocolpo-poll. tranquillus*
3. Gruppe = Inapertures
4. Gruppe = Saccites
5. Gruppe = Postnormapolles + Brevaxones
6. Gruppe = *Tricolpo-poll. henrici* + *microhenrici*
7. Gruppe = *Tricolpo-poll. liblarensis* + *fallax*
8. Gruppe = Sonstige Tricolpo-poll.
9. Gruppe = Tricolporo-poll.
10. Gruppe = Tetracolporo-poll.
11. Gruppe = Tetrado-poll.
12. Gruppe = Varia
13. Gruppe = Sporen zweifelhaften Alters (vermutlich kro)
14. Gruppe = Kreide-Sporomorphae
15. Gruppe = Lias-Sporomorphae
16. Gruppe = *Deflandrea phosphoritica*

Tabelle 2. Zusammensetzung der Mikroflora im marinen Mitteloligozän der Bohrung im Ahne-Tal bei Kassel.

| Teufe in m | | *Leiotriletes microadriennis* | *Toroi-spor.* sp. | *Concavi-spor. rugulatus* | *Concavi-spor. praeobtusangulus* | *Trilites asolidus* | *Trilites* sp. | *Cicatricosi-spor. dorogensis* | *Cicatricosi-spor. pseudotertiarius* | *Triplano-spor. sinuosus* | *Polypodiaceoi-spor. maraheimensis* | *Camerozono-spor. heskemensis* | *Laevigato-spor. haardti* | *Reticuloido-spor. favus* | *Monocolpo-poll. tranquillus* | *Inaperturo-poll. dubius* | *Inaperturo-poll. hiatus* | *Inaperturo-poll. emmaensis* | *Pityo-spor. microlatus* | *Trudopollis subhercynicus* | *Triatrio-poll. rurensis* | *Triatrio-poll. coryphaeus punctatus* | *Triatrio-poll. coryphaeus microcoryphaeus* | *Triatrio-poll. plicatus* | *Trivestibulo-poll. betuloides* | *Intratriporo-poll. magnificus* | *Polyporo-poll. carpinoides* | *Porocolpo-poll. vestibulum* | *Tricolpo-poll. aspectus laesus* | *Tricolpo-poll. henrici* | *Tricolpo-poll. microhenrici* | *Tricolpo-poll. liblarensis* | *Tricolpo-poll. fallax* | *Tricolpo-poll. retiformis* | *Tricolporo-poll. dolium* | *Tricolporo-poll. villensis* | *Tricolporo-poll. cingulum fusus* | *Tricolporo-poll. cingulum pusillus* | *Tricolporo-poll. cingulum oviformis* | *Tricolporo-poll. megaexactus* | *Tetracolporo-poll.* sp. | *Tetrado-poll.* sp. | Gesamt-% | Unbenannte Sporen | *Appendici-spor. tricornitatus* | *Semisporis satellites* | *Trudopollis protrudens* | *Trudopollis rector* | *Trudopollis parvotrudens* | *Trudopollis imperfectus* | *Trudopollis nonperfectus* | *Trudopollis hemiperfectus* | *Trudopollis arector* | *Trudopollis convector* | *Trudopollis succedanus* | *Trudopollis peneperfectus* | *Vacuopollis percentus* | *Conclavipollis purgatus* | *Extratriporo-poll. clarus* | *Oculopollis* sp. | *Oculopollis praedicatus* | *Oculopollis principalis typicus* | *Oculopollis antibalbosus* | Gesamt-% | *Laevigato-spor.* sp. (*Monolithes* sp.) | *Cyathidites minor* | *Poroplanites porosinuosus* | *Saccopollis* sp. | *Saccopollis parvosaccus* | *Colpectopollis* sp. | *Classopollis torosus* | *Siegelsum*-B-Typ | *Sporites schandelahensis minor* | Sporen-Tetrade (Lycopodiales) | Gesamt-% |
|---|---|---

Die Zähltabelle (Tab. 2) und das Pollendiagramm (Tab. 1) lassen aber bereits charakteristische Änderungen der Floren-Gesellschaften erkennen. Diese prägen sich besonders in den Anteilwerten folgender drei Gruppen aus: die saccaten Formen nehmen zwischen 21,00 m und 16,00 m sprunghaft zu, die Tricolporaten dagegen zeigen nach oben eine Abnahme um ungefähr 25%, und die Ericaceen weisen bei 21,00 m ein Maximum auf. In diesem Wechsel prägen sich offensichtlich Faziesverschiebungen aus; es scheint, daß die topographisch höher gelegenen Gebiete zur Zeit des Rupeltones von Cupuliferen-Hochwäldern bestanden waren, während sich die Strandflora aus einer Pinaceen-Ericaceen-Gemeinschaft zusammensetzte.

Umgelagerte Sporen und Pollen des Alttertiärs

Obereozäne Braunkohlen mit „Borkener Bild" sind von Burghasungen im westlichen Habichtswald und aus der Bohrung 15 Grossenritte (Bl. Niederzwehren) bekannt; ein unteroligozänes Spektrum — „Heskemer Bild" — ergab eine kohlige Lage im feuerfesten Ton von Besse (H. Pflug 1959, S. 61). Es war daher zu erwarten, daß neben den mitteloligozänen auch umgelagerte alttertiäre Sporen und Pollen gefunden würden. Jedoch kommen nur verhältnismäßig wenige Formen vor, die diesem Zeitabschnitt zugerechnet werden können.

Sporites H. Pot. 1893

I. Triletes Reinsch 1881
**Leiotriletes microadriennis* Kru. 1959[1])
Concavi-spor. rugulatus Pf. 1953a
Concavi-spor. praeobtusangulus Kru. 1959
**Trilites asolidus* Kru. 1959
**Cicatricosi-spor. pseudotertiarius* Kru. 1959

II. Zonales (B. & K. 1886) R. Pot. & Krp. 1954
**Camerozono-spor. heskemensis* (Pflanzl 1955)

Pollenites R. Pot. 1931

I. Normapolles Pf. 1953b
Trudopollis subhercynicus Kru. 1954

II. Postnormapolles Pf. 1953b
**Triatrio-poll. plicatus* (R. Pot. 1934)
Intratriporo-poll. magnificus Pf. & Th. 1953a

Trudopollis subhercynicus ist schon aus der Kreide von Aachen bekannt; die starke Verbreiterung der Plateae bei einigen vorliegenden Formen macht aber für diese ein obereozänes Alter wahrscheinlicher.

Alle Funde sind ausgezeichnet erhalten und können nur aus der nächsten Umgebung stammen; tatsächlich sind solche obereozänen Vorkommen im oberen Ahne-Tal nachgewiesen.

[1]) Bei der Durchsicht weiterer Profile und Einzelproben hat sich gezeigt, daß einige alttertiäre Formen noch in das Mitteltertiär hinaufreichen; sie sind in der Fossil-Liste mit * gekennzeichnet.

Umgelagerte Sporen und Pollen der Oberkreide

Die Kreide-Sporomorphae treten im gesamten Profil auf, zeigen aber zwischen 19,00 m und 29,00 m ein Häufigkeits-„Maximum".

Im einzelnen wurden bestimmt:

Sporites H. POT. 1893

I. Triletes REINSCH 1881
Appendici-spor. tricornitatus WEYL. & GREIF. 1953

Pollenites R. POT. 1931

I. Duplospores PF. 1953b
Semisporis satellites PF. 1953b

II. Normapolles PF. 1953b
a) Trudopollis PF. 1953b
Trudopollis protrudens PF. 1953b
Trudopollis rector PF. 1953b
Trudopollis parvotrudens PF. 1953b
Trudopollis imperfectus (PF. 1953a)
Trudopollis nonperfectus (PF. 1953a)
Trudopollis hemiperfectus (PF. 1953a)
Trudopollis arector PF. 1953b
Trudopollis conrector PF. 1953b
Trudopollis succedanus PF. 1953b
Trudopollis peneperfectus (PF. 1953a)
b) Vacuopollis PF. 1953b
Vacuopollis percentus PF. 1953b
c) Conclavipollis PF. 1953b
Conclavipollis purgatus PF. 1953b
d) Extratriporo-poll. PF. 1953a
Extratriporo-poll. clarus PF. 1953a
e) Oculopollis PF. 1953b
Oculopollis sp.
Oculopollis praedicatus WEYL. & KRIE. 1953
Oculopollis principalis subsp. *typicus* WEYL. & KRIE. 1953
Oculopollis antibulbosus WEYL. & KRIE. 1953

Außer diesen bekannten Formen enthielten die Präparate eine größere Zahl noch nicht benannter Sporen (s. Taf. 13, Abb. 3 u. 11). Sie sind besonders häufig zwischen 19,00 m und 29,00 m (Tab. 1 u. 2); da in diesem Bereich auch das „Maximum" der bekannten Kreide-Sporomorphen liegt, ist für sie ein gleiches Alter anzunehmen.

Bisher bekannte umgelagerte Kreide-Fauna in Hessen

Gesteine der Kreide konnten in Niederhessen anstehend noch nicht nachgewiesen werden, dagegen sind Gerölle dieses Alters schon lange bekannt. A. SCHWARZENBERG erwähnt 1830 (S. 282) Feuersteine in unteroligozänen Sedimenten aus der Gegend

von Hohenkirchen. Die ersten Kreide-Fossilien, *Inoceramus striato-costata* u. a., fand vermutlich HORNSTEIN 1880 (Vortrag in: 28. Ber. Ver. f. Naturk. zu Cassel 1881, S. 26). Plänerkalk-Gerölle mit *Rhynchonella* sp., *Inoceramus* sp. u. a. beschrieb TH. EBERT (1881, S. 669—670) aus dem Drusel-Tal und von der Schauenburg bei Hof. Nach F. BEYSCHLAG (1908, S. 16) sind diese kretazischen Ablagerungsreste wohl auf fluviatilem Wege herantransportiert worden; die Kreide müßte dann bis in die Nähe von Kassel gereicht haben. Zahlreiche neue Fundpunkte von umgelagerter Kreide-Fauna, hauptsächlich Foraminiferen, machte R. HUCKRIEDE (1955, S. 351 ff.) bekannt. Sie sind über den ganzen niederhessischen Raum bis nach Gießen verteilt. Sowohl die Makro- als auch die Mikrofauna läßt nur ältere Oberkreide, vermutlich Cenoman bzw. Unterturon, erkennen.

Die heutigen Verbreitungsgebiete, Münsterländer Bucht und Leinetal-Graben, liegen 45 km und 70 km entfernt. Ein Transport von dort wird nicht angenommen (F. BEYSCHLAG 1908, S. 16). A. DUPPER (1952, S. 64) zieht auf Grund der Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse im Niedersächsischen Bergland die Küstenlinie des Cenoman-Meeres etwa 30 km südlich von Kassel durch Hessen. R. HUCKRIEDE (1955, S. 360) möchte sie sogar weiter nach Süden verlegen; noch für das Tertiär rechnet er mit dem Vorkommen anstehender Kreide-Sedimente innerhalb der tektonischen Gräben von Niederhessen.

Umgelagerte Oberkreide-Sporen und -Pollen am Westrand der Kölner Bucht nach neueren Berichten

Aus oberoligozänen Braunkohlen mit „Unterem Rheinischen Bild" bei Schwerfen, die einer Folge von Tonen, Klebsanden und Sanden eingeschaltet sind, erwähnt H. PFLUG (1958, S. 411) mehrere umgelagerte, meist stark korrodierte Formen des Mittelcampans. Im Kreide-Spektrum herrschen die Sporen vor, was H. PFLUG auf fazielle Einflüsse, aber auch auf die größere Widerstandsfähigkeit des Sporonins zurückführt. Auffallend ist dabei, daß schon während des kurzen Umlagerungsweges eine starke Zerstörung stattgefunden hat; denn Kreide-Sedimente sind bei Irnich, Bürvenich und Embken unweit Schwerfen bekannt, außerdem werden sie im Liegenden des Tertiärs von Schwerfen vermutet.

Ähnliche Kreide-Formen sind im Paleozän nördlich Satzvey gefunden worden (H. PFLUG 1958, S. 412).

Auswertung der Oberkreide-Funde im Ahne-Tal

Der gute Erhaltungszustand, besonders der Pollen, spricht gegen eine Umlagerung aus den Kreide-Gebieten Westfalens und Niedersachsens bis in die Gegend von Kassel, denn meist werden schon bei einem relativ kurzen Umlagerungsweg, wie er z. B. vom Fundpunkt Schwerfen in der Kölner Bucht bekannt ist, die Exinen stark korrodiert.

Das „Spektrum" der umgelagerten Kreide-Sporen im marinen Mitteloligozän des Ahne-Tales zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit dem des Aachener Basistones. Dort handelt es sich um eine mittelcampane See-Ablagerung des küstennahen terrestrischen Bereiches, bestehend aus Tonen und Schluffsanden (H. PFLUG 1959,

S. 15). Möglicherweise hat es sich im Ahne-Tal um primär gleichaltrige und auch faziell ähnliche Sedimente gehandelt, die später vom transgredierenden Rupelton-Meer aufgearbeitet worden sind.

Umgelagerte Sporen und Pollen aus dem Lias

Die Sporen und Pollen des Lias sind fast gleichmäßig über das Profil zwischen 16,00 m und 52,20 m verteilt.

Es ließen sich folgende Formen bestimmen:

Sporites H. POT. 1893

Cyathidites minor COUPER 1948
Laevigato-spor. sp. (*Monolites* COOKSON 1947)
Poroplanites porosinuosus PF. 1953b
Sporen-Tetrade (Lycopodiales?, ähnliche Formen bei REISSINGER 1950)
„*Sporites schandelahensis minor* THIERGART 1944" fide WEBER 1951

Pollenites R. POT. 1931

I. Saccopolles PF. 1953b
Saccopollis sp.
Saccopollis parvosaccus PF. 1953b
Saccopollis cf. *parvosaccus* PF. 1953b
Colpectopollis sp.

II. Classopolles PF. 1953b
Classopollis torosus (REISS. 1950) COUPER 1958

III. Circumpolles PF. 1953b
Siegelsum-B-Typ PF. 1953b

Die Primärgesteine der umgelagerten Lias-Vertreter sind wohl die bräunlichen und dunkelgrauen, z. T. blättrigen und bituminösen Tonsteine des Lias alpha, die als Reste in den jungkimmerisch angelegten Gräben Niederhessens angetroffen werden.

Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen in der Ahne-Tal-Bohrung

Seit einiger Zeit finden zwei Organismen-Gruppen des marinen Planktons für die Stratigraphie, besonders tertiärer Sedimente, immer mehr Beachtung. Während die Dinoflagellaten als Leitfossilien nur in geringem Maße zu gebrauchen sind — die meisten Formengruppen sind langlebig —, erweisen sich die Hystrichosphaerideen als relativ gute Leitformen (D. MAIER 1959, S. 278ff.).

Aus dem marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht erwähnt V. D. BRELIE (1958, S. 201) eine reiche Hystrichosphaerideen-Vergesellschaftung. Für die gleichaltrigen und faziell ähnlichen Sedimente des Ahne-Tales kann man daher ähnliche Funde erwarten. Da das Zooplankton aber ein Kieselskelett besitzt (D. MAIER 1959, S. 299), schwimmt es nicht zusammen mit den Sporomorphen auf und muß deshalb noch besonders aufbereitet werden.

Die dem Phytoplankton zugeordneten Deflandreen besitzen kein Kieselskelett und werden bei der Aufbereitung auf Pollen mitgewonnen. Sie fehlen im unteren Teil der Bohrung, ab 21,00 m erscheint *Deflandrea phosphoritica* Eisenack 1938 aber recht zahlreich in den Präparaten; bezogen auf die Gesamtpollenmenge beträgt ihr Anteil jedoch nicht mehr als 5%.

Über diese Fossil-Funde wird nach Abschluß der laufenden Untersuchungen im einzelnen berichtet.

Paläogeographische Schlußfolgerungen

Die bisherige mikrobotanische Auswertung der Bohrung im Ahne-Tal bei Kassel hat für die Paläogeographie Niederhessens, besonders in der Oberkreide, einige interessante Hinweise erbracht.

Die umgelagerten Lias-Sporen leiten sich mit großer Wahrscheinlichkeit von den bituminösen Tonsteinen des Lias alpha ab, die in den tektonischen Gräben, z. B. im Kasseler Graben, als Restschollen erhalten geblieben sind. Der Umlagerungsweg ist daher relativ kurz.

Überraschend ist das Vorkommen der mittel-campanen Mikroflora, da gleichaltrige Gesteine heute in Niederhessen fehlen. Man muß aber annehmen, daß es auch hier zur Ablagerung exinen-reicher Sedimente der Oberkreide gekommen ist, denn die Sporen sind in der Mehrzahl so gut erhalten, daß eine Herkunft aus den Kreidegebieten Westfalens und Niedersachsens undenkbar erscheint. Das Kreide-„Spektrum" des Ahne-Tales entspricht zeitlich und vermutlich auch faziell, wie bereits oben erwähnt, dem Aachener Basiston, der in Seen unweit der Küste des Campan-Meeres abgelagert worden ist. Der nahe marine Bereich ist dort durch den Vaalser Grünsand vertreten, dagegen fehlt in Hessen für diesen Zeitabschnitt der Kreide jeder Nachweis von Meeresablagerungen; die umgelagerten Mikro- und Makrofaunen lassen bisher nur Cenoman bzw. Unterturon erkennen. Vielleicht bringen aber bei der laufenden mikrofaunistischen Bearbeitung der Bohrung entsprechende Funde von Foraminiferen Anhaltspunkte dafür, daß auch hier die Küste nicht weit entfernt gewesen ist und daß das Meer zeitweilig auf das südliche Festland übergegriffen hat.

Es muß angenommen werden, daß die Abtragung der kretazischen Gesteine schon sehr früh im Alttertiär begonnen hat. Die Restvorkommen können in Dolinen konserviert gewesen sein, deren Inhalt dann der Aufarbeitung durch das vordringende Meer zum Opfer fiel. Solche präoligozänen Dolinen sind aus dem oberen Ahne-Tal bekannt, doch sind bisher keine Kreide-Sedimente in ihnen gefunden worden. Eine zweite Möglichkeit besteht darin, daß diese Gesteine sich innerhalb der tektonischen Gräben bis zum Oligozän stellenweise erhalten haben (R. Huckriede 1955, S. 359). Mit dem vorliegenden Befund stimmt die zweite Annahme besser überein. Die umgelagerten Kreide-Formen kommen im gesamten Profil vor, was darauf hindeutet, daß nicht nur lokale Anreicherungen innerhalb von Dolinen aufgearbeitet worden sind. Das Massenauftreten zwischen 19,00 m und 29,00 m läßt sich mit einer intensiveren Erosion im Hinterland erklären, wodurch größere Restvorkommen angeschnitten, aufgearbeitet und umgelagert werden konnten. Diese Annahme wird durch zahlreiche neue Bohrungen im Kasseler Raum bestätigt.

Auch die alttertiären Formen können nur über eine kurze Strecke umgelagert worden sein. Ihr primäres Sediment sind die obereozänen Sande, Tone und kleineren Braunkohlenflöze im Liegenden des Rupeltones.

Zusammmenfassung

Aus dem Profil der Bohrung im Ahne-Tal bei Kassel wurden 37 Proben mit Schwereflüssigkeit auf pflanzliche Mikrofossilien aufbereitet. Es fanden sich Sporen, Pollen und vereinzelt auch Dinoflagellaten; die Funde sind in den Listen auf S. 75, S. 77, S. 78 und S. 80 zusammengestellt. Stratigraphisch können folgende vier Gruppen unterschieden werden:

1. Vertreter des Mitteloligozäns
2. umgelagerte Vertreter des Alttertiärs
3. umgelagerte Vertreter der Oberkreide (Campan)
4. umgelagerte Vertreter des Lias.

Der Anteil der umgelagerten Formen am Gesamtspektrum ist besonders zwischen 19,00 m und 29,00 m verhältnismäßig hoch. Ihre ursprünglichen Lagerstätten können nicht weit vom Fundort entfernt gelegen haben. Tatsächlich sind auch bituminöse Tonsteine des Lias alpha aus dem Kasseler Graben bekannt. Dagegen fehlen heute die den Sporen der Oberkreide (Campan) äquivalenten Sedimente; es gibt aber genug Hinweise dafür, daß solche Sedimente ehemals im hessischen Raum vorhanden waren. Die kleine alttertiäre Mikroflora schließlich ist von den obereozänen Tonen und Sanden im Liegenden des Rupeltones abzuleiten.

Die genaue Auswertung der mitteloligozänen Funde ist noch nicht abgeschlossen, die diesbezügliche Fossil-Liste daher unvollständig.

Schriftenverzeichnis

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, Wiesbaden 1958.

BARTENSTEIN, H.: Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Braunwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 367—375, Wiesbaden 1959.

BEYSCHLAG, F.: Erläut. geol. Karte Preußen, Lfg. 92, Bl. Wilhelmshöhe, Berlin 1908.

BRELIE v. D., G.: Sporen und Pollen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**, S. 185—204, Krefeld 1958.

BROSIUS, M. & F. GRAMANN,: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 206—217, Wiesbaden 1957.

BROSIUS, M. & F. GRAMANN,: „Heskemer Pollenbild" und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 162—167, Wiesbaden 1958.

COUPER, R. A.: British Mesozoic Microspores and Pollen Grains. A Systematic and Stratigraphic Study. — Paläontographica Abt. B, **103**, Liefg. 4—6, S. 75—179, Stuttgart 1958.

DUPPER, A.: Über das Cenoman im Niedersächsischen Berglande und seine Mikrofossilien. — Paläont. Z., **26**, S. 49—111, Stuttgart 1952.

Ebert, Th.: Die tertiären Ablagerungen der Umgebung von Cassel. — Z. deutsch. geol. Ges., **33**, S. 654—679, Berlin 1881.

Görges, J. & H. Penndorf.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 6. F., H. 3, S. 138—146, Wiesbaden 1952.

Hallik, R.: Eine Flüssigkeit zur Trennung von organischem Material und Sand für die Pollenanalyse. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 1957, S. 188—189, Stuttgart 1957.

Helal, A. H.: Das Alter und die Verbreitung der tertiären Braunkohlen bei Bergisch Gladbach östlich von Köln. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, S. 419—435, Krefeld 1958.

Huckriede, R.: Über umgelagerte marine Kreide in Hessen. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 1954, S. 351—361, Stuttgart 1955.

Krutzsch, W.: Bemerkung zur Benennung und Klassifikation fossiler (insbesondere tertiärer) Pollen und Sporen. — Z. Geologie, Jg. 3, H. 3, S. 258—311, Berlin 1954.

Krutzsch, W.: Über einige liassische „angiospermide" Sporomorphen. — Z. Geologie, Jg. 4, H. 1. S. 65—76, Berlin 1955.

Krutzsch, W.: Normapolles im sächsischen Turon. (Erste Mitteilung). — Jb. Staatl. Mus. Min. Geol., **2**, S. 125—131, Dresden 1956.

Krutzsch, W.: Sporenpaläontologische Untersuchungen in der sächsisch-böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanischer Grundlage. — Ber. Geol. Ges. DDR, **2**, H. 2, S. 123—129, Berlin 1957 (1957a).

Krutzsch, W.: Sporen- und Pollengruppen aus der Kreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Z. angew. Geol., H. 11—12, S. 509—548, Berlin 1957 (1957b).

Krutzsch, W.: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — Z. Geologie, Jg. 8, Beiheft 21—22, Berlin 1959.

Maier, D.: Planktonuntersuchungen in tertiären und quartären marinen Sedimenten. Ein Beitrag zur Systematik, Stratigraphie und Ökologie der Coccolithophorideen, Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen vom Oligozän bis zum Pleistozän. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. Bd. 107, Abt. B, H. 3, S. 278—340, Stuttgart 1959.

Mürriger, F. & G. Pflanzl,: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **83**, 6. F., H. 6, S. 71—89, Wiesbaden 1955.

Mürriger, F. & H. Pflug,: Über die Altersstellung der Braunkohle von Burghasungen, Bezirk Kassel, auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen und Vergleiche mit anderen Braunkohlenvorkommen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 6. F., H. 2, S. 87—97, Wiesbaden 1951.

Mürriger, F. & H. Pflug,: Über eine palynologische Untersuchung des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 6. F., H. 3, S. 56—66, Wiesbaden 1952.

Pflug, H. D.: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — Palaeontographica Abt. B, **95**, Liefg. 4—6, S. 60—171, Stuttgart 1953 (1953b).

Pflug, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 152—178, Wiesbaden 1957.

Pflug, H. D.: Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und dem Alttertiär auf Grund sporen-paläontologischer Altersdatierungen. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**, S. 409—418, Krefeld 1958.

Pflug, H. D.: Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. — Freib. Forsch.-H., C. 71, S. 1—110, Berlin 1959.

Potonié, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, I. Teil: Sporites. — Beih. Geol. Jb., H. 23, Hannover 1956.

Potonié, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, II. Teil: Sporites (Nachträge), Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. — Beih. Geol. Jb., **31**, Hannover 1958.

REISSINGER, A.: Die „Pollenanalyse" ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. Zweiter Teil. — Palaeontographica Abt. B, **90**, Liefg. 4—6, S. 99—126, Stuttgart 1950.

RÖSING, F.: Erl. geol. Hessen, Bl. Kassel-West, Wiesbaden 1958.

SCHWARZ, F.: Geologie der Gegend zwischen Kassel und dem Reinhardswalde.-Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., H. 132, Berlin 1930.

SCHWARZ, F.: Zur Tektonik und Morphologie Niederhessens. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 513—542, Berlin 1932.

SCHWARZENBERG, A.: Beschreibung der im Kreise Hofgeismar vorkommenden Gebirgs- und Erdarten, besonders in Beziehung auf Ökonomie u. Technologie; nebst einer petrographischen Karte dieses Kreises Kurhessens. — Landwirtschaftliche Z. für Kurhessen, S. 185—200, S. 217—243, S. 265—285, S. 289—316, S. 327—346, Kassel 1830.

SOLLE, G.: Umbettung von Fossilien mit dem ursprünglichen Sediment. Mit Beispielen aus dem deutschen und australischen Paläozoikum. — Geol. Rdsch., **48**, S. 248—260, Stuttgart 1959.

STREMME, E.: Beitrag zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold, nebst einer Besprechung der norddeutschen Pecten-Arten. — Z. deutsch. geol. Ges., **40**, S. 310—354, Berlin 1888.

THIERGART, F.: Der stratigraphische Wert mesozoischer Pollen und Sporen. — Palaeontographica Abt. B, **89**, Liefg. 1—3, S. 1—34, Stuttgart 1949.

THIERGART, F.: Einige Sporen und Pollen aus einer Cenomankohle Südfrankreichs (St. Paulet Caisson nahe Montélimar, nördlich Marseille) und Vergleiche mit gleichaltrigen Ablagerungen. — Z. Geologie, **3**, H. 5, S. 548—559, Berlin 1954.

THOMSON, P. W. & H. PFLUG,: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Palaeontographica Abt. B, **94**, Liefg. 1—4, S. 1—138, Stuttgart 1953 (1953a).

WEBER, R.: Die Verbreitung der Pollen und Sporen in bituminösen Mergeln des Lias Alpha, Lias Epsilon und im Opalinuston württembergischer Fundorte. — Diss. T. H. Stuttgart 1951 (unveröff.).

WEYLAND, H. & G. GREIFELD,: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den untersenonen Tonen von Quedlinburg. — Palaeontographica Abt. B, **95**, Liefg. 1—3, S. 30—52, Stuttgart 1953.

WEYLAND, H. & W. KRIEGER,: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. — Palaeontographica Abt. B, **95**, Liefg. 1—3, S. 6—29, Stuttgart 1953.

Manuskript eingegangen am 30. 6. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 85–113	10 Abb.	3 Tab.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes

Von

HANS PORTH, Göttingen

Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen

Inhalt

Zusammenfassung 86
A. Einleitung 86
B. Untersuchungen am Gneis von Wartenstein 88
I. Petrographie 88
a) Gesteinsbeschreibung 89
1. Gneise 89
Biotitgneis 89
Chloritgneis 92
Muskovitgneis 93
2. Amphibolite 94
Diopsidführender Amphibolit 94
Granatführender Amphibolit 96
Chloritfels 97
3. Quarzitische Gesteine 98
Granatführender Quarzit 98
Serizitischer Quarzit 99
4. Pegmatite 99
5. Gangbildungen 100
6. Umgebung des Kristallins 102
Gedinne 102
Taunusquarzit/Hunsrückschiefer 103
Hahnenbachserie 103
b) Metamorphose 104
1. Prävaristische Kristallisation 104
2. Dislokationsmetamorphose 104
c) Diskussion der Ausgangsgesteine 105
II. Tektonik 107
a) Prävaristische Tektonik 107
b) Varistische Tektonik 108
C. Altersfrage 112
Schriftenverzeichnis 112

Zusammenfassung

Nach einer genauen petrographischen Untersuchung des Kristallins von Wartenstein wird BIERTHERS Zweiteilung des Gneises in einen Biotit-Chlorit(?Ortho-)gneis und einen Muskovit-Chlorit(Para-)gneis fallengelassen. Dafür werden drei durch alle Übergänge miteinander verbundene Gneistypen (Biotit-, Chlorit- und Muskovitgneis) eingeführt, die alle drei sedimentären Ursprungs sind, wie an klastischen Schwermineralen, sowie durch Quarziteinlagerungen bewiesen werden kann. — Außer den bereits bekannten Amphiboliten wird ein völlig chloritisierter Amphibolit („Chloritfels") beschrieben, außerdem granatführende und serizitische Quarzite, Biotit-, Muskovit- und Mikroklin-Pegmatite, sowie Quarz-, Calcit- und Chloritgänge. Die Zusammensetzung des angrenzenden Gedinne wird in drei Profilen gezeigt.

Im Kristallin läßt sich eine doppelte Metamorphose nachweisen: Die erste Kristallisation ist prävaristisch und ist in die Amphibolitfazies einzuordnen; ihre Mineralfazies ist im Biotitgneis, im Amphibolit und im granatführenden Quarzit erhalten.

Die zweite Metamorphose ist epizonal und steht in engem Zusammenhang mit der varistischen Aufschuppung des Kristallins. Sie verursacht — einige kleine Schollen von Biotitgneis und Amphibolit ausgenommen — eine völlige Diaphthorese des ursprünglichen Mineralbestandes und führt zur Bildung des Chlorit- und Muskovit-Epigneises bzw. des Chloritfelses. Die drei Gneistypen sind durch verschieden starke Diaphthorese aus dem gleichen Primärgestein hervorgegangen.

Als Ausgangsmaterial wird eine Wechselfolge tonig-sandig-mergeliger Gesteine angenommen.

Die Gneise von Mörschied bei Idar-Oberstein und Schweppenhausen bei Kreuznach entsprechen völlig den Epigneisen von Wartenstein.

Eine genaue Betrachtung der prävaristischen Schieferung s_0 ergibt, daß man das N–S-Streichen im Gneis von Wartenstein nicht ohne weiteres auf den Bau des Untergrundes beziehen kann. Die sekundären Kippungen oder Drehungen, die die Kristallinschollen erfahren haben, sind nicht mehr rekonstruierbar.

Die Aufschuppung erfolgte in einem Frühstadium der regionalen varistischen Tektonik, und zwar vor Anlage der Schieferung s_1. Über das Alter des Kristallins lassen sich keine genauen Aussagen machen. Es ist vordevonisch und nach BIERTHER wahrscheinlich auch präpaläozoisch.

A. Einleitung

Einige Kilometer nördlich der Linie Idar-Oberstein–Bad Kreuznach treten an mehreren Stellen höher kristalline Gesteine auf, die sich deutlich von ihrer geologischen Umgebung abheben. Das wichtigste Vorkommen dieser Art ist der „Gneis von Wartenstein" (Bl. Gemünden, Bl. Kirn), ca. 4 km NW Kirn/Nahe. Es handelt sich hier um mehrere durch Störungen voneinander getrennte Schuppen von maximal 80 m Mächtigkeit, die über eine Entfernung von mehr als 3 km an der Grenze Taunusquarzit bzw. Hunsrückschiefer – „Hahnenbachserie" anstehen. Von wesentlich geringerer Bedeutung sind die anderen beiden Vorkommen: bei Mörschied (Bl. Oberstein) ist eine Gneisschuppe von weniger als 500 m Länge dem Hunsrückschiefer eingelagert und nur durch Lesesteine nachgewiesen, und südlich Schweppenhausen (Bl. Stromberg) liegt ein noch kleineres Vorkommen an der Grenze Hunsrückschiefer – Phyllite.

Zum erstenmal wird das Kristallin von Wartenstein von GREBE 1881 erwähnt. 1890 beschreibt GOSSELET bei der „Kauchersmühle" einen Gneis, den er als metamorphe Arkose deutet. Die erste nähere Untersuchung erfährt der Gneis durch TILMANN und CHUDOBA (1931): sie deuten den Gneis als Sattelkern eines steil aufge-

preßten Sattels, dessen Flügel aus Gedinne bestehen. Es werden 2 verschiedene Gneistypen unterschieden: der eine — mit Turmalin — soll metamorphes Gedinne sein, der andere — ohne Turmalin, aber mit Zirkon mit pleochroitischen Höfen — aufgeschupptes Grundgebirge. Diese Zweiteilung wird 1937 von F. SCHMIDT als unberechtigt zurückgewiesen, da er bei einer Nachprüfung in manchen Schliffen Turmalin und Zirkon zusammen vorkommend fand.

Im Laufe einer geologischen Aufnahme des Hahnenbachtales NW Kirn widmet BIERTHER (1940) den Kristallinlinsen sein besonderes Interesse und gibt eine nähere petrographische Beschreibung der darin auftretenden Gesteinsvarietäten. Er scheidet Muskovit-Chloritgneis, Biotit-Chloritgneis, Quarzitschiefer, Marmor, Hornfels, Amphibolite und Pegmatite aus. Ferner erkennt er, daß der Gneis scharf umgrenzt als Fremdkörper in den umgebenden Schiefern steckt, daß es also keine Übergänge zwischen den schwach epizonal metamorphen Schiefern der Umgebung und dem Gneis gibt, den er zum präpaläozoischen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges rechnet.

Im Gegensatz zu BIERTHER, der Sedimente als Ausgangsgestein für den Hauptteil des Kristallins annimmt, spricht QUIRING (1942) den Gneis als transversalgeschieferten, im Ems indrudierten Quarzdiorit an. Als Beweise werden „Apophysen" im Nebengestein und eine Kontaktmetamorphose angeführt.

In seiner Entgegnung stellt BIERTHER (1954) klar, daß es sich bei den „Apophysen" um Schubfetzen handelt und daß keine Kontaktmetamorphose vorhanden ist. Außerdem gelingt es ihm, nicht überprägte Relikte einer alten, NS-streichenden Tektonik nachzuweisen, die ein vordevonisches Alter des Gneises beweisen. Der sedimentäre Charakter des Großteils des Kristallins ergibt sich aus dem Auftreten von Quarzitein lagerungen.

Der Gneis von Mörschied, zwischen Mörschied und Herrstein am NE-Abhang zum Fischbachtal gelegen, wird 1881 von GREBE als Einlagerung im Hunsrückschiefer beschrieben. 1939 erwähnt NÖRING das Vorkommen als „Grundgebirgsaufbruch", an dessen Flanken Gedinne und Kambrium (?) mit emporgeschleppt seien.

Den Gneis von Schweppenhausen beschreibt K. A. LOSSEN 1867 als Serizitgneis, ebenso BEYENBURG (1930). BIERTHER (1940) erklärt das Gestein für identisch mit seinem Muskovit-Chloritgneis von Wartenstein.

Den vorliegenden Untersuchungen, die im Sommer und Herbst 1959 durchgeführt wurden, ging eine geologische Spezialkartierung der Umgebung des Gneises von Wartenstein im Maßstab 1:5000 voraus. Der gesamte Kristallinkomplex selbst wurde 1:1000, interessantere Partien 1:200 aufgenommen; die topographische Unterlage dazu wurde selbst angefertigt.

Aufschlüsse sind reichlich vorhanden, besonders auf der Höhe von Schloß Wartenstein, an den Abhängen zum Hahnenbachtal und am Weiherbach südöstlich Griebelschied. Das Anlegen von Schürfen war nur in wenigen Fällen nötig.

Es wurden im ganzen 544 Schieferungs- und 134 Linearmessungen durchgeführt und 74 Handstücke entnommen, davon 30 orientiert. Im Institut wurden 53 Schliffe untersucht. Um eventuelle petrographische Beziehungen zum Gneis von Wartenstein feststellen zu können, wurden außerdem 12 Dünnschliffe des Kristallins von Mörschied und Schweppenhausen zum Vergleich herangezogen.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. E. BEDERKE. Ihm und Herrn Prof. C. W. CORRENS danke ich für ihr Interesse und ihre wertvollen Ratschläge.

B. Untersuchungen am Gneis von Wartenstein

I. Petrographie

Obwohl bereits von mehreren Bearbeitern, besonders von BIERTHER, kurze petrographische Beschreibungen der einzelnen kristallinen Gesteinstypen von Wartenstein

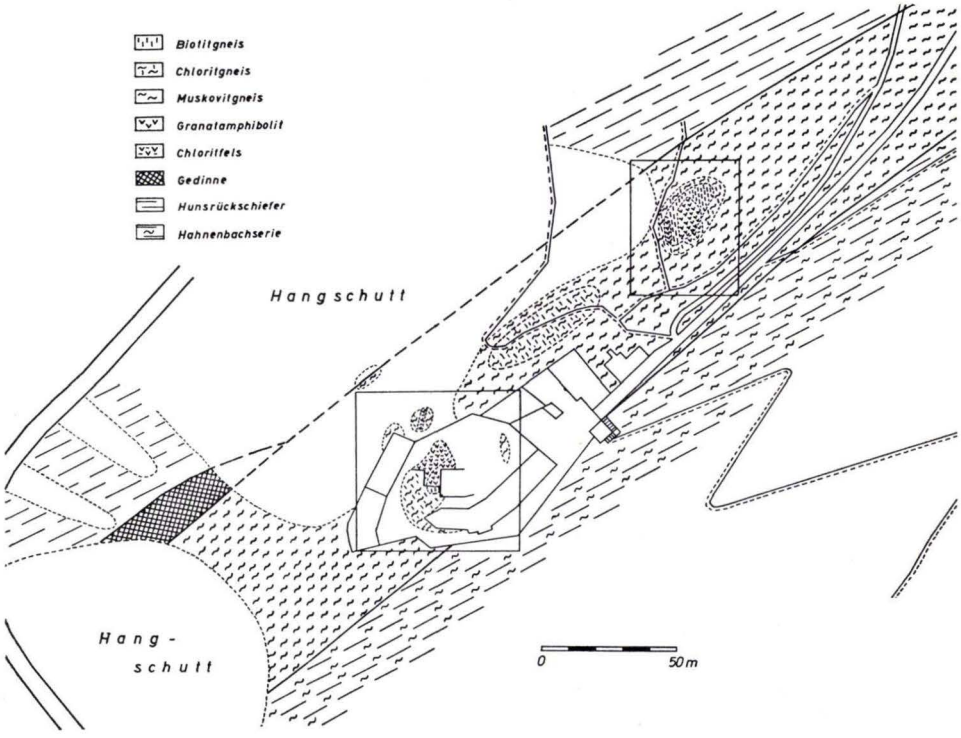


Abb. 1. Spezialkartierung der Umgebung von Schloß Wartenstein (die umrahmten Partien s. Abb. 2 u. 8).

vorliegen, erschien es nach der Durchführung der Geländearbeiten als durchaus berechtigt, die Petrographie erneut und etwas eingehender zu bearbeiten, da sich in gewissen Punkten Unstimmigkeiten mit den bisherigen Darstellungen ergaben. Andere wichtige Aussagen können so spezifiziert werden. Besondere Aufmerksamkeit soll im folgenden der genauen Abgrenzung der Mineralparagenesen der verschiedenen Kristallisationen und den Umwandlungserscheinungen der einzelnen Minerale gewidmet werden, um so vor allem der Frage nach den Ausgangsgesteinen näherzukommen, die bisher noch nicht endgültig geklärt zu sein scheint.

a) Gesteinsbeschreibung

1. Gneise

α) Biotitgneis (γ_0): Typ. Vorkommen: Höhe von Schloß Wartenstein, ca. 90 m NE Schloßeingang (s. Abb. 8).

Nur an wenigen Stellen innerhalb der Kristallinschollen tritt ein kompakter, gebänderter Gneis auf. Er ist auf den ersten Blick nur dadurch von dem Muskovitgneis, der die Hauptmasse bildet, zu unterscheiden, daß ihm die ausgeprägte flaserige Schiefrigkeit und die Muskovitbestege fehlen. Das Gestein ist feinkörnig, gelblichbraun bis graugrün und im typischen Vorkommen etwas angewittert. Etwa millimeterstarke dunkle Glimmerlagen wechseln mit helleren Bändern, in denen Quarz und Feldspat

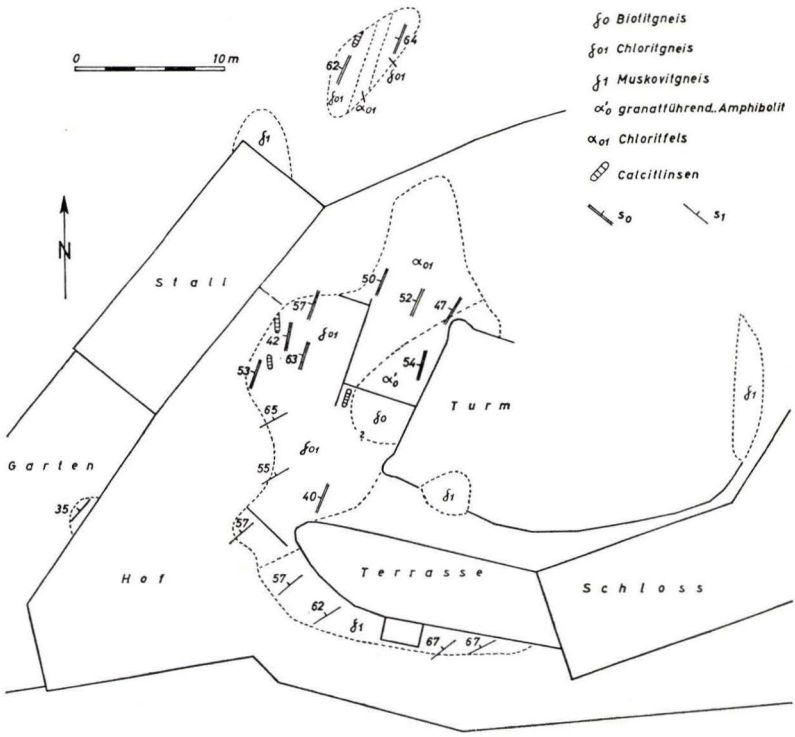


Abb. 2. Geologische Skizze der Aufschlüsse im Schloßhof Wartenstein.

überwiegen. Schwarze Biotitschüppchen findet man makroskopisch nur selten; meist ist der Biotit vergrünt und von Chlorit schwer zu unterscheiden.

Aufschlüsse finden sich außer an der oben angegebenen Stelle nur noch am Serpentinenweg nördlich vom Schloß und in Form einer kleinen Klippe im Schloßgarten (Abb. 2).

U. d. M. erkennt man die gleiche Bänderung wieder: schmale lepidoblastische Glimmerlagen mit einer straffen Ausrichtung der Glimmerschüppchen parallel zur Bänderung (s_0) und breitere granoblastische Quarz-Feldspat-Lagen mit einer durch-

schnittlichen Korngröße von 0,3—0,5 mm. Der Bänderung folgen auch schwach entwickelte und oft fiederförmig absetzende Scherrisse, die häufig mit Hämatit oder Brauneisen vererzt sind.

Nach Auszählung von etwa 1000 Körnern nach dem Punktzählverfahren ergab sich folgender modaler Mineralbestand:

46 Quarz
35 Feldspat, z. T. stärker serizitisiert
13 Biotit, z. T. schwach chloritisiert
2,5 Chlorit
1 Muskovit
2,5 Erz, Apatit u. a.

(Eine Unterteilung des Feldspats in Plagioklas und Kalifeldspat war wegen der z. T. starken Serizitisierung quantitativ nicht möglich. — Bei der Beurteilung der Analyse ist zu beachten, daß hierfür zwar ein möglichst repräsentativer Schliff gewählt wurde, im einzelnen aber größere Schwankungen im Verhältnis Quarz/Feldspat zu Glimmer vorkommen.)

Die xenomorphen Quarzkörner sind meist länglich, selten isometrisch. Ihre Längserstreckung folgt im Schliff der Spur von s_0. Der Quarz zeigt stets Zeichen tektonischer Beanspruchung: starke undulöse Auslöschung und anomale Zweiachsigkeit; eine randliche Kataklase (Mörtelstruktur) fehlt jedoch. Viele Körner zeigen die „Böhmsche Streifung". Unter den Einschlüssen herrschen gradlinig durchsetzende Porenzüge neben einer schwachen Erzbestäubung vor; seltener findet man braune Biotitschuppen, idiomorphe Karbonatrhomboeder, eiförmige Zirkone, Apatite oder Turmaline. — Kluft- und rupturenfüllend kommt eine zweite Quarzgeneration vor, die feinkörniger und einschlußfrei ist und einheitlich auslöscht.

Durch Erz- oder Glimmerstränge vom Quarz getrennt, selten direkt mit ihm verzahnt, sind die Feldspäte: Plagioklas und Kalifeldspat etwa zu gleichen Teilen. Der Plagioklas bildet xenomorphe Körner, die meist nach dem Albitgesetz verzwillingt sind, zum Teil mit sehr feinen, engständigen Lamellen, wie dies nach TRÖGER für den Oligoklas typisch ist. Selten treten Albit- und Periklingesetz gleichzeitig auf. Die Albitlamellen keilen häufig an irrationalen Flächen aus. Der Anorthitgehalt wurde auf dem U-Tisch unter Benutzung der Diagramme von V. D. KAADEN und FOUQUÉ mit etwa 29% bestimmt; die einzelnen Werte schwankten zwischen An_{25} und An_{32}, bewegen sich also auf der Grenze Oligoklas — Andesin. Ein Zonarbau wurde nicht beobachtet, dagegen mitunter eine verschieden starke Serizitisierung der einzelnen Lamellen, was auf einen etwas unterschiedlichen Chemismus schließen läßt. Meist sind die Feldspäte im Biotitgneis relativ frisch, selten einmal stärker serizitisiert: dann läßt sich z. T. ein orientiertes Wachstum der Serizitblättchen in zwei $\pm$ senkrecht aufeinander stehenden Richtungen erkennen.

Die Kalifeldspäte sind stets unverzwillingt; eine Mikroklingitterung wurde nicht beobachtet. Häufig sind runde bis eiförmige Quarzeinschlüsse, seltener Albitspindeln. Eine Vermessung des Achsenwinkels auf dem U-Tisch ergab Werte um $2V_x = 100°$. Demnach kann es sich nicht um normalen Orthoklas oder Mikroklin handeln, sondern wohl nur um Isomikroklin.

Der Biotit besitzt nur noch selten seine ursprüngliche braune Farbe, meist ist er tief dunkelgrün bis bläulichgrün gefärbt; sein ehemaliger Ti-Gehalt macht sich in den

Rutilnadeln und -körnern bemerkbar, die ihn bedecken. Orientierte Rutilnadelgitter (Sagenite) sind dagegen selten. Die einzelnen Tafeln, deren Orientierung in s_0 schon oben erwähnt wurde, sind oft sekundär verbogen oder geknickt, z. T. auch transversal zerschert. Als Einschlüsse kommen neben Rutil besonders häufig Zirkone mit starken pleochroitischen Höfen vor. Mitunter wurden auch Parallelverwachsungen mit Muskovit beobachtet. Eine randliche Chloritisierung des Biotits beginnt sich nur schwach bemerkbar zu machen.

Unter den Akzessorien überwiegt bei weitem der Apatit, der in jedem Schliff reichlich vertreten ist. Er bildet meist isometrische xenomorphe Körner; hexagonale Querschnitte oder kurze Prismen sind seltener. Häufig ist er randlich von einem schmalen Erzsaum umgeben.

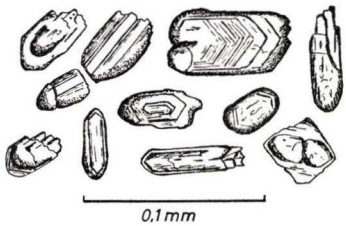


Abb. 3. Zirkone aus dem Biotitgneis, meist klastischer Herkunft, z. T. überwachsen.

Der charakteristischste akzessorische Gemengteil ist der Zirkon, der nach Zahl und Korngröße quantitativ untersucht wurde, um so die einzelnen Gneistypen vergleichen zu können. Er zeichnet sich stets durch seine pleochroitischen Höfe aus, besonders in Biotit und Chlorit. Als maximaler Durchmesser der Höfe, der anscheinend von der Korngröße des Zirkons unabhängig ist, ergab sich dabei übereinstimmend 0,08 mm. In serizitisierten Feldspäten ist der Zirkon häufig von einem Limonitsaum umgeben. Frische Feldspäte zeigen um Zirkone herum z. T. keine Doppelbrechung mehr. Die Zirkone selbst werden durch den Gehalt an Th häufig isotropisiert: Licht- und Doppelbrechung verringern sich, und eine Trübung tritt ein.

Für die Frage nach dem Ausgangsgestein (Ortho- oder Para-) ist die Gestalt der Zirkone von großer Bedeutung. Bei der Deutung runder Zirkone als mechanisch gerundet ist allerdings größte Vorsicht geboten, da runde Konturen sowohl primär vorkommen als auch durch partielle Auflösung entstehen können. Scharfe, eckige Kanten an sonst $\pm$ runden oder idiomorphen Zirkonen jedoch, wie sie in allen drei Gneistypen beobachtet wurden (s. Abb. 3), können wohl nur durch Zerbrechen während eines mechanischen Transports erklärt werden und sind somit als Beweis für die sedimentäre Herkunft eines Gesteins zu werten.

Neben diesen sicher klastischen Körnern kommen untergeordnet auch Zirkonneubildungen vor, wie sich durch Vergleich von Intern- und Externgefüge leicht feststellen läßt.

Der Gehalt an Turmalin ist wesentlich geringer. Es handelt sich fast ausschließlich um Neubildungen mit Korngrößen bis 1,0 mm. Es wurden braune, blaue und grünliche Farbvarietäten beobachtet.

Rutil kommt nur selten in größeren Körnern vor. Meist bildet er feine, fast opake Nädelchen, meist auf Biotit und Chlorit (z. T. Sagenitgitter), mitunter auch als Einschlüsse im Quarz.

Nur in vereinzelten Schliffen sind Granat und Titanit anzutreffen. Unter den Erzen ist vor allem der Hämatit zu nennen, der in nicht kristallographisch begrenzten Massen auftritt, seltener rhomboedrische Querschnitte zeigt; z. T. bildet er auch Kluftausfüllungen. Untergeordnet kommt Ilmenit vor.

β) Chloritgneis (γ_{01}): Typ. Vorkommen: Steilwand im Schloßhof (Abb. 2).

Als Randzone um den Biotitgneis und an mehreren anderen Stellen, die jeweils etwa in der Mitte der Gneisscholle liegen (z. B. im Schloßhof), steht ein Gestein an, das makroskopisch kaum von dem erstbeschriebenen Gneistypus zu unterscheiden ist.

Auch u. d. M. zeigt sich der gleiche Lagenbau und fast die gleiche Mineralzusammensetzung, mit dem wesentlichen Unterschied, daß der Biotit fast vollständig chloritisiert ist. Als Modalbestand wurde errechnet:

40 Quarz
34 Feldspat, stark serizitisiert
1 Biotit, schwach chloritisiert
20 Chlorit
1 Muskovit
4 Erz, Apatit u. a.

(Der Schliff, dem diese Analyse zugrunde liegt, ist primär etwas glimmerhaltiger und quarzärmer als der, an dem der Modalbestand des Biotitgneises bestimmt wurde.)

Der Feldspat ist wesentlich stärker serizitisiert als im Biotitgneis; nur ganz selten findet man noch Plagioklase mit deutlichen Lamellen, die als Oligoklas bestimmt wurden. Der Kalifeldspat ist fast vollständig umgewandelt.

Biotit ist nur noch in wenigen Relikten vorhanden; der Hauptteil ist durch Chlorit ersetzt. Es lassen sich alle Übergänge zwischen Biotit und Chlorit beobachten: zunächst setzt eine einfache Vergrünung des primär braunen Biotits ein, während der Ti-Gehalt in Form von Rutil, z. T. wohl auch als Ilmenit abgegeben wird. Als nächstes wird das Fe ausgeschieden, das man als Eisenglanzlamellen, die der Spaltbarkeit des Biotits $\pm$ parallel verlaufen, wiederfindet. Damit verbunden ist eine Erniedrigung von Licht- und Doppelbrechung, eine Abnahme des Pleochroismus und die Verwischung der ausgeprägten Spaltbarkeit. Das Endprodukt ist ein wie der Biotit optisch $\pm$ einachsiger Pennin, der häufig außer mit Rutil und Erz noch mit meist idiomorphen monoklinen Mikrolithen geringer Doppelbrechung bedeckt ist; wahrscheinlich handelt es sich dabei um Klinozoisit. Als weiterer neuer Gemengteil tritt Karbonat auf. Die akzessorischen Minerale sind die gleichen wie im Biotitgneis: Muskovit, Apatit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Turmalin, Granat, Titanit und Hämatit, der sekundär meist in Brauneisen verwandelt ist.

Eine granatreiche Abart des Chloritgneises steht nördlich vom Schloßhof unterhalb der Schloßmauer an (s. Abb. 2). Der hellrote Granat ist lagenweise angereichert; zentimetermächtige Partien bestehen manchmal fast monomineralisch aus Granat, dessen Lichtbrechung mit n = 1,735 bestimmt wurde. U. d. M. erkennt man meist runde Körner von etwa 0,1—0,2 mm Durchmesser; gut ausgebildete Kristalle

sind selten. Eine anomale Doppelbrechung, die für den Grossular sonst charakteristisch ist, wurde nicht beobachtet. Die Körner haben stets, besonders im Zentrum, ein Haufwerk von Fremdkörpern eingeschlossen. An den Rändern und auf den Klüften der Kristalle beginnt z. T. eine schwache Chloritisierung.

γ) Muskovitgneis (γ_1): Typ. Vorkommen: Klippen bei der Kauchersmühle, am rechten Ufer des Hahnenbachs.

Die Hauptmasse des Kristallins wird durch einen grünlichgrauen, bräunlich anwitternden Muskovitgneis gebildet, dem in seiner typischen Ausbildung die Bänderung des Biotitgneises fehlt. An deren Stelle tritt eine wellige, flaserige Schiefrigkeit, die dem Gestein teilweise ganz den Gneischarakter nimmt. Die Korngröße wechselt sehr stark; bei gröberkristallinen Varietäten kann man im Querbruch sehen, wie Quarz und Feldspat linsenförmig von Glimmern umgeben werden.

Die östliche Gneisschuppe und der Zug zwischen Kauchersmühle und Helfersberg bestehen ausschließlich aus Muskovitgneis, die Schollen von Schloß Wartenstein und Griebelschied zum größten Teil. Gute Aufschlüsse finden sich überall; lediglich die Linse zwischen Helfersberg und Weiherbach ist nur durch Lesesteine nachgewiesen.

U. d. M.: Das Gestein wird von einem unregelmäßigen Scherflächensystem (s_1) durchzogen, das um so stärker in Erscheinung tritt, als die einzelnen Scherrisse schwach brauneisenvererzt sind. Diese Scherrisse gehen nur selten einmal durch die einzelnen Körner hindurch, meist umfließen sie sie laminar. Die Serizitmassen der ehemaligen Feldspäte sind linsenförmig ausgezogen; die Muskovitschuppen liegen zum größten Teil in s_1 orientiert.

Die Mineralzusammensetzung wurde nach Auszählen von 1500 Körnern wie folgt bestimmt:

48 Quarz
29 Feldspat, vollkommen serizitisiert
6 Chlorit
15 Muskovit
3 Erz, Apatit u. a.

Der Quarz zeigt die gleiche Morphologie und die gleichen Einschlüsse wie im Biotitgneis, nur folgen die meist länglichen Körner in ihrer Längserstreckung jetzt im Schliff der Spur von s_1. Auch hat die Zahl von Quarzen der zweiten, posttektonischen Generation erheblich zugenommen; sie führen häufig Einschlüsse von haarförmigen langen Rutilnadeln.

Von einem Feldspatgehalt kann man kaum noch sprechen, eher von einer serizitischen Grundmasse, in der die Quarze schwimmen. Einige relikte Plagioklase konnten als Oligoklas bestimmt werden, daneben ist manchmal noch Kalifeldspat zu erkennen. Ganz selten treten auf Klüften jüngere Albite mit frischen Zwillingslamellen auf.

Der Chloritgehalt ist gegenüber dem des Chloritgneises etwas zurückgegangen. Neben den Penninpseudomorphosen nach Biotit, die schon bei den beiden ersten Gneistypen beschrieben wurden, tritt in Nestern häufig ein etwas stärker olivgrün gefärbter Chlorit auf, der winzige Rosetten von 20—30 μ Durchmesser bildet.

Der Muskovit, der in diesem Gneistyp als neue Mineralkomponente auftritt, ist wohl hauptsächlich auf Kosten des Serizits der Grundmasse entstanden. Daneben

wird sicher auch das Kalium verwertet, das bei der Chloritisierung des Biotits frei wird. Es lassen sich alle Übergänge zwischen grobschuppigem Serizit und Muskovit beobachten, der oft sekundär verbogen ist. Seine Orientierung in s_1 wurde schon erwähnt; sie ist aber nur statistisch, denn viele Schuppen lassen keine Regelung erkennen und liegen z. T. fast senkrecht zur Schieferung.

An akzessorischen Gemengteilen treten wieder auf: Epidot, Zirkon mit Verfärbungshöfen, Apatit, Granat, Rutil, Turmalin und Titanit; dazu kommt in manchen Schliffen, besonders in der Nähe der Amphibolitlinsen, Karbonat als Kluftfüllung. Unter den Erzen überwiegt jetzt Brauneisen; daneben kommen Hämatit und Ilmenit vor.

Als Abart kommt an manchen Stellen, besonders kurz vor der obersten Kehre des Fahrweges zum Schloß, ein Muskovitgneis mit starker hämatitischer Kluftvererzung vor. Das Gestein wird dadurch dunkelrotbraun, nur die hellen Gemengteile verleihen ihm ein gesprenkeltes Aussehen.

Die Gneise von Mörschied und Schweppenhausen entsprechen völlig dem Chloritgneis γ_{01} bzw. Muskovitgneis γ_1 von Wartenstein, wie ein Vergleich der Dünnschliffe ergab. Der Muskovitgneis ist bei Mörschied häufig hämatitvererzt und braunrot. NÖRINGS Trennung in Granitgneis, Muskovitgneis und Feldspatgneis läßt sich nicht aufrechterhalten.

Die oben beschriebenen verschiedenen Gneisarten sind nur als drei besonders typische Beispiele zu betrachten, die als Glieder einer Reihe miteinander durch alle Übergänge verknüpft sind. So sind auch die Grenzen zwischen den Gneistypen in der Spezialkartierung nicht als Grenzen völlig verschiedener Gesteinsarten zu werten. Im Gelände wird man Biotitgneis und Chloritgneis überhaupt nicht auseinanderhalten können; die Trennung erfolgte erst nach Auswertung der Dünnschliffe. Trotzdem lassen sich aus der Kartierung wichtige Schlüsse auf die Genese der einzelnen Varietäten ziehen, wie später näher ausgeführt werden soll.

2. Amphibolite

α) Diopsidführender Amphibolit (α_0): Typ. Vorkommen: Weganschnitt oberhalb des Weiherbachs SE Griebelschied, ca. 175 m NNW P. 363,0 (s. Abb. 4).

Als schmale, maximal 13 m mächtige Einlagerung im Gneis kommt südöstlich Griebelschied ein kompaktes, tiefschwarzes grobkristallines Gestein vor, dessen Bruchflächen braunviolett anwittern. Im Anschliff erkennt man eine schwache Bänderung, hervorgerufen durch eine lagenweise Anreicherung heller Gemengteile. Makroskopisch kann man außer dem Feldspat noch eine stengelige Hornblende erkennen.

U.d.M. fällt sofort das nematoblastische Gefüge mit einer idealen Regelung der Amphibolstengel auf. Eingeschaltet sind 1—2 mm mächtige Bänder eines farblosen Pyroxens. Scherflächen sind auch im Schliff nicht zu entdecken.

Die Auswertung eines typischen Schliffs ergab folgenden Modalbestand:

42 Hornblende
37 Feldspat, vollkommen serizitisiert
16 Diopsid
4 Titanit
1 Chlorit

Die Amphibole sind überwiegend langprismatisch ausgebildet; kristallographisch definierte Endflächen fehlen. Zwillinge nach (100) sind sehr selten. Die Kristalle haben einen deutlichen Pleochroismus: n_α = schwach gelblichgrün, n_β = grünlich, n_γ = bläulichgrün. Die Lichtbrechung von n_γ beträgt 1,672 $\pm$ 0,003. Die Aus-

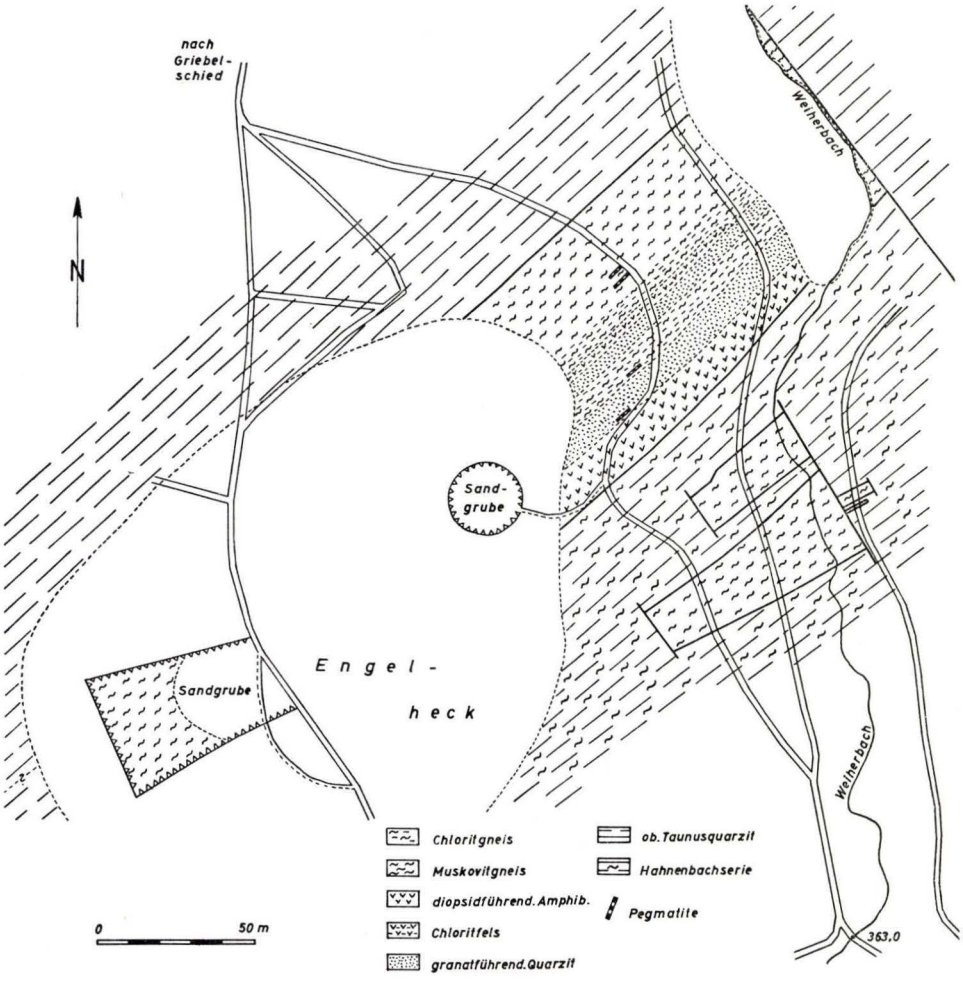


Abb. 4. Geologische Skizze des Weiherbachtals SE Griebelschied.

löschungsschiefe n_γ/c wurde auf dem U-Tisch gemessen. Die gewonnenen Werte variieren zwischen 10° und 23° (Mittel ca. 17°). Nach den optischen Daten kann es sich nur um gemeine Hornblende handeln (mit 30—40% [Fe··, Mn, Ti] gegenüber Mg; s. Tab. S. 77 Tröger 1959). An Einschlüssen wurden Serizitnester (ehem. Feldspäte), Apatit, Titanit und Zirkon beobachtet, der in der Hornblende nur selten Verfärbungshöfe hervorruft. Manchmal umgibt der Amphibol auch einen Pyroxenkern, ein Zeichen dafür, daß ein Teil der Hornblende durch Uralitisierung entstanden ist.

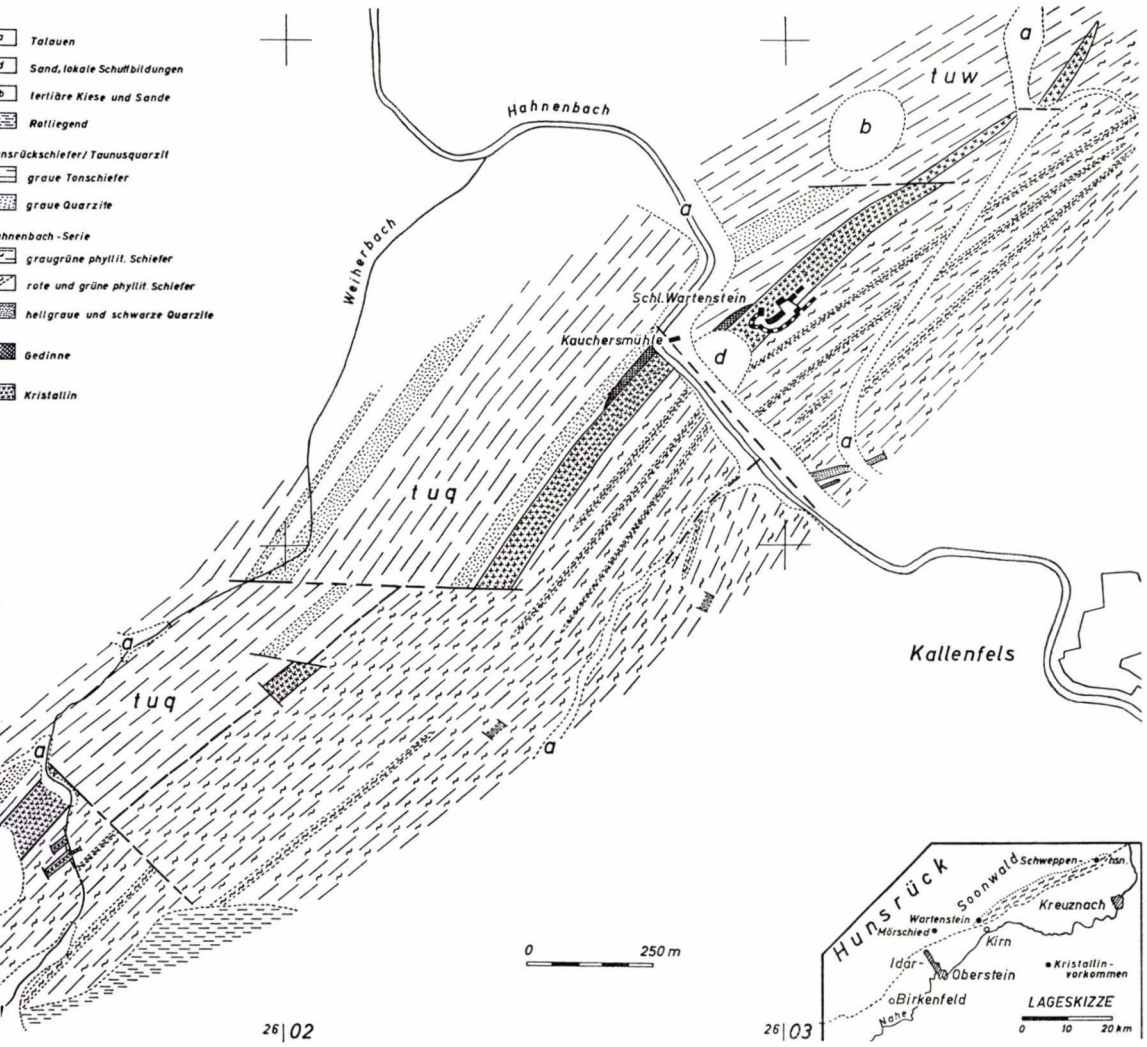


Abb. 5. Geologische Karte der Umgebung des Kristallins von Wartenstein.

blaue bis blauviolette Interferenzfarbe, n$\sim$ 1,656) sprechen für Prochlorit, der zusammen mit dem Quarz hydrothermal zugeführt wurde.

An die Nähe der Amphibolite sind die Calcitlinsen gebunden, die wahrscheinlich mit BIERTHERS „Marmor"linsen identisch sind: hellgraue, grobspätige Kluftausfüllungen, die monomineralisch aus Calcit bestehen; dieser ist noch tektonisch beansprucht, wie die Undulösität und die Zerscherung der Körner zeigen.

Von untergeordneter Bedeutung sind die Hämatitgänge, die den Gneis an mehreren Stellen durchsetzen. Sie erreichen nie mehr als einige Millimeter Mächtigkeit.

Von Rupturen oder auch von einzelnen Spaltflächen aus setzt teilweise eine Umwandlung zu Pennin ein.

Der Pyroxen bildet lagenweise farblose, xenomorphe Kristalle, die durch ihre Korngröße (bis 5 mm!) auffallen und denen die Prismenbegrenzung der Hornblenden fehlt; sie sind unregelmäßig körnig ausgebildet und mit serizitisiertem Feldspat fast granophyrisch verwachsen. Charakteristisch ist eine anomal graublaue Interferenzfarbe; eine Eigenfarbe besitzen die Kristalle nicht. Die Lichtbrechung n_γ wurde mit etwa 1,69 bestimmt, die Auslöschungsschiefe n_γ/c auf dem U-Tisch mit ca. 35° (25° bis 42°). Es handelt sich demnach um reinen, Fe-freien Diopsid. Als Einschlüsse sind nur runde Serizitaggregate zu nennen. Die Verwachsung mit Hornblende wurde schon oben erwähnt. Teilweise tritt auf Klüften Chlorit auf.

Einige Feldspatrelikte wurden als Oligoklas bestimmt. Im allgemeinen aber sind die Feldspäte zerfallen und bilden die serizitische Grundmasse.

Ein charakteristischer und in allen Schliffen zahlreich vorhandener Gemengteil ist der Titanit: nierenförmige Aggregate, selten Körner mit rhombischem Querschnitt. Die Doppelbrechung der farblosen Kristalle ist extrem hoch.

Sonstige Akzessorien sind sehr selten; es wurden nur Zirkon und Apatit beobachtet. Der Zirkon hat nur in der Hornblende und mitunter im Feldspat pleochroitische Höfe, im Diopsid nicht. Als Erz tritt spärlich Hämatit, mitunter wohl auch Ilmenit auf.

β) Granatführender Amphibolit (α_0'): Typ. Vorkommen: Steilwand im Schloßhof, unterhalb des ehem. Turmes (s. Abb. 2).

Das Gestein, das am Schloßturm ansteht, gleicht makroskopisch völlig dem Diopsidamphibolit, nur fehlt ihm die deutliche Bänderung. Gebänderte Granatamphibolite, bei denen die hellen Lagen vorwiegend aus Feldspat bestehen, sind dem Biotitgneis NE vom Schloß in 2 Linsen eingeschaltet. Sie haben dort allerdings nicht die charakteristische schwarze Farbe, sondern sind grünlich verwittert und mitunter schwer vom ebenfalls tiefgründig verwitterten Biotitgneis zu unterscheiden.

U. d. M. läßt sich in der Textur kein Unterschied gegenüber dem Amphibolit vom Weiherbach feststellen. Die Hornblenden sind ebenfalls langprismatisch entwickelt und gut geregelt.

Als Modalbestand wurde an einem Schliff vom Schloßhof ausgezählt:

52 Hornblende
28 Feldspat, stark seirizitisiert
9 Granat
6 Chlorit
1 Quarz
4 Ilmenit

Ob das Gestein bereits ursprünglich keinen Diopsid enthalten hatte oder ob der Diopsid hier nur völlig uralitisiert in der Hornblende enthalten ist, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen.

Charakteristisch ist der hohe Granatgehalt, dessen Anteil an der Mineralzusammensetzung von Dezimeter zu Dezimeter stark wechselt; manche Partien können überwiegend aus Granat bestehen. Die Lichtbrechung entspricht fast genau der von Methytenjodid, beträgt also $n = 1{,}735$. Somit sollte es sich um Grossular handeln,

obwohl eine Messung der Lichtbrechung allein nicht für eine exakte Granatbestimmung ausreicht; dazu fehlte noch die Bestimmung der Dichte D und der Kantenlänge a_0 der Elementarzelle. — Die Körner sind meist einschlußfrei und erreichen Durchmesser bis zu 1 cm; sie sind völlig xenomorph, intensiv zerschert und meist mit einem 0,1—0,2 mm breiten Saum stark serizitisierten Feldspats umgeben.

Als weitere Besonderheit gegenüber dem erstbeschriebenen Amphibolit tritt das Ti nicht in Form von Titanit, sondern hauptsächlich als Ilmenit in Erscheinung: skelettartige schwarze, selten dunkelbraun durchscheinende Körner, z. T. von einem schmalen Titanitkranz umsäumt.

Chlorit findet sich nur als randliche Pseudomorphose an Hornblende oder auf Klüften im Granat. Quarz tritt nur als Kluftfüllung auf. Zirkon und Apatit sind sehr selten.

Zwischen den oben beschriebenen beiden Amphibolittypen und dem Gneis lassen sich an manchen Stellen kontinuierliche Übergänge feststellen, was für die genetische Interpretation der Amphibolite (Ortho- oder Para-Amphibolit) sehr wichtig ist. Besonders die beiden Linsen NE vom Schloß lassen sich nur sehr schwer gegen den Biotitgneis abgrenzen, da sie allmählich in diesen übergehen, sowohl im als auch quer zum Streichen! Zwischenstufen sind ein quarz- und glimmerhaltiger Amphibolit und ein hornblendehaltiger Biotitgneis. Innerhalb des Amphibolits liegt noch einmal eine 10 cm breite und 20 cm lange Linse eines normalen Biotitgneises.

γ) Chloritfels (α_{01}): Typ. Vorkommen: Schloßhof, am Fuße des Nordendes der Steilwand (s. Abb. 2).

Im Schloßhof umgibt den schwarzen Granatamphibolit ein kompaktes dunkelgraues bis graugrünes Gestein mit z. T. dichten, hornartigen, meist aber grobspätigen, marmorähnlichen Bruchflächen. Makroskopisch sind hellrote Granate erkennbar.

Aufschlüsse finden sich außer im Schloßhof noch in kleinen Klippen unterhalb der Schloßmauer NE vom Stallgebäude. Evtl. gehört auch die kleine „Hornfels"linse hierher, die Bierther (1940) an der Kauchersmühle als Einschaltung im Gneis fand.

U. d. M. erkennt man ein schwach ausgebildetes flaseriges Scherflächensystem (s_1), in das besonders die Chloritschuppen eingeregelt sind; aber auch längliche Feldspäte, Quarze und Karbonatkörner liegen im Schliff mit ihrer Längsachse meist in der Spur von s_1.

Ein Schliff dieses Gesteins hatte folgende Mineralzusammensetzung:

6 Quarz
35 Feldspat, stark serizitisiert
34 Chlorit
17 Karbonat, z. T. auf Klüften
1 Granat, stark chloritisiert
1 Titanit
6 Erz

Das charakteristischste Mineral ist der Chlorit: schwach grünlich gefärbte Schuppen ohne deutlichen Pleochroismus und mit anomal graublauer Interferenzfarbe; ihr optischer Charakter ist negativ, der Achsenwinkel $< 10°$; die Lichtbrechung wurde mit $n = 1{,}578 \pm 0{,}003$ bestimmt. Es handelt sich also um Pennin. Als Einschlüsse kommen wieder Zirkone mit pleochroitischen Höfen und idiomorphe epidotähnliche

Mikrolithen vor. Der Chlorit ist außerdem völlig mit xenomorphen Calcitflasern erfüllt, die weder Spaltflächen noch Zwillingslamellen zeigen. Ebenfalls an den Chlorit ist häufig der posttektonische Quarz gebunden. Aus der engen Verknüpfung Chlorit–Calcit–Quarz, aus der Textur des Gesteins und seiner engen räumlichen Bindung an den Amphibolit kann man mit Sicherheit schließen, daß die drei oben genannten Minerale aus Hornblende hervorgegangen sind. Ein Teil des Karbonats und des Quarzes ist allerdings auch auf Klüften zugeführt worden.

Der Feldspat ist stark serizitisiert, doch meist sind noch die ehemaligen Umrisse der Plagioklaskörner zu erkennen, bei denen es sich wieder um Oligoklas handeln dürfte.

Wie der Amphibolit besitzt das Gestein einen stark wechselnden Gehalt an Granat, für den ebenfalls eine Lichtbrechung von n = 1,735 gemessen wurde. Die Körner sind stark zerschert, die Kluftflächen von Chlorit und Karbonat erfüllt. Teilweise ist die Umwandlung so weit fortgeschritten, daß nur noch kleine, eckige Granatrelikte in einer chloritischen Grundmasse schwimmen.

Titanit, z. T. in traubenförmigen Aggregaten, ist selten, wesentlich häufiger Ilmenit, der meist mit einem schmalen Titanitsaum umgeben ist. Auch die Akzessorien Apatit und Zirkon treten im gleichen Verhältnis wie im Granatamphibolit auf.

Wie zwischen Biotit- und Chloritgneis gibt es auch zwischen Amphibolit und Chloritfels Übergänge. Ein gutes Beispiel ist der nördliche der beiden Amphibolitzüge im Weiherbachtal: der Diopsid ist völlig in Hornblende umgewandelt, die Hornblende selbst stark chloritisiert, aber noch in Relikten vorhanden; sonst ist der Mineralgehalt der gleiche wie im südlichen Zug.

Folgende Tatsache erscheint noch wichtig: es gibt zwischen den beiden Typen α_{01} und γ_{01} (Chloritfels und Chloritgneis) Konvergenzen, die eine Unterscheidung beider Gesteine im Schliff oft schwierig gestalten. Wie man beim Vergleich der dazugehörigen Modalanalysen sieht, ist der Mineralbestand qualitativ praktisch gleich. Wenn der Chloritfels nun noch stärker geschiefert würde und sich aus der Serizitgrundmasse Muskovit bildete, würde man diesen hypothetischen Muskovit-Chloritschiefer α_1 im Gelände nicht mehr vom Muskovitgneis γ_1 unterscheiden können. Wenn also in der Kartierung Amphibolite und deren Äquivalente nur als Einschaltungen im Biotitgneis auftreten, nicht aber im Muskovitgneis, so bedeutet das lediglich, daß sie wegen der Angleichung des Mineralbestandes innerhalb des Muskovitgneises nicht mehr erkennbar sind!

3. Quarzitische Gesteine

α) Granatführender Quarzit (q_0): Typ. Vorkommen: Klippen westlich vom Weiherbach, ca. 200 m NNW P. 363.0 (s. Abb. 4).

In zwei maximal 10 m mächtigen Zügen tritt im Weiherbachtal SE Griebelschied ein gebänderter graubrauner Quarzit auf. Das Gestein ist kompakt; nur im Anschliff erkennt man 2 verschiedene Scherflächensysteme, die aber nicht zu einer Absonderung führen.

Im Schliffbild wird die Bänderung s_0 durch eine lagenweise Anreicherung von Biotit und Granat abgebildet; parallel dazu erkennt man grobe, z. T. brauneisenvererzte

Scherrisse. In wechselndem Winkel dazu, fast nur an der Regelung der Glimmer erkenntlich, liegt eine jüngere Schieferung (s_1).

Der Quarz ist vollkommen rekristallisiert; die einzelnen Körner sind miteinander verzahnt, Relikte ihrer ursprünglichen sedimentären Korngestalt nicht mehr zu erkennen. Undulöse Auslöschung und optische Zweiachsigkeit zeigen ihre tektonische Beanspruchung.

Neben dem Granat kommen als Einschlüsse brauner Biotit, Zirkon und idiomorphe hexagonale Querschnitte von Apatit vor, außerdem geradlinige Porenzüge. Manche Körner zeigen die „Böhmsche Streifung".

Völlig untergeordnet tritt stark serizitisierter Feldspat auf, der ebenfalls mit dem Quarz verzahnt ist. Die Körner sind stets wesentlich kleiner als der Quarz, zeigen keine Zwillingslamellierung und haben ihrerseits z. T. wieder kleine eiförmige Quarze eingeschlossen.

Die Biotitschuppen von 0,1—0,2 mm Länge sind dunkelbraun bis grünlichbraun und häufig mit Brauneisen bedeckt, das die Farbe des Quarzits bestimmt. Ebenfalls in den glimmerreichen Lagen angereichert ist der Granat: kleine, einschlußfreie, z. T. idiomorphe Körner von meist $< 50\,\mu$ Durchmesser, teilweise mit anomaler Doppelbrechung. Chlorit tritt nur selten als randliche Pseudomorphisierung des Biotits, z. T. auch in Rosetten auf.

Auffällig ist das Fehlen der für Quarzite so typischen klastischen Schwerminerale: Zirkon und Turmalin wurden nicht beobachtet.

Zwischen dem hier beschriebenen Quarzit und dem Gneis läßt sich in mehreren Aufschlüssen wieder keine scharfe Grenze ziehen: der Chloritgneis geht über einen quarzitischen Gneis kontinuierlich in den granat- und biotitführenden Quarzit über.

β) Serizitischer Quarzit: Am Weg vom Schloß nach Hennweiler steht ca. 140 m NE P. 319.0 eine kleine Linse eines graugrünen, speckig glänzenden Quarzits an. Wie man im Schliff sieht, hat das Gestein sein sedimentäres Gefüge relativ gut erhalten; die Quarze sind nur teilweise rekristallisiert. Außer Quarz finden sich in nennenswerten Mengen nur Serizit und Chlorit, Feldspat sehr selten, dazu Hämatit und Brauneisen.

Der Quarzit befindet sich nicht in normalem, sondern in tektonischem Kontakt mit dem Muskovitgneis; in einem Handstück wurde im Anschliff eine scharfe Grenzfläche sichtbar. Deshalb und wegen der nur schwachen Rekristallisation des Quarzes ist es wahrscheinlich, daß es sich hierbei um eingeschuppten Quarzit aus dem Hunsrückschiefer oder der Hahnenbachserie handelt. Ähnliche Einschuppung von sicherem Nebengestein (Hahnenbach-Schiefer) wurde z. B. am W-Abhang des Schloßberges beobachtet.

Eventuell bezieht sich Bierthers „serizitischer Quarzitschiefer" auf das oben beschriebene Vorkommen. An der von ihm angegebenen Stelle fanden sich nur stark geschieferte, serizit- und chloritreiche Gneise (α_1?).

4. Pegmatite

Linsen- oder gangförmige pegmatitische Ausfüllungen sind innerhalb der Kristallinschollen überall anzutreffen, sowohl im Gneis, als auch im Amphibolit. Meist findet

man sie nur als Lesesteine, seltener im Anstehenden; dann beträgt ihre Mächtigkeit meist weniger als 10 cm. Im Biotitgneis NE vom Schloß wurde ein Gang von 50 cm Breite und fast 3 m Länge durch Schürfen freigelegt; er ist stark mit Biotitgneis verschuppt.

Der Mineralbestand ist stets sehr einfach: Quarz, Feldspat und Glimmer in wechselndem Verhältnis. Es handelt sich also um „simple pegmatites" (TURNER & VERHOOGEN 1960); die seltenen Minerale der „complex pegmatites" (Li-, Be-, B-Minerale usw.) fehlen völlig. Es sollen drei Beispiele mit jeweils verschiedener Mineralzusammensetzung beschrieben werden:

In den meisten Fällen überwiegt der Muskovit, z. T. mehrere cm² große Tafeln in zentimeterdicken Paketen. Häufig ist eine spätere tektonische Beanspruchung an einer starken Verbiegung der Glimmer und im Schliff an der starken Undulösität des Quarzes sichtbar, der neben dem Plagioklas, der als Albit bestimmt wurde, und dem Mikroklin zu den Hauptkomponenten des Pegmatits zählt. Auch der Mikroklin, der häufig Quarzschlieren enthält, wird mitunter von s-Flächen durchzogen, die die einzelnen Lamellen gegeneinander versetzen. An Akzessorien wurden nur idiomorphe Apatitprismen im Feldspat beobachtet. Vereinzelte Klüfte sind brauneisenvererzt.

Anstehend findet sich der Muskovitpegmatit unterhalb des Fahrwegs zum Schloß ca. 370 m NE P. 319.0, an der Böschung 10 m nördlich P. 319.0 und an mehreren Stellen im Weganschnitt westlich vom Weiherbach.

Als Lesestein wurde auf der Höhe des Helfersberges ein Pegmatit gefunden, an dem man makroskopisch nur mehrere Zentimeter große, milchig weiß bis schwach rosa gefärbte Feldspäte mit glänzenden Spaltflächen erkennen kann. Eine mikroskopische Bestimmung des Feldspats ergab Mikroklin: er ist fein gegittert, seine Lichtbrechung n_β liegt zwischen 1,525 und 1,530. Er wird in auffälliger Weise kreuz und quer von schmalen quarzgefüllten Rissen durchzogen. Als Kluftfüllung tritt untergeordnet auch Serizit auf.

Die zahlreichen, meist stark verwitterten Pegmatitgänge im Biotitgneis und im Amphibolit NE vom Schloß bilden das dritte Beispiel. Makroskopisch lassen sich neben dem Quarz z. T. über 5 cm große idiomorphe, meist weiße oder hellgraue Feldspäte und schwarzgrüner, chloritisierter Biotit erkennen. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ließ sich von diesem Typ kein Dünnschliff herstellen.

5. Gangbildungen

Hier überwiegen bei weitem die Quarzgänge, die besonders dem Muskovitgneis in reicher Zahl eingeschaltet sind. Sie liegen meist parallel zur Schieferung s_1, selten quer oder diagonal dazu, und werden z. T. über 1 m mächtig. Starke Verquarzungen finden sich besonders an der Kauchersmühle an der Grenze Gneis/Gedinne und oberhalb des Weges nach Hennweiler NE vom Schloß.

Ganz charakteristisch für das Kristallin und auch für das angrenzende Gedinne sind fettglänzende dunkelgrüne Gangfüllungen, an denen sich z. T. Übergänge zu normalem Milchquarz feststellen lassen. U. d. M. erkennt man, daß die grünen Partien aus Quarz bestehen, der als Einschlüsse spiralförmig gewundene „Geldrollen" von Chlorit führt. Die optischen Daten (zweiachsig negativ, $\Delta < 0{,}005$, anomal grau-

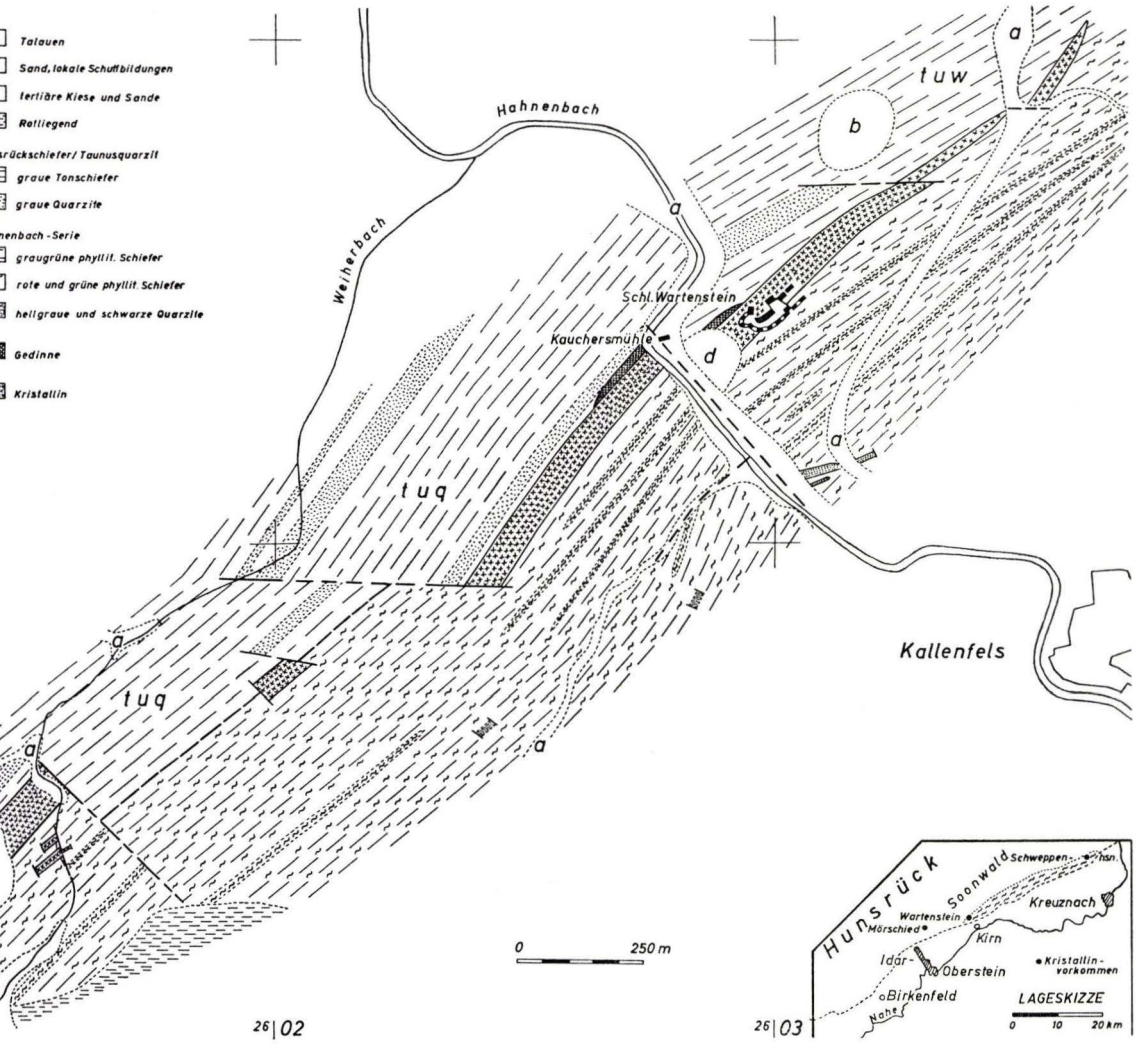


Abb. 5. Geologische Karte der Umgebung des Kristallins von Wartenstein.

blaue bis blauviolette Interferenzfarbe, n~ 1,656) sprechen für Prochlorit, der zusammen mit dem Quarz hydrothermal zugeführt wurde.

An die Nähe der Amphibolite sind die Calcitlinsen gebunden, die wahrscheinlich mit BIERTHERS „Marmor"linsen identisch sind: hellgraue, grobspätige Kluftausfüllungen, die monomineralisch aus Calcit bestehen; dieser ist noch tektonisch beansprucht, wie die Undulösität und die Zerscherung der Körner zeigen.

Von untergeordneter Bedeutung sind die Hämatitgänge, die den Gneis an mehreren Stellen durchsetzen. Sie erreichen nie mehr als einige Millimeter Mächtigkeit.

6. Die Umgebung des Kristallins

Auf eine genaue petrographische Beschreibung der Gesteine, denen die Kristallinen Schiefer eingelagert sind, wird hier verzichtet und auf die bisherigen Bearbeitungen, besonders BIERTHER (1940) verwiesen. Die einzelnen Gesteinstypen der geologischen Umgebung sollen nur kurz genannt werden.

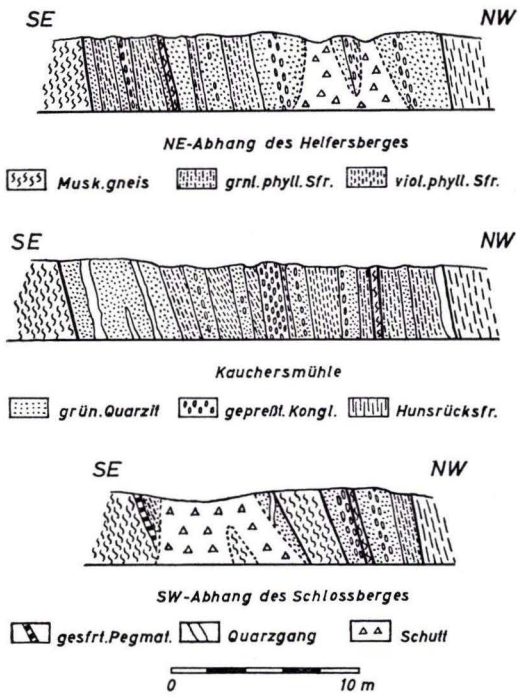


Abb. 6. 3 Profile durch das Gedinne unterhalb Schloß Wartenstein und an der Kauchersmühle.

α) Gedinne: Trotz ihrer geringen Mächtigkeit von maximal 20 m enthalten die beiden Schollen, die die NW-Begrenzung des Kristallins zu beiden Seiten des Hahnenbaches bilden, eine erstaunliche Vielfalt verschiedener Gesteine. Sie unterscheiden sich stark sowohl vom Gneis als auch von den sie umgebenden Schiefern. TILMANN & CHUDOBA (1931) stellen die fossilleeren Schichten ins untere Gedinne, ASSELBERGHS & HENKE (1935) und BIERTHER (1940) wegen ihrer Ähnlichkeit mit den Schichten von Oignies und den Konglomeraten von Assmannshausen ins obere Gedinne.

Die Schichtfolge besteht aus einer Wechsellagerung von grauen, rötlichen oder grünen stark verquarzten Quarziten, bräunlichroten gepreßten Konglomeraten, in denen ausschließlich Quarzgerölle beobachtet wurden, und harten graugrünen oder violetten Schiefern. Eingeschaltet sind häufig mächtige Quarzbänke oder kleinere Gneisschuppen.

Die drei Profile, die westlich vom Schloß, an der Kauchersmühle und am Abhang des Helfersberges (ca. 20 m über der Talsohle) durch das Gedinne gelegt wurden

(s. Abb. 6), zeigen, daß die einzelnen Schichten schon nach kurzer Zeit im Streichen auskeilen. Auf eine Entfernung von wenigen Metern sind einzelne Profile schon nicht mehr korrelierbar.

β) Taunusquarzit/Hunsrückschiefer: Nordwestlich an das Kristallin und Gedinne schließen sich graue, harte, meist ebenflächige Tonschiefer und hellgraue Quarzite an, die miteinander wechsellagern. Der Kontakt mit dem Gneis, an mehreren Stellen aufgeschlossen, ist scharf; es gibt keine Übergänge und auch keine Kontaktmetamorphose, wie QUIRING (1942) sie beschreibt.

BIERTHER (1940) stellt die gesamte Schichtfolge nördlich der Gneisschollen in den Hunsrückschiefer, ohne allerdings Fossilien gefunden zu haben. QUIRING (1942) konnte durch Fossilfunde nachweisen, daß die Schichten nördlich von Schloß Wartenstein in den unteren Hunsrückschiefer, die NW vom Helfersberg und am Weiherbach in den obersten Taunusquarzit gehören.

γ) Hahnenbachserie. Die sehr komplexe fossilleere Schichtfolge zwischen dem Kristallin und Kallenfels wurde von BIERTHER (1940) als „Hahnenbachserie" auskartiert. Die Hauptmasse bilden graue bis graugrüne phyllitische Schiefer, deren Metamorphose nach N zu langsam ausklingt. Eine scharfe Grenze gegen die Hunsrückschiefer nördlich vom Gneis ließ sich nirgends festlegen. Eingeschaltet sind geringmächtige Züge von bunten (grünen und violetten) Schiefern, schwarze Quarzite, graue Quarzite („Kallenfelsquarzit"), Grauwacken und Grünschiefer.

An mehreren Stellen wurde wieder ein scharfer Kontakt mit dem Gneis freigelegt, der beweist, daß es auch zwischen der Hahnenbachserie und dem Kristallin keinen Übergang gibt. Das Auftreten von Quarzaugen, wie es sich in den Schiefern und Quarziten am unmittelbaren Kontakt mit dem Gneis mitunter beobachten läßt, mag QUIRING eventuell zur Annahme einer Kontaktmetamorphose veranlaßt haben, ist aber sicher durch lokale Stoffwanderungen während der Aufschuppung des Kristallins und der damit verbundenen Umkristallisation zu erklären.

Über das Alter der Hahnenbachserie herrscht völlige Unklarheit. TILMANN & CHUDOBA (1931) deuteten die Serie als Gedinne, NÖRING (1939) und BIERTHER (1940) wegen ihrer Ähnlichkeit mit den metamorphen Gesteinen von Düppenweiler/Saar als Vordevon, H. H. WERNER (1952) auf Grund seiner Untersuchungen in der „Winterbacher Mulde" als Unterems. Als BIERTHER 1954 in der Stromberger Mulde in nichtmetamorphen Äquivalenten der südlich an die Hahnenbachserie angrenzenden „Kallenfelsserie" (Kalkknollen- und Alaunschiefer) sichere Unteremsfossilien fand, wurde WERNERS Deutung der Hahnenbachserie als Unterems wieder fallengelassen, in der Annahme, daß nicht beide Serien dem gleichen stratigraphischen Niveau angehören könnten.

Stratigraphische Überlegungen werden in der metamorphen Zone des Soonwaldes dadurch erschwert, daß hier kein normaler Faltenbau vorliegt, sondern die einzelnen Serien stark miteinander verschuppt sind. Trotzdem kann man wohl mit Sicherheit ein unterdevonisches Alter für die Hahnenbachserie annehmen, ohne ihre Stellung allerdings genauer fixieren zu können. Ein vordevonisches Alter scheidet deshalb aus, weil gegenüber den anderen, sicher devonischen Serien kein sprunghafter Unterschied

im Grad der Metamorphose erkennbar ist. Die Metamorphose klingt von der Vorsoonwaldserie im Süden über die Kallenfels- zur Hahnenbachserie im Norden hin langsam aus.

b) Metamorphose

Im Kristallin lassen sich zwei verschieden temperierte Mineralparagenesen und somit eine doppelte Metamorphose nachweisen, wie schon BIERTHER (1940) erkannte:

„Bei der varistischen Hochpressung dieser Scholle wurde der Mineralbestand weitgehend umgewandelt. Die kristallinen Gesteine erhalten epizonalen Charakter (Choritisierung der Glimmer, Serizitisierung der Feldspäte)."

Man muß also zwischen der ursprünglichen, prävaristischen Metamorphose (Kr_0) des Kristallins und einer späteren varistischen Dislokationsmetamorphose (Kr_1) unterscheiden, die eine Diaphthorese des ursprünglichen Mineralbestandes bewirkt.

1. Prävaristische Kristallisation (Kr_0)

Der Mineralbestand der ersten metamorphen Generation ist folgender:

Gneis	Amphibolit
Quarz	Hornblende
Oligoklas	Diopsid
Mikroklin	Oligoklas
Biotit	Titanit
Granat	Granat
Apatit	Apatit
Zirkon	Zirkon
Turmalin	

Apatit und Turmalin können schon diagenetisch entstanden sein und brauchen keine metamorphen Neubildungen darzustellen; das gleiche gilt für den neugebildeten Teil des Zirkons, der sonst überwiegend sedimentärer Herkunft ist.

Die Mineralparagenese entspricht der Amphibolitfazies ESKOLAS, der im Grundgebirge verbreitetsten Mineralfazies. Da die Kristallinschollen von Wartenstein mit Sicherheit aufgeschupptes Grundgebirge sind, dürfte auch die Metamorphose des kristallinen Untergrundes im Südhunsrück nicht über die Mesozone hinausgehen. In der Tat werden auch die Einschlüsse, die BRUHNS (1907) aus dem Basalt von Schweppenhausen (südl. Stromberg) beschreibt, überwiegend aus Quarz-Oligoklas-Mikroklin-Biotit aufgebaut.

Gesteine, in denen die Mineralfazies der prävaristischen Kristallisation Kr_0 erhalten ist, finden sich als Biotitgneis γ_0 und Amphibolit α_0 jeweils in der Mitte der Kristallinschuppen, wo die varistische Überprägung nicht so stark gewesen ist. Allerdings macht sich auch hier schon eine leichte Diaphthorese in der schwachen Serizitisierung der Feldspäte und der Vergrünung des Biotits bemerkbar.

2. Dislokationsmetamorphose (Kr_1)

Die Umwandlung des ursprünglichen Mineralbestandes durch die varistische Tektonik führt zu folgender neuen Paragenese:

Gneis	Amphibolit
Quarz	Quarz
Serizit-Muskovit	Serizit-Muskovit
Chlorit	Chlorit
Epidot	Epidot
Rutil	Calcit
(Albit)	

Auf die Angleichung der Mineralzusammensetzung des Gneises und des Amphibolits, die im Endzustand der Diaphthorese eine Unterscheidung beider Gesteine im Gelände praktisch unmöglich macht, wurde schon weiter oben hingewiesen.

Serizit und Muskovit entstehen aus dem ursprünglichen Feldspatgehalt, Chlorit sowohl aus Biotit, als auch aus Hornblende und Granat. Bei der Umwandlung von Biotit bilden sich außerdem noch Rutil und Epidot, bei der Diaphthorese von Hornblende und Granat besonders auch Calcit.

Diese neue Mineralfolge ist in den Gesteinen realisiert, die räumlich die Hauptmasse des Kristallins bilden: im Chloritgneis (γ_{01}), Muskovitgneis (γ_1) und im Chloritfels (α_{01}). Die Muskovitbildung setzt erst in den am stärksten überschieferten, am Rand liegenden Partien ein, während Chloritgneis und Chloritfels als Übergangsglieder zu Biotitgneis und Amphibolit mehr in der Mitte der Schollen liegen[1]).

Aus der räumlichen Verteilung der Gesteine, aus der Tatsache, daß Biotitgneis und Amphibolit überall dort auftreten, wo die prävaristische Schieferung s_0 erhalten ist, Muskovitgneis dagegen nur in den varistisch überprägten randlichen Partien (Abb. 11), und aus einer genauen Betrachtung der quantitativen Mineralzusammensetzung und der Mineralumwandlungen geht eindeutig hervor, daß der Muskovitgneis durch Diaphthorese aus dem Biotitgneis hervorgegangen ist — wie der Chloritfels aus dem Amphibolit.

Relativ einfach ist die zeitliche Datierung der Dislokationsmetamorphose: sie steht in engem Zusammenhang mit der varistisch streichenden Schieferung s_1 und ist somit sicher varistisch. Ob sie allerdings mit der ebenfalls varistischen Metamorphose der metamorphen Zone des Soonwaldes, an deren Nordrand die Gneisschollen liegen, identisch ist oder auf die Durchbewegung während der Aufschuppung des Kristallins zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden. Wahrscheinlich haben beide Faktoren gleichzeitig mitgewirkt.

c) Diskussion der Ausgangsgesteine

Von den bisherigen Bearbeitern wurden die verschiedensten Gesteine als mögliches Ausgangsgestein angeführt. Tilmann & Chudoba (1931) geben eine Arkose bzw. quarzreiche Arkose an, ebenfalls Asselberghs & Henke (1935), Schmidt, F. (1937) auf Grund geochemischer Untersuchungen dagegen tonigere Sedimente. Bierther (1940, 1954) nimmt für den Muskovit-Chloritgneis ebenfalls sedimentäres Ausgangs-

[1]) Die Symbole (γ_0, γ_{01}, γ_1 für den Gneis, α_0, α_{01} für den Amphibolit) sind so zu verstehen, daß der Index „0" Gesteine mit dem Mineralbestand der prävaristischen Kristallisation Kr_0, der Index „1" völlig diaphthoritisierte Gesteine (mit Muskovitbildung), der Index „01" Zwischenglieder bezeichnet.

material an, für die Amphibolite Mergel mit lagenweise wechselndem Kalkgehalt. Über den Biotit-Chloritgneis allerdings schreibt er:

„... deutet der Mineralbestand ... auf umgewandelte Granite hin. Auch das lokale Vorkommen an einer einzigen Stelle auf der Höhe von Schloß Wartenstein ist dafür bezeichnend, während die Muskovit-Chloritgneise überall verbreitet sind" (1940).

Die durchgeführten Untersuchungen widerlegen diese Ansicht BIERTHERS. Daß der Biotitgneis ebenfalls ein Para-Gestein ist, zeigten schon die klastischen Zirkone. Ein sicherer Anhalt sind auch die quarzitischen und z.T. sogar konglomeratischen Lagen, die sich sowohl im Muskovitgneis, als auch im Biotitgneis finden. Außerdem geht der Biotitgneis allmählich in den Amphibolit über, der den für metamorphe Kalkgesteine

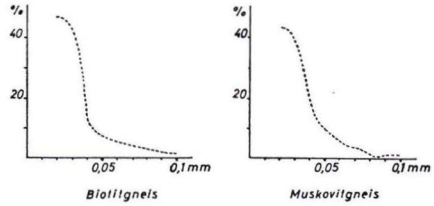


Abb. 7. Korngrößenverteilungskurven für Zirkone.

typischen Grossular führt und den auch BIERTHER als ehemaligen Mergel bezeichnet. Ein solcher, sicher schon primär vorhandener Übergang ist aber nur zu verstehen, wenn der Biotitgneis ebenfalls aus sedimentärem Material hervorgegangen ist. Darüber hinaus wurde es im vorigen Kapitel wahrscheinlich gemacht, daß Biotit- und Muskovitgneis miteinander ident sind und nur jeweils verschiedenen Diaphthoresegrad besitzen. Das geht vollends aus der quantitativen Untersuchung des Zirkongehalts und dem Vergleich der Korngrößenverteilungskurven hervor (die Untersuchungen beschränkten sich auf den Zirkon, da nur er als sicher klastische Komponente erkannt wurde; s. Tab. 1 u. 2 und Abb. 7). Die Zirkongehalte haben etwa den gleichen Wert; die KGV-Kurven sind praktisch deckungsgleich! Das wäre höchst unwahrscheinlich, wenn es sich um zwei gänzlich verschiedene Gesteine handelte.

Somit ergibt sich, daß der gesamte Komplex mit Ausnahme der jüngeren Pegmatite mit größter Wahrscheinlichkeit aus einer eintönigen Folge von vorwiegend tonigem Material mit teils sandigen, teils mergeligen Einlagerungen hervorgegangen ist. Die „erstaunliche Vielfalt der Gesteine", von der BIERTHER (1940) spricht und die er als Beweis für den sedimentären Charakter des größten Teils derselben anführt, war nicht primär vorhanden, sondern ist erst durch das Zusammenspiel von Metamorphose und Diaphthorese entstanden.

Tabelle 1. Zirkongehalt in Körnern pro cm² Schliffläche
Biotitgneis

Schliff-Nr.	109	111	138	139	141	143	zus.
Körner/cm²	19	15	14	18	15	15	16
Fläche (cm²) . . .	2,2	4,2	2,7	3,4	3,1	3,3	18,9

Muskovitgneis

Schliff-Nr. . . .	104	107	110	113	114	117	118	120	140	zus.
Körner/cm² . . .	23	29	11	13	21	20	29	20	16	21
Fläche (cm²) . .	2,6	2,7	3,4	3,8	2,0	2,7	1,6	1,5	3,5	23,8

Tabelle 2. Korngrößenverteilung der Zirkone in Prozent

Durchm. mm	0,02— 0,03	0,03— 0,04	0,04— 0,05	0,05— 0,06	0,06— 0,07	0,07— 0,08	0,08— 0,09	0,09— 0,10	0,10
B. gneis	45	28	7	7	5	3	2	1	2
M. gneis	42	31	11	7	4	3	—	1	1

II. Tektonik

a) Prävaristische Tektonik

Relikte einer älteren, varistisch nicht überprägten Tektonik finden sich im wesentlichen nur in der schon von Bierther (1954) beschriebenen, kaum 200 m² großen Scholle NE vom Schloß (Abb. 8), die im Maßstab 1:200 spezialkartiert wurde, außerdem noch im Schloßhof (Abb. 2) und am Serpentinenweg nördlich vom Schloß. An diesen Stellen sind die prävaristische Bänderung und die dazu parallele Schieferung s_0 erhalten, z. T. von einer jüngeren Schieferung überprägt, aber noch erkennbar. Wie Abb. 8 zeigt, streicht sie auch mit der ursprünglichen Schichtung ss parallel.

Die Meßwerte von s_0 NE vom Schloß und am Serpentinenweg sind etwa gleich: N- bis NNW-Streichen und ein relativ flaches Einfallen nach E. Die Werte vom Schloßhof sind etwas unsicher, da die Bänderung fehlt und die Schieferung nur schwach entwickelt ist; sie scheint aber NNE zu streichen und nach W zu fallen.

Über das Alter der Schieferung s_0 lassen sich keine sicheren Aussagen machen, außer daß sie prävaristisch ist. Wenn man das Kristallin als präkambrisch ansieht, wie Bierther (1954) es tut, kann man nicht ausschließen, daß sie evtl. auch älter als kaledonisch ist.

Ebensowenig läßt sich das Streichen dieser älteren Tektonik im Untergrund angeben: Die Gneisschollen haben wohl sicher keine Verbindung mehr zum kristallinen Grundgebirge, sondern schwimmen frei in der Schieferhülle; bei der Aufpressung hat sich durch Rotationsbewegungen die ursprüngliche Lage der Schieferung bestimmt verändert. Selbst wenn man eine Drehung um eine vertikal stehende Achse ausschließt, genügt eine Kippung der Gneisplatte um eine varistisch streichende horizontale Achse, damit s_0 die verschiedensten Streichwerte annimmt, wie folgende Tabelle zeigt (als Ausgangswert für s_0 wurde 0/50 E gewählt, die durchschnittliche Lagerung in der Reliktscholle NE vom Schloß [Abb. 8]):

Tabelle 3. Veränderung der Lage von s_0 (0/50 E) bei Kippung um eine 50° streichende, horizontale Achse

Kippung	10°	20°	30°	40°
nach NW	168/45 E	155/40 SE	140/38 SE	123/38 SE
nach SE	9/56 E	18/63 NE	25/70 NE	32/78 NE

Aber auch diese Betrachtungen sind wertlos, da man nicht weiß, wie die Kristallinschollen bei der spättektonischen Verbiegung der varistischen Faltenachsen, die hier mit ca. 40° nach SW abtauchen, reagiert haben. Alle diese Einschränkungen muß man im Auge behalten, wenn man, von Wartenstein ausgehend, Betrachtungen über die Struktur des prävaristischen Untergrundes im Schiefergebirge anstellt.

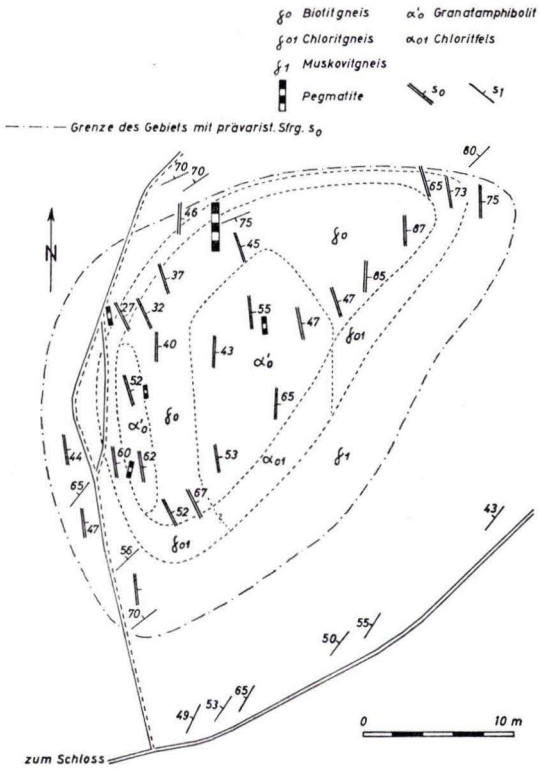


Abb. 8. Biotitgneis-Reliktscholle NE Schloß Wartenstein.

b) Varistische Tektonik

Über die Ursache der varistischen Aufschuppung des Kristallins schreibt SCHOLTZ (1933):

„... habe ich als tiefere Ursache dafür eine S–N gerichtete Grundbewegung angenommen. Sie erfaßt den mehr oder weniger starren Block der (Mitteldeutschen) kristallinen Scholle und bewegt ihn gegen die mobile Geosynklinalfüllung des späteren Rheinischen Gebirges. ... Die Geosynklinalfüllung wird gefaltet und zerschert, das kristalline Widerlager in einzelne größere und kleinere Schollen, Keile und Splitter zerbrochen. ... Dabei mag dann leicht einer dieser Splitter als isolierter Keil abgeschert, von der Faltung mit ergriffen und in die darüberliegende Gesteinsserie eingearbeitet worden sein (Gneis von Wartenstein)." ... „Wir dürfen also wohl annehmen, daß der Gneis ... linsenförmig und also wurzellos in seiner Umgebung steckt."

Der Baustil im untersuchten Gebiet (zwischen Kallenfels und Hahnenbach) entspricht dem, wie ihn BEYENBURG (1930) aus dem Guldenbachtal am Ostrand der metamorphen Soonwaldzone beschreibt: isoklinale, z. T. spezialgefaltete Sättel und Mulden, stark miteinander verschuppt und durch streichende Verwerfungen voneinander getrennt. An solch einer großen Längsverwerfung, einer schon früh vorgezeichneten tektonischen Grenze zwischen der Hunsrückschieferzone und der Zone der Hahnenbachschiefer erfolgte die Aufschuppung der Kristallinschollen von Wartenstein. Diese Grenzlinie scheint für den Großbau des Soonwaldes von einzigartiger Bedeutung zu sein; denn auch die Gneislinie von Schweppenhausen liegt nach BEYENBURG an einer großen Längsverwerfung zwischen einer Hunsrückschieferzone im Norden und einer Zone mit graugrünen Phylliten im Süden. ASSELBERGHS & HENKE (1935) betonen ebenfalls die Wichtigkeit dieser Störung am Südrand des Soonwaldsattels; außer bei Wartenstein und Schweppenhausen beschreiben sie sie auch aus der Gegend nördlich von Heinzenberg im Kellenbachtal.

Die Annahme einer solchen tektonischen Grenze erklärt auch, warum bei Schloß Wartenstein nordwestlich von der Hahnenbachserie einmal oberster Taunusquarzit (westl. vom Hahnenbach) und einmal unterer Hunsrückschiefer (östl. vom Hahnenbach) anschließen.

Außer dem Kristallin befindet sich auch das Gedinne im tektonischen Verband zum Nebengestein, zu dem es keine Beziehungen zeigt. Auch der Kontakt mit dem Gneis ist kein Transgressionsverband, sondern eine tektonische Grenze. Wahrscheinlich ist es bei der Aufschuppung des Gneises mit emporgerissen worden. Beim Aufbruch von Mörschied wurden neben dem Gneis zahlreiche Lesesteine von Hermeskeilsandstein gefunden, ein Zeichen dafür, daß auch dort Gedinne mit emporgeschleppt wurde.

Bei der Aufwärtsbewegung der Gneislinsen hat außer der vertikalen auch noch eine nach SW gerichtete Komponente mitgewirkt, da die ältere Schieferung s_0 an mehreren Stellen randlich nach NE geschleppt ist.

Die varistische Schieferung s_1, die in den Schiefern der Umgebung angelegt wird, als der Gneis bereits eingeschuppt war, hat auch diesen noch mit ergriffen, denn die flaserige Absonderung des Muskovitgneises und die Schieferung der umgebenden Schiefer zeigen $\pm$ gleiches Einfallen. Die Lagerung von s_1, die im einzelnen größere Schwankungen aufweist, besonders im Einfallen, geht aus Abb. 9 hervor.

Im allgemeinen wird s_0 von der neuen Schieferung s_1 überprägt und ausgelöscht — mit Ausnahme weniger Reliktschollen. Daneben müssen aber auch Umfaltungsvorgänge eine Rolle gespielt haben, denn in der Gneisschuppe SE Griebelschied streicht die primäre Schichtung ss ($\triangleq s_0$), gut erkennbar an den Quarzit- und Amphibolit-einlagerungen, mit s_1 etwa parallel. Eine andere Erklärung wäre, daß die ganze Scholle vor Anlage von s_1 in die jetzige Lage gedreht worden ist.

Lineare sind im Kristallin nur selten entwickelt. An wenigen Stellen kann man auf s_0 die Schnittkante s_0/s_1 (Lb_0) einmessen; sie fällt mit etwa 20—40° nach N bis NE. Ebenso selten findet man eine Fältelung der s_1-Flächen im Gneis, die (mit Ausnahme zweier Werte an einer Störung) flach nach NE bis ENE fällt (s. Abb. 10).

Die Schiefer nördl. und südl. vom Gneis dagegen zeigen fast immer eine deutliche Fältelung (Lb_1), die durch die Schubklüftung s_2 hervorgerufen wird. Genau senkrecht

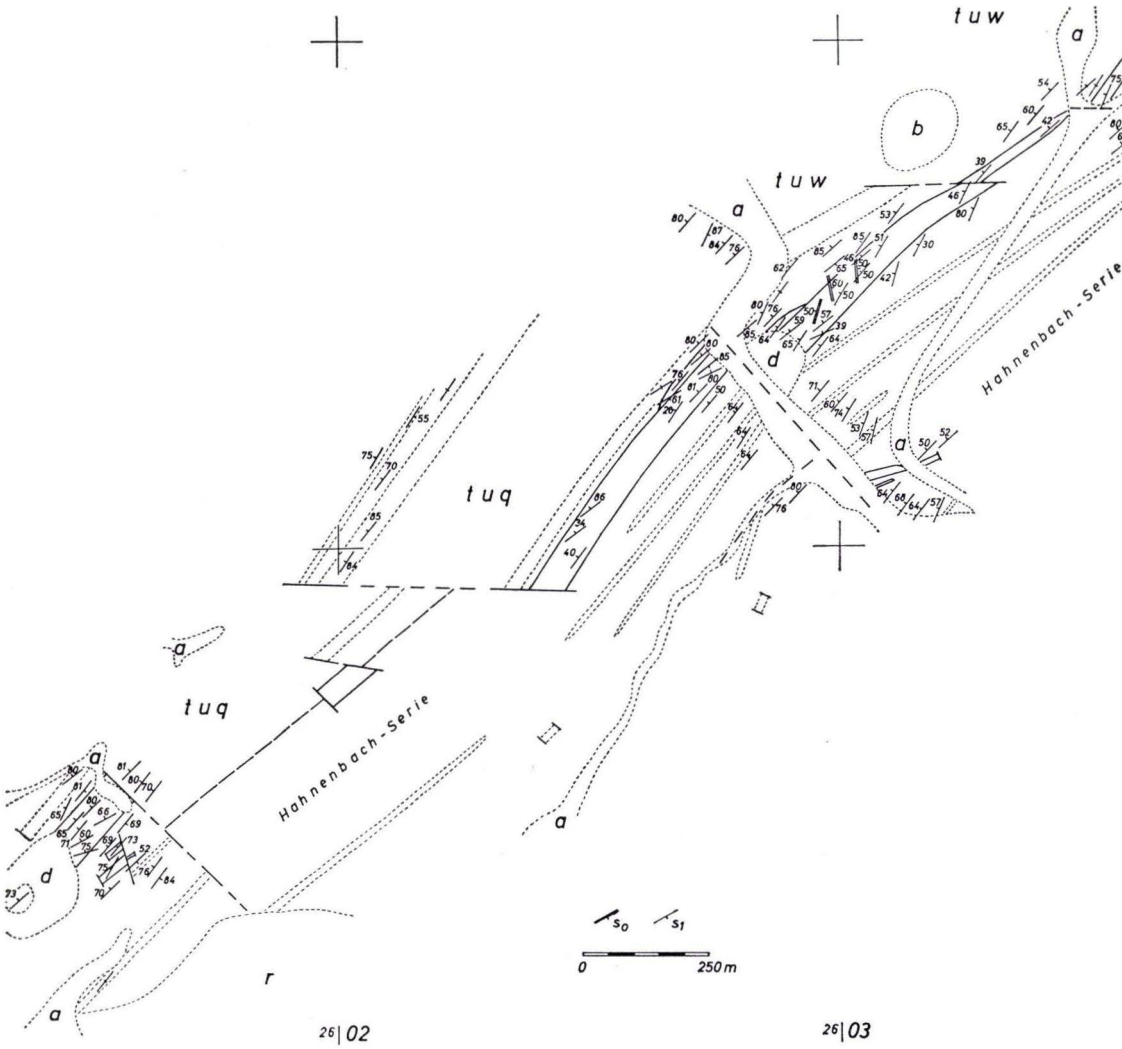


Abb. 9. Tektonische Karte 1 (Schieferung).

dazu, der Schnittkante ac/s_1 entsprechend, liegt meist ein zweites Fältelungssystem. In Abb. 10 sind der besseren Übersicht wegen nur die Runzelachsen Lb_1 dargestellt. Sie fallen mit durchschnittlich 30—40° nach SW. Wenn man diese Achsen mit den Großfaltenachsen gleichsetzt, was bei Schnitten s_1/s_2 nicht ohne weiteres zulässig ist, so ist wohl nur ein Teil dieser Neigung auf eine primäre Achsendepression, wie sie der Lage am SW-Rand des Soonwaldsattels entspricht, zurückzuführen, der größere Teil wohl auf sekundäre Schollenkippung. Wenn man die Lineare Lb_1 in den Schiefern mit der Fältelung der s_1-Flächen im Gneis gleichsetzt, so würde das verschiedene Einfallen auf eine Eigenbewegung der Kristallinlinsen gegenüber den Schiefern während dieser Schollenkippung hindeuten.

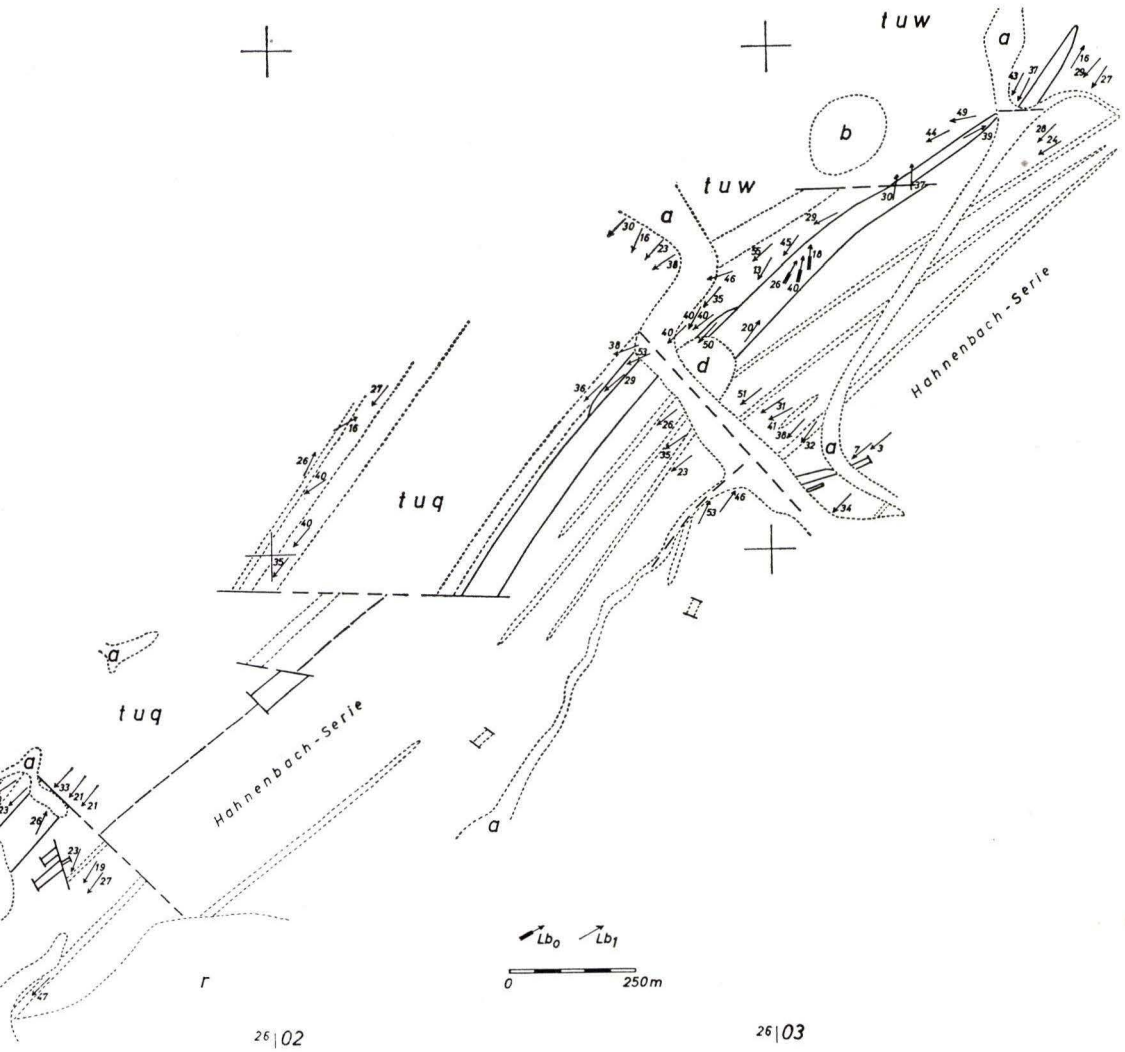


Abb. 10. Tektonische Karte 2 (Lineare).

Interessant ist eine Betrachtung der zahlreichen Querverwerfungen: sie streichen SE–NW bis E–W und haben mit wenigen Ausnahmen den gleichen Versetzungssinn: die südwestliche Scholle ist fast immer relativ nach NW bewegt worden. Der gleiche Bewegungssinn der Störungen ist auch auf der tektonischen Spezialkarte des Kallenfelsquarzits (Bierther 1940, Abb. 19) erkennbar.

Längsverwerfungen sind besonders zahlreich im Gneis oberhalb vom Weiherbach aufgeschlossen. Häufig sind sie von 20—30 cm breiten Mylonit- bis Phyllonitbändern begleitet; mitunter sind in den Störungszonen auch normale Tonschiefer mit eingeschuppt. — Jüngere Parallelverwerfungen haben auch die Zerstückelung der großen Kristallinscholle vom Weiherbachtal in zahlreiche kleine, z. T. nur zentimetermäch-

tige Schuppen bewirkt. Die nicht diaphthoritisierten Reliktgesteine liegen hier in der Mitte des ganzen Komplexes, woraus man schließen kann, daß die einzelnen Schuppen während der Aufpressung noch zusammenhingen.

C. Altersfrage

Über das Alter des aufgeschuppten Kristallins lassen sich wegen der Einzigartigkeit seines Vorkommens für das Rheinische Schiefergebirge und der somit fehlenden Vergleichsmöglichkeiten nur Vermutungen anstellen.

So schreibt auch BIERTHER nur ganz allgemein:

„Die kristallinen Gesteine von Wartenstein sind sicherlich die ältesten im Rheinischen Schiefergebirge auftretenden Gesteine überhaupt. Man kann diese Gesteine wohl als den präpaläozoischen Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges ansehen." (1940)

„Das Kristallin ist auch älter als die gotlandischen Phyllite des südl. Taunus, mit denen es weder faziell noch dem Grad der Umwandlung nach parallelisiert werden kann. Eher ist an eine Beziehung zu bestimmten Zonen des kristallinen Spessarts zu denken, etwa zur Zone der streifigen Gneise BÜCKINGS (1892), über deren Alter wir allerdings noch im unklaren sind." (1954)

Mit Sicherheit sagen läßt sich nur, daß das Kristallin älter ist als Devon, da die Gneisschollen Relikte einer prävaristischen Tektonik aufweisen und Fetzen von Gedinne mit emporgerissen haben. Mit größter Wahrscheinlichkeit ist auch die Deutung BIERTHERS als Präkambrium richtig, da ähnliche Gesteine im Rheinischen Schiefergebirge bis ins Revin hinunter unbekannt sind.

Somit findet sich im südwestlichen Soonwald die einzige Stelle, an denen die kristalline Unterlage des Schiefergebirges, wenn auch nur in Form einiger aufgeschuppter Linsen, zutage tritt. Diese Kuriosität des Vorkommens möge auch das ausführliche Interesse verständlich machen, das ihm trotz seiner rein flächenmäßig geringen Bedeutung entgegengebracht wurde.

Schriftenverzeichnis

ASSELBERGHS, E. & W. HENKE: Le Siegenien et le Gedinnien du Hunsrück et du Taunus. — Bull. Acad. roy. Belg., 1935, S. 865—882, Bruxelles 1935.

— Contribution à la Tectonique du Hunsrück et du Soonwald. — Bull. Acad. roy. Belg., 1935, S. 974—979, Bruxelles 1935.

BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtales im südlichen Hunsrück. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, S. 417—461, Berlin 1930.

BIERTHER, W.: Geologie des unteren Hahnenbachtales bei Kirn a. d. Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1940, **61**, S. 109—156, Berlin 1941.

— Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., **41**, S. 173—181, Stuttgart 1953.

— Zur Herkunft der kristallinen Gesteine von Wartenstein im südlichen Hunsrück. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1954, S. 97—103, Stuttgart 1954.

— Zur Stratigraphie der Stromberger Mulde und ihre Bedeutung für den südlichen Hunsrück. — Decheniana, **108**, S. 45—54, Bonn 1955.

BRUHNS, W.: Über vulkanische Bomben von Schweppenhausen bei Stromberg am Soonwald. — Verh. naturh. Ver. preuß. Rheinl.Westf., **64**, 1907, S. 153—161, Bonn 1908.

GOSSELET, M.: Deux Excursions dans le Hunsrück et le Taunus. — Ann. soc. géol. Nord, **17**, 1889—1890, S. 300—342, Lille 1890.

Grebe, H.: Über die Quarzit-Sattelrücken im südöstlichen Theile des Hunsrück (linksrheinischen Taunus). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1880, S. 243—259, Berlin 1881.

Lossen, K. A.: Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach. — Z. deutsch. geol. Ges., **19**, S. 509—700, Berlin 1867.

Nöring, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **192**, Berlin 1939.

Quiring, H.: Der „Gneis von Wartenstein" im Rheinischen Schiefergebirge. — Ber. Reichsamt Bodenforsch., J. 1942, S. 16—23, Wien 1942.

Schmidt, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in linksrheinischen Gedinneschichten. Dissertation Bonn 1937.

Scholtz, H.: Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale-Senke. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 316—382, Berlin 1934.

Tilmann, N. & K. Chudoba: Der Gneis von Wartenstein im südlichen Hunsrück. — Sber. niederrh. geol. Ver., **23**, S. 36—58, Bonn 1931.

Werner, H. H.: Geologie der Winterbacher Mulde im südöstlichen Hunsrück. — Geol. Jb., **66**, S. 627—660, Hannover 1952.

Manuskript eingegangen am 19. 12. 1960

Notizb. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 114–133	5 Abb.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig

Von

Hans Murawski, Köln

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus dem Gesamtgebiet der Mitteldeutschen Schwelle (im Sinne von R. Brinkmann 1948) wird der Raum ihrer Nordabdachung im Spessart südlich von Gelnhausen/Kinzig als Teilgebiet herausgegriffen. Unter Zugrundelegung der dabei gewonnenen stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse lassen sich auch für die Geschichte der Mitteldeutschen Schwelle im Gebiet des Spessarts wesentliche Aussagen machen. Das Vorhandensein dieser Schwelle läßt sich für den genannten Raum im Rotliegenden, Zechstein, Buntsandstein und auch in jüngerer Zeit, jedoch für die einzelnen Zeiten mit durchaus verschiedener Höhenlage und Breite nachweisen. Außerdem macht sie sich als beeinflussendes Querelement bei der jungen Großtektonik, etwa durch Modifizierung der Bruchtektonik in den rheinischen Grabensystemen bemerkbar.

Als „Mitteldeutsche Schwelle" hat R. Brinkmann (1948) im Anschluß an die Untersuchungen von H. Scholtz (1930) eine SW–NE streichende Zone des varistischen Gebirges bezeichnet, die zwischen Taunus und Oberrheinischen Massiven, Kellerwald und Frankenwald, Harz und Thüringer Schiefergebirge verlaufen soll. Ihr Schwellencharakter ist offenbar nicht zu allen Zeiten in Erscheinung getreten, läßt sich jedoch aus den sedimentofaziellen Bildern einiger Formationen oder deren Stufen erkennen. Ein unmittelbarer Nachweis des Vorhandenseins der Schwelle ist infolge jüngerer Bedeckung vielerorts bisher noch nicht gelungen. Infolgedessen bestehen über den genauen Verlauf der Grenzen dieser Mitteldeutschen Schwelle in solchen Gebieten mit mächtiger junger Bedeckung durchaus noch Meinungsverschiedenheiten.

Betrachtet man die Abb. 1 der Arbeit von R. Brinkmann (1948), so zeigt sich die Mitteldeutsche Schwelle im Bereich des Spessarts besonders deutlich durch das Zutagetreten des kristallinen Grundgebirges im Vorspessart. Dieses Grundgebirge hat seine letzte faltentektonische und Metamorphoseprägung in varistischer Zeit erhalten (E. Bederke 1957, H. Murawski 1958). H. Stille (1951) hat aus Analogieschlüssen im varistischen Gebirge vermutet, daß die varistische Hauptfaltung auch im Spessart bretonisches Alter besessen haben müsse. Sowohl die Faltentektonik, als auch die nachfolgende Regionalmetamorphose waren bereits vor dem Perm abgeschlossen, denn die an der Nordflanke des Spessarts über dem Grundgebirge auftretenden Rot-

liegendsedimente enthalten bereits Abtragungsschutt des von Tektonik und Metamorphose geprägten Grundgebirges. Weiterhin werden die Grundgebirgsserien schon von dem Quarzporphyr-Vulkanismus des Rotliegenden bei Obersailauf/Vorspessart auf Brüchen durchschlagen, die von der Faltentektonik des Grundgebirges unab-

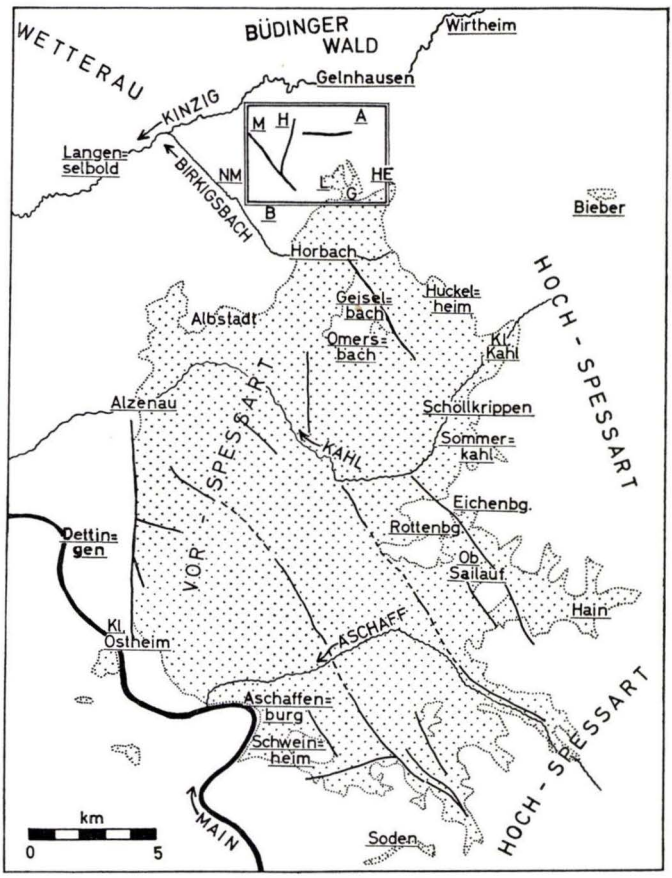


Abb. 1. Übersichtskarte des Spessart-Kinzigtal-Raumes. Punktierte Felder: kristallines Grundgebirge (zutage tretend oder unter geringer Bedeckung). — Durchgezogene oder unterbrochene fett gedruckte Linien: bedeutendere Bruchzonen des Spessarts. — Doppelt umrandetes Gebiet: Kartengebiet der Abb. 2. — A ... Altenhaßlau; B ... Bernbach; G ... Großenhausen; H ... Hailer; HE ... Hof Eich; L ... Lützelhausen; M ... Meerholz; NM ... Niedermittlau.

hängig und sicher nach der Metamorphose entstanden sind (vgl. H. Murawski 1959). Schließlich greift das Rotliegende ungestört über die Spuren jungvaristischer postkristalliner Einengungstektonik, wie z. B. über die große Aufschiebung der nördlichen Gneise auf die Metaquarzitserien des nördlichen Vorspessarts über (H. Murawski 1958). Zwischen diese jungvaristische Einengungstektonik und die Ablagerung der Rotliegendsedimente im Bereich südlich von Gelnhausen schaltet sich in diesem Gebiet eine Abtragungszeit ein. Sie erzeugt eine lebhaft reliefierte Grundgebirgsober-

fläche, die anschließend dann durch die Rotliegendsedimente aufgefüllt wurde. Diese Abtragungszeit umfaßte mindestens das gesamte Unterrotliegende, da H. BÜCKING (1891, 1892) durch das Auffinden von Quarzporphyrgeröllen in den Rotliegendkonglomeraten der Blätter Langenselbold und Bieber wohl mit Recht auf ein Oberrotliegendalter dieser Konglomerate geschlossen hat. Da offenbar Unterrotliegendes in diesem Gebiet nicht sicher festzustellen ist, bezeichnete C. WEIDMANN (1929) die vom wahrscheinlichen Oberrotliegenden aufgefüllte Landoberfläche nicht als präpermisch, sondern als prä-oberrotliegend.

Rotliegendes ist bisher lediglich von der Nordabdachung des kristallinen Spessarts nördlich der Metaquarzitserien bekannt geworden. Nur im Bereich des durch bruchtektonische Absenkung entstandenen Geiselbach–Omersbacher Beckens greifen die Rotliegendsedimente weiter in den Spessart hinein[1]). Dagegen fehlen die im Raum südlich von Gelnhausen in so typischer Weise unter den Basalkonglomeraten des Zechsteins auftretenden klastischen Serien des Rotliegenden südlich von Großenhausen bis zum Aschafftal offenbar vollkommen. Für die Zeit des Rotliegenden ist wahrscheinlich der größte Teil des Spessarts als Abtragungsraum zu betrachten. Diese Vermutung wird durch unmittelbaren Nachweis in dem hier zu behandelnden Gebiet südlich von Gelnhausen durchaus bestätigt. Hier läßt sich nämlich im Raum von Großenhausen und Lützelhausen ein deutliches präpermisches (bzw. prä-oberrotliegendes) Relief des Grundgebirges nachweisen, das nach Norden immer tiefer unter die mesozoischen Deckserien eintaucht. Dieses Relief ist von Sedimenten des Oberrotliegenden bis zur Ingression des Zechsteinmeeres zum größten Teil wieder eingedeckt worden, so daß offenbar hier das Zechsteinkonglomerat ohne große Mächtigkeitsschwankungen über das Rotliegende transgrediert. Außerdem läßt sich beobachten, daß die grobklastischen Serien des Rotliegenden mit Annäherung an die nördlichen Quarzitserien des Vorspessarts in immer verstärktem Maße monomiktisch werden, so daß sie in der unmittelbaren Umgebung der Quarzite eher als „Quarzitbreccien", denn als Konglomerate zu bezeichnen sind. Ganz anders zeigt sich — mit Ausnahme des Geiselbach–Omersbacher Beckens — die Auflagerung des Perms auf das Grundgebirge im übrigen Teil des Spessarts bis zur Aschaff-Linie. Soweit überhaupt diese Auflagerungsfläche an der Grenze des kristallinen Vorspessarts zum Hochspessart heute noch sichtbar ist, fehlt das Rotliegende völlig. Der marine Zechstein hat hier offenbar in ein nicht durch Rotliegendsedimente eingedecktes Relief von Präzechstein-Alter vorgefingert und auf diese Weise größere Teile des im Rotliegenden noch deutlich als Schwelle heraustretenden Spessarts in Besitz genommen (vgl. C. WEIDMANN 1929). Aus dem südlichen Teil des Spessarts sind weder Rotliegend-, noch Zechsteinsedimente bekannt geworden (O. BRAITSCH 1957, H. BÜCKING 1892, H. THÜRACH 1893). Hier überlagert der Buntsandstein unmittelbar diskordant das Grundgebirge. Ausnahmen stellen allerdings die von H. BÜCKING (1892), G. KLEMM (1894), H. L. F. MEYER (1913) und C. WEIDMANN (1929) beschriebenen Zechsteinvorkommen von Schweinheim bei Aschaffenburg dar. Sie unterscheiden sich sedimentologisch durch einen erheblichen klastischen Einschlag, sowie — wie C. WEIDMANN betont — durch das Auftreten fossiler Trockenrisse von den übrigen Vor-

[1]) Zur Lage der im folgenden genannten Orte vgl. Abb. 1.

kommen. C. WEIDMANN vermutete aus diesen Gründen eine küstennahe Bildung dieser Vorkommen, wobei die Trockenrißbildung auf zeitweiliges Trockenlaufen hinweise. Nach H. BÜCKING (1892) sind faziell von den nördlichen Vorkommen abweichende Zechsteinserien auch bei Soden südöstlich der Schweinheimer Vorkommen vorhanden[2]). — Petrographisch weichen auch die Zechsteinvorkommen am westlichen Spessartrand östlich von Klein Ostheim und Dettingen von den übrigen Spessartvorkommen erheblich ab (H. BÜCKING 1829, W. SCHOTTLER 1922). Sie sind weitgehend verkieselt, wobei diese Verkieselung offenbar von den tektonischen Randspalten des Spessarts ausgegangen ist.

Große Teile des Spessarts, die im Rotliegenden noch Abtragungsgebiet waren, wurden im Zechstein somit zeitweilig Sedimentationsraum mariner Konglomerate, Tonsedimente und Karbonate. Nach Ablagerung dieser Karbonate fiel der gesamte Raum einschließlich des Gebietes um Gelnhausen wieder vom Meere frei. Anschließend setzte eine großartige Verkarstung ein, die überall im Spessart (besonders schön in den Kalkbrüchen um Rottenberg; vgl. H. MURAWSKI 1954), aber auch im Gebiet der „drei Zeugenberge" südwestlich von Gelnhausen beobachtet werden kann. Die auf diese Weise gebildeten Schlotten und Dolinen wurden durch einen dem Zechstein zuzurechnenden zähen Ton gefüllt, und erst über diese Füllung greift der Untere Buntsandstein mit seinem „Bröckelschiefer" (su_1) hinweg, der seinerseits vom „Tigersandstein" (su_2) überlagert wird.

Posttriassisch, namentlich im Tertiär, bildete sich nach und nach durch lebhafte Bruchtektonik, Hebungs- und Kippungserscheinungen, sowie Abtragung das heutige morphologische Bild des Vorspessarts aus, das durch seinen schroffen, bruchtektonisch vorgezeichneten Abfall zur Mainebene im Westen und den sich im Osten erhebenden Stufenrand der permotriassischen Serien des Hochspessarts besonders charakterisiert wird.

Da zu erwarten war, daß die Nordabdachung des Vorspessarts für die Überprüfung allgemeiner und vieler spezieller Fragen, die mit der Entwicklungsgeschichte der Mitteldeutschen Schwelle zusammenhängen, besonders geeignet ist, wurden unter Verwendung der Ergebnisse eines dreiwöchentlichen Kartierungskursus des Geologischen Institutes der Universität Köln eingehendere Untersuchungen des Gebietes südlich von Gelnhausen durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet wird durch die Orte Altenhaßlau–Hof Eich–Großenhausen–Lützelhausen–Bernbach–Niedermittlau–Meerholz–Hailer eingegrenzt und umfaßt sowohl den Raum der „drei Zeugenberge" (Niedermittlauer Heiligenkopf, Meerholzer Heiligenkopf und Rauen Berg), als auch große Teile des Hügellandes des sogenannten „Linsengerichtes". Vergleicht man das morphologische Kärtchen der Abb. 2 (1) mit der geologischen Karte (2), dann zeigt sich, daß die „drei Zeugenberge" aus Bröckelschiefer und Tigersandstein des Unteren Buntsandsteins bestehen, die einem permischen Sockel auflagern. Das Hügelland des „Linsengerichtes" wird dagegen im wesentlichen durch mit Lehm bedeckte klastische Rotliegendsedimente aufgebaut. An einigen Stellen wird hier das Rotliegende noch von Zechstein überlagert. In anderen Gebieten, wie z. B. in Lützelhausen tritt das

[2]) Die erwähnten Zechsteinvorkommen im Schweinheim-Sodener Raum sind heute zum größten Teil nicht mehr aufgeschlossen.

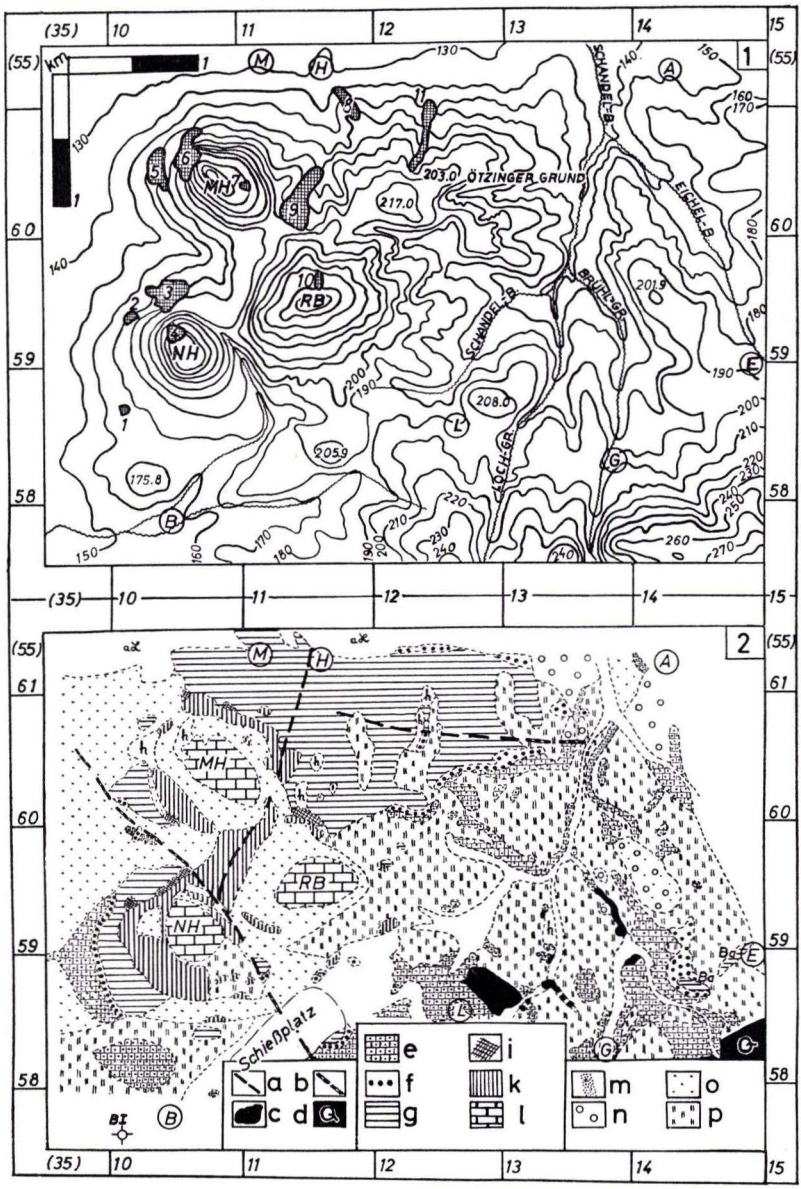


Abb. 2. Geologische Karte des Gebietes südlich von Gelnhausen.

1 Morphologische Karte mit größeren Aufschlüssen (= karierte Felder). — 1 . . . kleiner Kalksteinbruch am Westhang des Niedermittlauer Heiligenkopfes; 2 . . . Große Schurfgrube von 3; 3 . . . Tongrube der Ziegelei Meerholz; 4 . . . Sandsteinbruch am Niedermittlauer Heiligenkopf; 5 . . . Verlassene Tongrube der Ziegelei Meerholz; 6 . . . Großer und kleiner Sandsteinbruch am Nordwesthang des Meerholzer Heiligenkopfes; 7 . . . Kleiner Sandsteinbruch am Osthang des Meerholzer Heiligenkopfes; 8 . . . Kalksteinbruch Hailer; 9 . . . Tongrube der Ziegelei Hailer; 10 . . . Sandsteinbruch am Nordhang des Rauen Berges; 11 . . . Goldhohle.

2 Geologische Karte. — a . . . Verwerfungen; b . . . Verwerfungen unter dem Deckgebirge vermutet; c . . . Gneise; d . . . Muskowitquarzite; e . . . Rotliegendes; f . . . Zechsteinkonglomerat; g . . . Zechsteindolomit; i . . . Zechstein-Tonschiefer; k . . . Bröckelschiefer (z. T. im Gelände von i nicht abtrennbar); l . . . Tigersandstein; m . . . ? Tertiär; n . . . Pleistozäne Schotter; o . . . Decksande; p . . . Decklehme; aL . . . Auelehme; h . . . Halden; Ba . . . Schwerspatvorkommen; BI . . . Bohrung Bernbach.

Buchstabensignaturen der Karten 1 und 2: (in Kreise eingeschlossen) A . . . Altenhaßlau; B . . . Bernbach; E . . . Hof Eich; G . . . Gelnhausen; L . . . Lützelhausen; M . . . Meerholz. — (ohne Kreise) MH . . . Meerholzer Heiligenkopf; NH . . . Niedermittlauer Heiligenkopf; RB . . . Rauen Berg.

varistische Grundgebirge in Gestalt von migmatitischen Gneisen an die Erdoberfläche. Die geologische Karte der Abb. 2 zeigt außerdem im Gegensatz zu den Karten von H. Bücking (1891) und C. Weidmann (1929), daß zwischen den im morphologischen Erscheinungsbild deutlich heraustretenden Zeugenbergen Verwerfungen auftreten, die die einzelnen Berge voneinander trennen. Das Vorhandensein dieser Verwerfungen dokumentiert sich in der unterschiedlichen Höhenlage der verschiedenen stratigraphischen Horizonte in den einzelnen Bergen und wird daher in den Strukturkärtchen der später zu behandelnden Abb. 3 besonders deutlich.

Die ältesten im Gebiet auftretenden Gesteinsserien gehören dem varistischen Grundgebirge an. Die Muskowit-Quarzite des nördlichen Vorspessarts werden durch das Kartierungsgebiet im Raum von Großenhausen soeben noch berührt. Es handelt sich bei ihnen im wesentlichen um epizonal geprägte quarzitische Schiefer und Quarzite, die z. T. postmetamorph erheblich beansprucht worden sind. Diese Beanspruchung ist durch eine Aufschiebung der nördlichen Gneise auf die Quarzitserie verursacht worden, die jungvaristisches Alter besitzt. Somit ist die im Gelände beobachtbare Grenze der Quarzitserie gegen die nördlichen Gneise nicht stratigraphisch, sondern tektonisch bedingt (G. Gabert 1957). Diesen Quarziten wird von E. Bederke (1957) und S. Matthes (1954), entsprechend den Frauenbach-Quarziten Thüringens, ein unterordovizisches Alter zugeschrieben. — Einen etwas breiteren Raum nehmen im Untersuchungsgelände migmatitische, z. T. sehr biotitreiche Gneise ein. Sie sind vor allem im Raum nördlich und nordöstlich von Lützelhausen, allerdings vielfach in stark verwitterter Form aufgeschlossen. Gelegentlich sind Hornblende- und Chloritreiche Partien eingeschaltet. Diese Gneise sind von einem kräftigen präpermischen Relief überzogen. Während diese Gesteine die gesamte Höhe „208.0" östlich von Lützelhausen aufbauen, liegen sie, bedeckt von Rotliegendsedimenten, östlich davon im Bachbett des Lochgrabens und des Brühlgrabens in erheblich tieferer Position. Die tiefste im Bachbett des Brühlgrabens aufgeschlossene Lage der Grenze Grundgebirge: Rotliegendes beträgt +163 m NN. Im übrigen Gebiet wird das Grundgebirge überall vom Rotliegenden verdeckt. — Diese Gneise werden von E. Bederke (1957) als „eine migmatisch vergneiste Serie algonkischer Sedimente" angesehen.

Die Sedimente des Rotliegenden bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen. Die Konglomerate sind meist schlecht sortiert, ihre Gerölle vielfach nicht sehr stark abgerollt. Die Farbe der Konglomerate ist wie diejenige der Sandsteine zumeist rotbraun. Die ebenfalls rotbraunen Schiefertone wurden in früherer Zeit häufig für die Herstellung von Ziegeln abgebaut, wovon die vielen langen schmalen, schlauchartigen Bodensenken im Raum zwischen Großenhausen, Lützelhausen und Altenhaßlau Zeugnis ablegen. Bei allen Gesteinen des Rotliegenden handelt es sich ganz offenbar um Sedimente eines terrestrischen Akkumulationszyklus. Die einzelnen Sedimente sind nach allen Beobachtungen nicht horizontbeständig, sondern stellen nur sedimento-fazielle Variationen dar. Von besonderem Interesse ist die starke Zunahme von Quarzitgeröllen in den Konglomeraten mit Annäherung an die Muskowit-Quarzitzone des nördlichen Vorspessarts, wobei auch der Abrollungsgrad der einzelnen Gerölle immer schlechter wird. Man kann daher ganz im Süden des Gebietes eher von einer sedimentären „Quarzitbreccie", als von einem Konglomerat sprechen. Die nördlichen Gneise, die das unmittelbare Liegende des Rotliegenden bilden, schei-

nen für die Kieskomponente der Sedimente gegenüber den Quarziten im allgemeinen von geringerer Bedeutung zu sein. Bereits im Gange befindliche sedimentpetrographische Untersuchungen der Rotliegendsedimente im gesamten Nordspessart-Kinzig-Raum werden allerdings zu dieser Frage, namentlich auch für die mittleren und kleineren Korngrößen, noch Stellung nehmen müssen. Je weiter man sich nach Norden von der Quarzitserie entfernt, desto bunter wird im allgemeinen das Geröllspektrum. Neben den Quarzitgeröllen treten „Fettquarzgerölle" von rauchig grauer Farbe auf, die sich unschwer von den Quarzknauern der Staurolithgneise und -glimmerschiefer des Vorspessarts ableiten lassen. Dazu treten die Gerölle verschiedener Gneise, pegmatitoider Gesteine und in geringerem Maße solche von Glimmerschiefern. Sie entstammen sämtlich dem Grundgebirge des Spessarts. Schon H. BÜCKING (1891, 1892) hatte darauf hingewiesen, daß verschiedentlich auch Porphyrgerölle auftreten, die man wohl als Abkömmlinge von Gesteinen des Rotliegendvulkanismus betrachten kann. Solche Gerölle treten übrigens besonders häufig außerhalb des hier zu betrachtenden Gebietes zwischen Albstadt und Langenselbold auf[3]). Über die Herkunft sind bisher in der Literatur nur Vermutungen geäußert worden. H. BÜCKING (1891, 1892) nahm an, daß sich nur ein kleiner Teil dieser Gerölle von den Rotliegendporphyren des Vorspessarts, ein größerer Teil von denen des Odenwaldes und ein weiterer Teil vielleicht von bereits völlig abgetragenen oder bisher unbekannten Porphyrvorkommen ableiten ließe. Die Auffindung der Porphyrgerölle veranlaßte H. BÜCKING zur Einstufung dieser Sedimente in das Oberrotliegende. Dieser Meinung schloß sich C. WEIDMANN (1929) unter Berücksichtigung der Arbeiten F. KÜHNES (1923) ebenfalls an. Gegenteilige Beweise sind bisher nicht erbracht worden. — Generelle Mächtigkeitsangaben für das Rotliegende lassen sich infolge der unruhigen Gestaltung des präpermischen Reliefs nicht machen.

Über die Rotliegendsedimente transgrediert der marine Zechstein. Das basale nur wenige Meter mächtige Zechsteinkonglomerat unterscheidet sich auf Grund seiner hellgrauen bis weißlichen Farbe und der Zusammensetzung seines Geröllinhaltes, sowie der allgemein guten Abrollung der Gerölle sehr deutlich von den Konglomeraten des Rotliegenden. Seine Gerölle bestehen fast ausschließlich aus Milch- und Fettquarzen. Im Rahmen der oben erwähnten im Gange befindlichen sedimentpetrographischen Untersuchungen des Rotliegenden werden auch diese grobklastischen Zechsteinsedimente zum Vergleich herangezogen. — Der über den Konglomeraten von verschiedenen Orten bekannt gewordene und zeitweilig auch bergmännisch gewonnene Kupferletten ist fast nirgends mehr aufgeschlossen, so daß hier auf die ältere Literatur verwiesen werden muß (z. B. H. BÜCKING 1891 a + b, 1892, C. WEIDMANN 1929). Allerdings scheinen die Angaben H. BÜCKINGS, daß der Bergbau im Bereich der „Goldhohle" bei Hailer keine wirtschaftliche Bedeutung besessen habe, nicht ganz zuzutreffen. M. SCHÄFER (1950) berichtet, daß Graf Wolfgang Ernst I um 1617 goldene und silberne Münzen prägen ließ mit der Inschrift: Gottes Segen aus den Hailerer Gruben. Das Silber könnte den Silberfahlerzen des Kupferschiefers, das Gold möglicherweise Pyriten und Kupferkiesen entstammen. Allerdings gibt H. BÜCKING (1892) wohl Zahlen für den Silbergehalt des Kupferlettens, nirgends aber solche des

[3]) Vgl. dazu F. NÖRING (1951a).

Goldgehaltes an. — Den marinen Charakter des Zechsteins lassen vor allem die dolomitischen Kalke erkennen, die den größten Teil der Zechsteinsedimente ausmachen. Zwar finden sich in ihnen nur sehr schlecht erhaltene Fossilreste, außerhalb des Gebietes sind dagegen Funde von *Productus horridus*, *Schizodus schlotheimi*, *Gervilleia antiqua*, *Turbo*, Bryozoen usw. bekannt geworden (H. Bücking 1891, 1892, C. Weidmann 1929). Damit werden sowohl die Marinität, als auch das Zechsteinalter bewiesen. Von uns in Angriff genommene Untersuchungen der Zechsteinsedimente des Spessart–Kinzigtal-Bereiches haben darüber hinaus durch die Auffindung von Sporomorphen bereits erste Hinweise für das Vorhandensein bestimmter Florengemeinschaften ergeben, nachdem H. Bücking (unter anderem 1891 a + b), H. L. F. Meyer (1913a), C. Weidmann (1929) und andere Autoren aus dem Spessart und der Wetterau bereits Funde von pflanzlichen Resten aus Zechsteinsedimenten erwähnt hatten. Es ist zu hoffen, daß auch von dieser Seite her weitere biofazielle und paläogeographische Rückschlüsse beigetragen werden können. — An einigen Stellen, beispielsweise nördlich des Ötzinger Grundes (südwestlich von Altenhaßlau, Bl. Bieber) sind die basalen Teile des Zechstein-Dolomites als feinschichtige („feinschiefrige") dunkle, beim Anschlagen stark bituminös riechende Mergel ausgebildet. Die Mächtigkeit dieser Serie dürfte 30—50 cm kaum überschreiten. Diese Schichten werden überlagert von etwas helleren, aber ebenfalls beim Anschlagen stark bituminös riechenden dünnbankigen bis plattigen Dolomiten, die dann nach oben langsam in hellere massige grobbankige Dolomite übergehen. Im oberen Teil ist der Dolomit dann zumeist wieder besser gebankt und glattschichtig. In Anlehnung an den Gesteinscharakter ist die zumeist glattflächige Klüftung des Gesteins in den mittleren Teilen des Profils wesentlich weitmaschiger als in den gut gebankten Partien. — Die basalen „dünnschiefrigen" und dünnbankig-plattigen Schichten werden in der älteren Literatur (H. Bücking 1891, 1892) als „Zechstein im eigentlichen Sinne", der übrige Teil des Dolomits als „Hauptdolomit" bezeichnet. Die stratigraphische Einstufung nach Unterem und Mittlerem Zechstein dieser Literatur ist ohne Zweifel revisionsbedürftig. Das gleiche gilt für die den Dolomiten auflagernden Schiefer des Zechsteins, die in der älteren Literatur als Oberer Zechstein angegeben werden. G. Richter-Bernburg (1955) hat die gesamten Gesteine des Zechsteins im Spessart und Odenwald seinem Zyklus 1 (Werra-Zyklus) zugerechnet. Damit entsprächen die in unserem Gebiet auftretenden Gesteine dem Unteren und dem unteren Teil des Mittleren Zechsteins. — Gelegentlich, wie z. B. in dem kleinen Kalksteinbruch am Westfuß des Niedermittlauer Heiligenkopfes treten auf den Kluftflächen dünne Überzüge von Kupferlasur und Malachit auf, die offenbar sekundär durch aufsteigende Lösungen aus dem unmittelbar darunter liegenden Kupferletten ausgeschieden worden sind. Im Straßeneinschnitt westlich von Hof Eich findet sich Schwerspat als Kluftfüllung im Dolomit. Diese Vorkommen gehören zu den im Spessart mehrfach auftretenden Barytvorkommen, die sowohl im Grundgebirge, als auch in den karbonatischen Serien des Zechsteins und im Buntsandstein auftreten. Sie sind Zeugen einer jungen, wahrscheinlich tertiären Mineralisation (H. Murawski 1954). — Weiterhin sind in den Dolomiten, namentlich in der großen Grube des Ziegelwerkes Hailer Manganerze (im wesentlichen Psilomelan) z. T. in derben Massen zu beobachten. Sie befinden sich in den höheren Teilen des Dolomites als metasomatische Nester und Putzen, seltener als Lagen. Weiterhin liegen sie als

mulmige Massen in den Schlotten-Tonen. So bildet sich der z. T. auch technisch verwertete „Manganton". In den Schlotten sollen sich nach H. UDLUFT (1923) auch Psilomelanknollen finden. Diese Manganoxyde stammen aus Verwitterungslösungen des Dolomites, der überall im Gebiet prätriassisch verkarstet ist. Wie aus Dolomitanalysen von H. UDLUFT und anderen Autoren hervorgeht, enthält der Dolomit primär Mangan, das bei der Verwitterung dann freigesetzt worden ist. Da im Bereich der Ziegeleigrube Hailer solche Manganoxyde in besonders starkem Maße auftreten, liegt der Schluß nahe, daß hier eine direkte Beziehung zwischen der Menge des auftretenden Mangans und der Intensität der prätriassischen Karstverwitterung bestehen könnte. Diese Grube schließt nämlich ein besonders tiefgründig verkarstetes Feld auf, das infolgedessen besonders mächtige Schlotten-Tone enthält. — Der Dolomit verwittert vielerorts zu einer aschgrauen bis weißlichen, vielfach wegen des Eisen- und Manganoxyd-Gehaltes aber auch gelblich, rötlich oder schwärzlich gefärbten Dolomitasche, die bei der Kartierung im aufschlußlosen Gebiet wegen der charakteristischen Färbung der Böden nützliche Hinweise für das Vorhandensein des Dolomites geben kann. — Wegen der Verkarstung des Dolomites ist eine eindeutige Mächtigkeitsangabe für diese Gesteine nicht möglich, sie dürfte jedoch etwa 30 m betragen. — In noch viel höherem Maße schwankt die Mächtigkeit der offenbar terrestrisch gebildeten zähen braunen Schlotten-Tone. Sie können von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern Mächtigkeit anschwellen, was sich leicht daraus erklärt, daß sie die Karstschlotten des Dolomites anfüllen. Diese Schiefertone lassen sich besonders in den Ziegeleigruben von Hailer und Meerholz studieren. — In der Ziegeleigrube Meerholz am Niedermittlauer Heiligenkopf zeigt sich, daß über den Dolomiten offenbar noch bunte Tonmergel auftreten, in die Dolomitknollen und -bänkchen eingeschaltet sind. Diese Mergel stellen keine in die Karsthohlräume eingeschwemmte terrestrische Verwitterungsreste dar. Vielmehr wurden in ihnen nach H. L. F. MEYER (1913) und C. WEIDMANN (1929) marine Fossilien aufgefunden. Diese Mergelschichten eignen sich, vor allem wegen ihres Gehaltes an Dolomitknollen, für den Ziegeleibetrieb viel weniger als die Schlotten-Tone.

Die Zechsteinschiefertone werden von roten bis braunroten Schiefertonen des Unteren Buntsandsteins, den Bröckelschiefern (su_1) überlagert. Ihnen sind dünne Lagen sehr feinkörnigen braunroten Sandsteins mit tonigem Bindemittel eingeschaltet. Diese Sandsteine lassen sich auf Grund ihrer Feinkörnigkeit und ihrer meist rotbraunen Farbe gut von den Sandsteinen des su_2 unterscheiden. Nicht selten zeigen sie starken Glimmerbelag auf den Schichtflächen. Die Bröckelschiefer besitzen im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit zwischen 40 und 50 m. Sie neigen, ebenso wie die Zechstein-Schiefertone zu Rutschungen und Fließungen, so daß ihre Liegengrenze beim Kartieren oft nicht genau zu fassen ist. Als Verwitterungsboden liefern sie einen zähen roten Ton. Gute Einblicke in Aufbau und Gliederung der Bröckelschiefer lassen sich in den Gruben der Ziegeleien in Hailer und vor allem in Meerholz gewinnen. —

Den Bröckelschiefern lagert der Tigersandstein (su_2) auf. Diese Grenze, der ein Geländeknick mit Hangversteilung im Raum der Sandsteine entspricht, ist in den meisten Fällen im Arbeitsgebiet durch Decksande verborgen, so daß dieser Gehängeknick etwas abgemildert wird. Die Sandüberdeckung zieht sich dann noch über weite Flächen der Bröckelschiefer hinweg. Die Sande selbst enthalten, namentlich an den

von su_2 aufgebauten Bergflanken, Bruchstücke des Sandsteins. Andererseits können aber auch reine Decksande ohne jeden Anteil von Sandsteinbrocken auftreten. Der Tigersandstein ist in einer Anzahl jetzt stillgelegter Steinbrüche aufgeschlossen. Unter ihnen kommt dem großen Steinbruch an der Nordwestflanke des Meerholzer Heiligenkopfes besondere Bedeutung zu, schließt er doch ca. 30 m dieses Sandsteinprofiles auf. Dabei beginnen seine Aufschlüsse fast mit der Grenze su_1/su_2. Bei den Gesteinen handelt es sich um mittel- bis feinkörnige blaßrote Muskowit-führende Sandsteine, die gut gebankt sind. Die Bankmächtigkeiten betragen etwa 1—2 m. In ihnen ist eine deutliche Schrägschichtung ausgebildet, die nicht richtungskonstant ist. Typisch ist für größere Teile des Gesteinspaketes eine erhebliche Beimengung von weißlichen zersetzten Feldspatteilchen; auch erscheinen häufiger Lagen mit auffallend vielen und großen roten Tongallen. Solche Tongallen können durchaus Handtellergröße besitzen. Neben rotbraunen Schiefertonlagen treten im Sandstein einige völlig aus weiß gebleichtem Sandstein bestehende Bänke auf. Verschiedentlich zeigen sich mit flachwelligen Rippelmarken bedeckte Schichtflächen. Im allgemeinen besitzt der Sandstein kein sehr festes Bindemittel (schwach kieselig bis tonig). Bänke mit verstärkt kieseligem Bindemittel sind selten, treten aber auf. Naturgemäß stellte dieser Sandstein früher infolge seiner günstigen Körnung und seines nicht allzu festen Bindemittels ein für Steinmetzarbeiten, vor allem auch feinskulptureller Art, beliebtes Material dar. — Die obere Grenze des su_2 wird an keiner Stelle des Arbeitsgebietes erreicht. Am Meerholzer Heiligenhof sind ca. 60 m dieses Tigersandsteins von der Grenze su_1/su_2 bis zur Spitze des Berges verfolgbar. Die Mächtigkeit des su_2 wird von H. Bücking (1891) für die nördlich von Gelnhausen liegenden Gebiete mit etwa 150 m angegeben. Allerdings hat C. Weidmann (1929) die Mächtigkeit des su_2 mit ungefähr 50 m geschätzt. Diese Differenz der Mächtigkeitsangaben liegt darin begründet, daß H. Bückings su_2 den Unterstufen su_2 bis sm_3 der Weidmannschen Gliederung entspricht. C. Weidmann fand am Gipfel des Meerholzer Heiligenkopfes im Sandstein ein Quarzgeröll. Außerdem hält er die von ihm beobachtete stärkere Einkieselung der Sandsteinbänke in diesem Teil des Berges für ein genügend sicheres Argument für die Annahme, daß es sich hier um Äquivalente des Eckschen Konglomerates handeln müsse. In neuerer Zeit hat G. Gunzert (1958) für den gesamten Raum des süddeutschen Beckens bis in das Gebiet von Südhannover eine allgemein gültige Gliederung des Buntsandsteins durchzuführen versucht. Er gliedert im Gegensatz zu den früheren Autoren auf Grund sediment-zyklischer Erscheinungen. Den Bröckelschiefer (su_1) bezeichnet er als S_1 und gibt für den Spessart eine Mächtigkeit von 40—80 m an. Eine gewisse, mindestens zeitweilige Marinität hält er für möglich. Hier müßten aber ohne Zweifel für viele Gebiete noch entsprechende Beweise beigebracht werden. C. Weidmann (1929) hatte die Bröckelschiefer und vor allem den Tigersandstein dieses Gebietes als „wattenmeerähnliche Bildung" angesehen. Die Tongallen hielt er für fossile Äquivalente der Schlickgerölle des heutigen Wattenmeeres, die Diagonal- und Schrägschichtung für das Ergebnis einer Gezeitenströmung. Keine dieser Begründungen ist stichhaltig. Erscheinungen der oben genannten Art sind sogar bei Landsedimenten besonders häufig anzutreffen. — Der Tigersandstein (su_2) wird von G. Gunzert als S_2 (Fränkische Stufe) bezeichnet. Er gibt für den Spessart eine Mächtigkeit von ca. 200 m an. S_1 und S_2 bilden zusammen nach seiner Gliederung den

Unteren Buntsandstein; G. GUNZERT schließt sich damit im wesentlichen der H. BÜCKINGschen Anschauung an. Er bezieht dabei auch den unteren Geröllhorizont, das Ecksche Konglomerat, seinem S_2 ein. In unserem Arbeitsgebiet würde demnach der größte Teil der Sandsteine des su_2 dem untersten Teil des S_2, dem „Heigenbrücker Sandstein" des Spessarts entsprechen, dessen Mächtigkeit nach G. GUNZERT 25—30 m betragen soll. Darüber treten dann als tiefere Teile des „Miltenberger Sandsteins", der nach G. GUNZERT den Rest des S_2 einnimmt, Sandsteine auf, die lokal geröllführend sein können. In diesen Bereich könnten die von C. WEIDMANN (1929) am Meerholzer Heiligenkopf ausgeschiedenen Äquivalente des Eckschen Konglomerates gehören, jedoch ist eine scharfe Abgrenzung des „Heigenbrücker Sandsteins" nach oben in unserem Gebiet äußerst schwierig. — Es sei noch erwähnt, daß an der Grenze von su_1 zu su_2, wie vielfach im süddeutschen Raum, Quellhorizonte auftreten, die bei entsprechender Hanglage infolge Durchnässung der Schichten Hangrutschungen und Bodenfließen in den Bröckelschiefern hervorrufen[4]). Dieses ist auch der Grund für die bei der Kartierung in solchen Gebieten öfter auftretende Unsicherheit bei der Festlegung der Bröckelschieferbasis.

Über den su_2 hinaus sind keine weiteren Glieder des Mesozoikums im Arbeitsgebiet vorhanden. Dagegen treten kleine Vorkommen känozoischer Sedimente auf. An einigen Stellen sind weiße bis gelblich-weiße Sande aufgeschlossen, die sich in ihrer Farbe deutlich von den jungen Verwitterungs- und Decksanden unterscheiden lassen. Südwestlich von Altenhaßlau überlagern sie Zechsteinkonglomerat und Rotliegendes und werden ihrerseits von einer pleistozänen Schotterterrasse überdeckt. Zwischen dem Meerholzer und Niedermittlauer Heiligenkopf lagern sie auf Dolomiten des Zechsteins und werden selbst durch pleistozäne mit Buntsandsteinschutt vermengte Fließerden überlagert. Diese kleinen Sandvorkommen sind von uns als „fragliches Tertiär" ausgeschieden worden, wobei allerdings paläontologische Beweise für dieses Alter bisher noch nicht erbracht werden konnten. H. BÜCKING (1891, 1892) beschreibt Sande und tonige Sande mit Braunkohlenschmitzen, die auf Grund von Pflanzenfunden tertiäres Alter besitzen sollen.

Schotterterrassen des Pleistozäns treten verschiedentlich, besonders im Gebiet des „Linsengerichtes", auf. Vor allem ist eine durch Schotterbestreuung deutlich erkennbare Terrasse im Unterlauf des Schandelbaches bei + 145—150 m NN vorhanden. Sie steigt bei Altenhaßlau und im Mittellauf des von Großenhausen kommenden Brühlgrabens auf ca. + 160 m NN an. Weniger deutlich tritt eine etwa 10 m tiefer liegende Terrasse hervor. — Oberhalb der 150 m-Terrasse treten noch einige Flächen auf, von denen die bei ca. + 200 m NN besonders hervortritt. Sie ist überall im Raum des „Linsengerichtes" gut ausgebildet (vgl. Abb. 2, 1). — Das Alter der verschiedenen Verwitterungsböden kann nur als „allgemein quartär" angegeben werden. Es handelt sich hierbei um Blockschutt des Tigersandsteins, Sande verschiedenster Ausbildung, lößlehmähnliche Decklehme, rote Verwitterungstone der Bröckelschiefer und Rotliegend-Tonschiefer, aschgraue, bunte und schwarze Verwitterungsböden der Zechsteindolomite. Während die Decklehme und auch vielfach die Sande

[4]) Bezüglich der allgemeinen Grundwasserverhältnisse vgl. die Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500000, Bl. Frankfurt/Main (Red. H. UDLUFT, Remagen 1957).

nicht immer unmittelbar auf den Schichten lagern, aus denen sie durch Verwitterung entstanden sind, lassen sich die übrigen Verwitterungsgesteine sehr gut auf ein unmittelbar in der Nähe liegendes Ursprungsgestein beziehen.

Die heutigen Gewässer und die sonstigen quartären Talbildungen passen sich in ihrer Fließ- bzw. Gefällerichtung im wesentlichen 4 morphologischen Gegebenheiten an: 1. der Abdachung des Spessarts nach Norden, 2. den Gefällsverhältnissen an den Hängen der „drei Zeugenberge", 3. der westlich der „drei Zeugenberge" liegenden Freigerichter Senke, die vom Birkigsbach durchflossen wird, 4. der breiten Talaue der Kinzig (vgl. Abb. 1 und Abb. 2, 1). Hinzu treten, z. T. auch die vorgenannten morphologischen Gegebenheiten bestimmend, tektonische Elemente. Lage und Anordnung der „drei Zeugenberge", und damit auch eines Teiles der Talformen an den Hängen dieser Berge, werden durch die in diesem Raum auftretenden größeren Verwerfungen bestimmt (Abb. 2, 2). Es läßt sich außerdem zeigen, daß gewisse untergeordnete Talrichtungen auch von den z. T. sehr eng gescharten Kluftrichtungen der Gesteine beeinflußt werden.

Die erwähnte Bruchtektonik spielt nicht nur bei der Prägung des geomorphologischen Bildes eine wesentliche Rolle, sondern ist auch für zahlreiche geologische Fragen dieses Gebietes von Bedeutung. Der Nachweis der bisher unbekannten Verwerfungen gelang uns durch die Kontrolle der Höhenlage der einzelnen Schichtengruppen (Abb. 3). Die Sprunghöhe der NW–SE-Verwerfung der Abb. 3 beträgt in allen Fällen in ihrem südlichen Teil (zwischen Niedermittlauer Heiligenkopf und Rauen Berg) 25—30 m, im nördlichen Teil (zwischen Niedermittlauer und Meerholzer Heiligenkopf) ca. 20 m. — Für die östlich des Meerholzer Heiligenkopfes nach NNE verlaufende Verwerfung muß auf eine Sprunghöhe von ca. 40 m geschlossen werden. — Insgesamt stellt also die Rauen-Berg-Scholle die tektonisch relativ am höchsten herausgehobene, die Zwickelscholle des Meerholzer Heiligenkopfes die relativ am tiefsten versenkte Scholle dar. Besonders interessant ist die Tatsache, daß die NW–SE verlaufende Verwerfung ganz offenbar die Fortsetzung der auch schon früher bekannten östlichen Randverwerfung des Geiselbacher Grabens im Nordspessart darstellt. Die Sprunghöhe dieser Geiselbacher Verwerfung kann mit einem Mindestbetrag von 30 bis 40 m bei Vergleich der Höhenlage der Zechstein- und Buntsandsteinserien bei Geiselbach und östlich davon im Raum nördlich von Huckelheim angesetzt werden (vgl. Diagramm 2 und 3 der Abb. 3). — Westlich der drei Zeugenberge befindet sich eine bemerkenswerte Niederung, die vom Birkigsbach durchflossen wird. Am Ostrande dieser Niederung wurde nach M. Schäfer (1950) eine Brunnenbohrung für die Lederfabrik Gros nahe dem ehemaligen Kleinbahnhof Bernbach niedergebracht („I" der Abb. 2 und 3). Sie soll nach M. Schäfer bis 1,80 m Humus und Lehm, bis 11,00 m Ton und Kiesadern, bis 12,00 m Bröckelschiefer, bis 33,00 m weiche, rote Sandsteine, bis 90,00 m Rotliegendes mit Quarz-, Schiefer- und Toneinlagen, bis 111,00 m Rotliegendes mit geringerem Tongehalt und mehr Quarz durchsunken haben. Die bei etwa + 150 m NN angesetzte Bohrung scheint demnach — mit Ausnahme der obersten jungen Schichten — lediglich im Rotliegenden verblieben zu sein. Sie wurde dann bei ca. + 40 m NN abgebrochen. Das präpermische Relief liegt also hier gegenüber demjenigen östlich der NW–SE-Verwerfung sehr tief versenkt. Für die Erklärung dieser tiefen Versenkung und der ungewöhnlich großen Rotliegend-

mächtigkeit genügt die Heranziehung der Sprunghöhe des NW–SE-Sprunges in der oben angegebenen Größe von 20—30 m nicht. Ähnliche Diskrepanzen ergeben sich

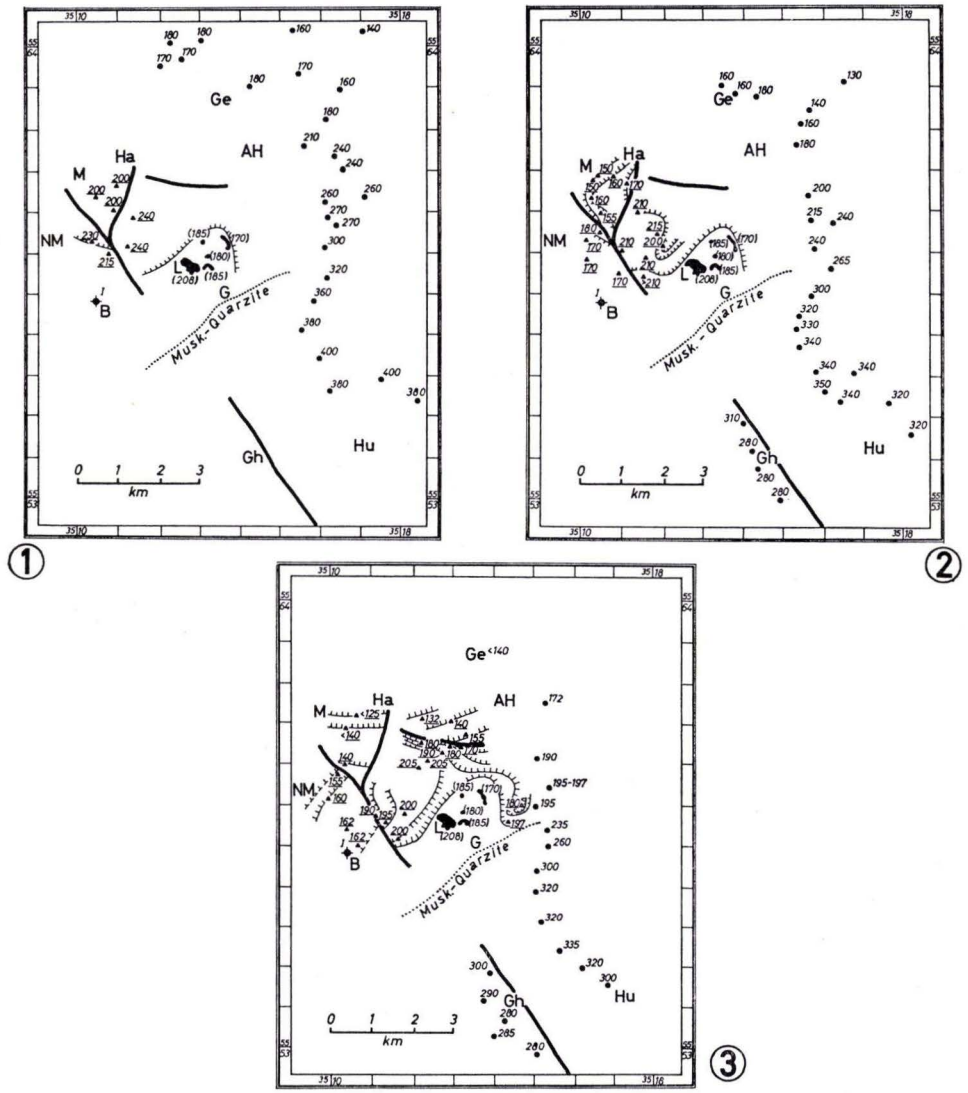


Abb. 3. Strukturkarten des Gebietes südlich von Gelnhausen.
Karte 1: Heutige Höhenlage der Grenze su_1 (Bröckelschiefer)/su_2 (Tigersandstein).
Karte 2: Heutige Höhenlage der Grenze su_1 (Bröckelschiefer)/Zechstein-Schieferton.
Karte 3: Heutige Höhenlage der Grenze Zechsteinkonglomerat/Zechsteindolomit.
Signaturen: schwarze Felder ... kristallines Grundgebirge (Gneise) zutage tretend; fett gedruckte Linien ... Verwerfungen; Zahlen ... heutige Höhenlage der jeweiligen Grenze über ±0 (NN). Unterstrichene Zahlen: aus eigener Kartierung übernommene, nicht unterstrichene Zahlen: aus Karten anderer Autoren entnommene Höhenangaben. Eingeklammerte Zahlen: heutige Höhenlage des im Raum von Lützelhausen-Großenhausen zutage tretenden kristallinen Grundgebirges. — AH ... Altenhaßlau; B ... Bernbach (I ... Bohrung Bernbach); G ... Großenhausen; Ge ... Gelnhausen; Gh ... Geiselbach; Ha ... Hailer; Hu ... Huckelheim; L ... Lützelhausen; M ... Meerholz; NM ... Niedermittlau (Zeichnung G. SCHULTZ).

aber auch im Geiselbacher Graben. Die Mindestsprunghöhe der östlichen Randverwerfung dieses Grabens konnte oben mit ca. 40 m bei Kontrolle der Zechstein- und Buntsandstein-Verstellung geschätzt werden. Während im Geiselbacher Graben im Rotliegenden in erheblichem Maße Sedimentmaterial gestapelt worden ist, transgrediert am gesamten Hochspessartrand vom Raum südlich von Großenhausen der Zechstein ohne Zwischenschaltung von Rotliegendsedimenten unmittelbar über das Grundgebirge. Eine solche Entwicklung bei Geiselbach und bei Bernbach läßt nur den Schluß zu, daß neben den zweifellos vorhandenen posttriassischen Bewegungen in der Größenordnung von 20—40 m eine ältere in gleicher Richtung verlaufende Anlage vorhanden sein muß. Diese ältere, an die Geiselbach-Meerholzer Bruchzone gebundene Anlage diente den Rotliegendsedimenten als Sammeltrog, so daß sich dieses Gebiet bezüglich der Mächtigkeit seiner Rotliegendsedimente sehr wesentlich von seinen Nachbargebieten unterscheidet. Unsere im Gang befindlichen Arbeiten in den Zechstein — und Rotliegendsedimenten des nördlichen Spessarts und des Kinziggebietes werden auch zu diesem nur grob umrissenen Fragenkomplex Stellung nehmen müssen. Jedenfalls können hier, wie schon im Falle des bei Obersailauf im Vorspessart auftretenden Rotliegendporphyr-Vulkanismus (H. Murawski 1959) eine ältere (wahrscheinlich jungvaristische) Bruchanlage und außerdem spätere posttriassische Bewegungen nachgewiesen werden. Es sei hier noch einmal betont, daß im Vorspessart selber der Nachweis geführt werden kann, daß die in NW–SE-Richtung streichenden Brüche dieses Gebietes unabhängig vom varistischen Faltenbau des Grundgebirges verlaufen (H. Murawski 1959). Offenbar dokumentiert sich damit ein übergeordneter spätvaristischer Beanspruchungsplan. Da die vermutlich dem mittleren Rotliegenden angehörenden Porphyre des Spessarts bereits solche Spalten zum Aufstieg benutzten, und andererseits sowohl bei Geiselbach, als auch bei Bernbach Oberrotliegend-Sedimentationströge in dieser Richtung nachgewiesen werden können, ist eine obere Altersgrenze für die erste Anlage dieser Brüche sichergestellt. Da die Brüche andererseits vom Faltenbau des Grundgebirges unabhängig und postfaltentektonisch und postkristallin in Bezug auf die Regionalmetamorphose des Spessarts angelegt sind, wäre damit für ihre Entstehung auch eine untere Zeitgrenze gegeben. — Außer den bisher besprochenen Verwerfungen ist nördlich des Rauen Berges eine WNW–ESE verlaufende Verwerfung an der verschiedenen Höhenlage des Zechsteinkonglomerates nördlich und südlich dieses Sprunges zu erkennen (Abb. 2_2 und 3_3). Die Sprunghöhe nimmt von Osten nach Westen, also in Richtung auf den östlich des Meerholzer Heiligenkopfes verlaufenden Sprung von 10 m auf 40 m zu. Dieser Sprung setzt in der „Goldhohle" den mittleren Teil des Zechsteindolomites (im Norden) neben Zechsteinkonglomerat (im Süden). Durch solche Sprünge erfährt das Gefälle der Nordabdachung des Spessarts in Richtung auf die Kinzigebene und den Vogelsberg eine erhebliche Verstärkung.

Begünstigt durch einige gute Aufschlüsse im Zechsteindolomit und im Tigersandstein lassen sich recht gute Angaben über die normale Klüftung dieser Gesteine im Bereich der drei Zeugenberge machen (Abb. 4). Vergleicht man die Kluftmessungen in den einzelnen Aufschlüssen miteinander, dann lassen die Maxima dieser Kluftrichtungen eine überzeugende Kongruenz erkennen. Andererseits decken sich die in Abb. 4 gegebenen Werte weitgehend mit denjenigen der Deckgebirgsklüfte im übrigen

Vorspessart (vgl. dazu H. MURAWSKI 1959, Tafel 9). Dieses Kluftnetz weist also für große Gebiete eine auffallende Richtungskonstanz auf. — Ohne auf Einzelheiten in den Diagrammen einzugehen, ist zu erwähnen, daß sich im Diagramm 1 (su_2 des Meerholzer Heiligenkopfes) im NE-Quadranten Hinweise für eine Auswirkung der NW–SE-

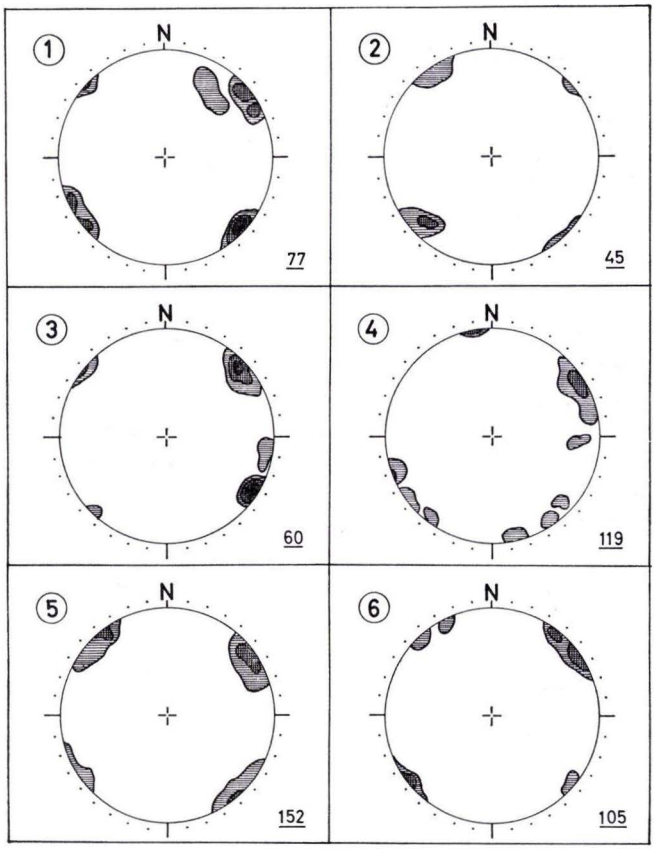


Abb. 4. Kluftdiagramme aus dem Gebiet der drei Zeugenberge.

1 Tigersandstein (su_2); großer Steinbruch am Meerholzer Heiligenkopf („6" der Abb. 2_1). — *2* Tigersandstein (su_2); kleiner Steinbruch des Meerholzer Heiligenkopfes („6" der Abb. 2_1). — *3* Tigersandstein (su_2); Steinbruch am Rauen Berg („10" der Abb. 2_1). — *4* Tigersandstein (su_2); Steinbruch am Niedermittlauer Heiligenkopf („4" der Abb. 2_1). — *5* Zechsteindolomit; kleiner Steinbruch am Westfuß des Niedermittlauer Heiligenkopfes („1" der Abb. 2_1). — *6* Zechsteindolomit; Kalkbruch Hailer („8" der Abb. 2_1).

Darstellung in flächentreuer Azimutalprojektion der unteren Halbkugel (SCHMIDTsches Netz) als Flächen der Durchstoßpunkte der Kluftflächennormalen (5—10—15%). — Zahlen: Anzahl der gemessenen Werte.

Verwerfung und im Diagramm 3 (su_2 des Rauen Berges) und vielleicht in Diagramm 4 (su_2 des Niedermittlauer Heiligenkopfes) solche für die Existenz der NNE–SSW-Verwerfung dieses Bereiches finden lassen. Bei der genauen Durchsicht sind aber auch in einigen anderen Diagrammen meist durch Auftreten von Doppelmaxima oder Sonderfeldern gekennzeichnete Hinweise in der oben angedeuteten Weise gegeben.

Aus den Geländebeobachtungen und der Kenntnis der allgemeinen geologischen Verhältnisse im Gebiet südlich von Gelnhausen und im übrigen Vorspessart lassen sich für die Entwicklungsgeschichte der Mitteldeutschen Schwelle in diesem Raum einige wichtige Aussagen machen.

Auf die varistische Faltung, Regionalmetamorphose und jungvaristische Einengungstektonik erfolgte eine Heraushebung des Spessartraumes gegenüber dem nördlich davon liegenden Bereich. Altersmäßig läßt sich diese Heraushebung nicht genau fixieren, da die Ableitung der Geröllkomponenten des Kulms — z. B. im Gebiet der Edertalsperre — von dieser Mitteldeutschen Schwelle wegen der großen Entfernung und der dazwischen fehlenden Aufschlüsse zahlreiche Unsicherheiten enthält (vgl. dazu z. B. E. Bederke 1957). Es soll daher hier auf diese Frage gar nicht eingegangen werden. Sicher scheint dagegen zu sein, daß bereits im Unterrotliegenden der Spessart selbst und weite Teile seines nördlichen Vorlandes Abtragungsgebiet gewesen sind. Sie ragten also über das Erosionsniveau hinaus. Sedimente des Unterrotliegenden scheinen nach unseren heutigen Kenntnissen erst weiter nordwestlich und nördlich unseres Gebietes aufzutreten (vgl. R. Brinkmann 1948 Abb. 1). Nach F. Nöring (1951) befindet sich z. B. bei Altenstadt, ca. 20 km nördlich von Gelnhausen bereits Unterrotliegendes von einiger Bedeutung. Etwa gleichzeitig mit der Heraushebung der Schwelle bildeten sich große SE–NW streichende Brüche, die gelegentlich den Aufstieg von Porphyren — mit wahrscheinlichem Mittelrotliegendalter — gestatteten, die andererseits aber auch zur Bildung örtlicher grabenartiger Senkungsfelder wie des Geiselbacher Grabens führten. Die Mitteldeutsche Schwelle hat also in diesem Gebiet während des Unterrotliegenden den Charakter eines Abtragungsgebietes, trat also deutlich in Höhenlage und Ausdehnung als Schwelle heraus.

Der Höhenunterschied zwischen der Schwelle und dem nördlich davon liegenden Sedimentationstrog der Saar–Saale Senke ist im Oberrotliegenden bereits geringer geworden. Während große Teile des Vorspessarts völlig frei von Rotliegendsedimenten sind, wird der Nordabfall der Schwelle südlich der Kinzig im Oberrotliegenden bereits dem Sedimentationstrog einbezogen. In das bis dahin ausgearbeitete Relief, das örtlich, wie im Geiselbacher Graben und dessen nördlicher Fortsetzung, noch durch tektonische Ereignisse modifiziert und verschärft worden war, lagerten sich größere Sedimentmassen, die vom Spessart her in dieses Relief eingeschwemmt wurden. Allerdings finden sich heute diese Akkumulate nur nördlich der Muskowitquarzit-Züge des Vorspessarts, mit Ausnahme des Bereiches um Geiselbach und Omersbach. Die Muskowitquarzitzüge traten schon im Oberrotliegenden infolge ihrer Härte morphologisch deutlich heraus, was sich aus der starken Belieferung der Oberrotliegendsedimente mit Quarzitschutt unschwer erkennen läßt. Im Gegensatz zu C. Weidmann (1929) scheinen mir die von ihm gezeigten „Sättel" und „Mulden" von Präzechstein-Alter mit „varistischem Streichen" weniger ein faltentektonisches Phänomen, als ein von der Gesteinshärte abhängiges Präoberrotliegend-Relief zu sein. Einen gewissen Hinweis darauf geben schon die im gesamten Spessart etwas schwankenden Deckgebirgsmächtigkeiten (vgl. dazu auch Abb. 5). Diese Erscheinungen sind allerdings zu trennen von Vertikalbewegungen geringeren Alters, auf die noch weiter unten einzugehen ist. — Insgesamt ist aber für das Oberrotliegende eine deutliche Abnahme

der relativen Höhenlage und eine Verschmälerung der Mitteldeutschen Schwelle zu beobachten.

Diese Entwicklung setzt sich deutlich im Zechstein fort. Größere Teile des Spessarts werden vom Meer ingrediert. Die Schwelle muß also zu größeren Teilen im Meeresspiegelniveau und darunter gelegen haben. Allerdings ist der Schwellencharakter noch bis zu einem gewissen Grade erkennbar, da offenbar nur tiefere Teile des Reliefs vom Meer bedeckt wurden, während andere Teile herausragten. H. L. F. MEYER (1913, 1913a) sprach davon, daß hier im Spessart im Gegensatz zum geschlossenen Sedimentationsraum der Wetterau ein „archipelartiger Meeresraum" bestanden hätte. C. WEIDMANN (1929) vermutete, daß die Absenkung des Gebietes vom Oberrotliegenden bis zum Zechstein nur sehr langsam vor sich gegangen sein könnte. Das läßt sich ohne Zweifel mit Hilfe eines Vergleiches der Ausdehnung der einzelnen Zechsteinserien nachweisen. Das Zechsteinkonglomerat in seiner typischen Ausbildung läßt sich in die Schwelle hinein nur wenig weiter südlich als die Rotliegendkonglomerate verfolgen. Weiter südlich wird es durch geringmächtige Grundgebirgsbreccien und Bleichung der Grundgebirgsgesteine ersetzt. Die völlige Synchronie dieser Breccien und Bleichungen mit dem Zechsteinkonglomerat ist allerdings noch keineswegs geklärt. Es kann hier natürlich auch noch ein zeitschräges Faziesvorgreifen (im Sinne von W. SIMON 1948) während der Zechsteintransgression verborgen sein. Ein solches Verhalten würde die Annahme eines langsamen Absinkens der Schwelle sogar noch unterstreichen. Nach der Darstellung von C. WEIDMANN (1929, Abb. 3) greift der Kupferletten dann noch über das Verbreitungsgebiet der Breccien des Zechsteins etwas weiter nach Süden und auf kleinere Schwellenbereiche über. In gleicher Weise gilt das für die Dolomite, die wiederum das Verbreitungsgebiet der Kupferletten überschreiten. Während der Sedimentationszeit dieser dolomitischen Gesteine dürfte die Schwelle ihre seit der Entstehung tiefste Lage gegenüber ihrer nördlichen Umgebung erreicht haben. Die den Dolomiten auflagernden mergeligen Schiefertone mit Dolomitlagen zeigen gegenüber der karbonatischen Sedimentation eine Faziesänderung an, die sich durch Einschwemmung feinklastischen Materials dokumentiert.

Danach setzt durch Regression des Meeres eine völlige Änderung der Sedimentationsverhältnisse und eine erhebliche prätriassische Verkarstung der Dolomite ein. Sie ist im gesamten Spessartraum, aber auch aus dem Odenwald (vgl. E. BECKSMANN 1958) bekannt. C. WEIDMANN (1929) betont, daß regressive Tendenzen dieser Art in der Wetterau unbekannt seien. Falls ein solcher Unterschied zwischen der Schwelle und ihrem nördlichen Vorland tatsächlich besteht, wäre dies ein Hinweis für eine neuerliche relative Hebung der Schwelle nach Ablagerung der Dolomite. C. WEIDMANN machte die Pfälzische Phase der varistischen Gebirgsbildung für diese Niveauveränderungen verantwortlich: „die epirogene Phase endet mit der Verlandung, deren Ursache in den orogenetischen Bewegungen der pfälzischen Faltungsphase zu suchen ist". Unter Berücksichtigung der geologischen Geschichte der Mitteldeutschen Schwelle kann man hier wohl kaum von orogenetischen, sondern allenfalls von diktyogenetischen Bewegungen sprechen.

Für die Zeit der Trias lehnt C. WEIDMANN das Vorhandensein einer Spessartschwelle ab, und auch R. BRINKMANN (1948) betont, daß die Mitteldeutsche Schwelle nach dem Zechstein nur noch in geringfügiger Weise erkennbar ist. Ohne Zweifel

hat sie ihre beherrschende Position, die sie namentlich im Rotliegenden besessen hatte, verloren. Sie stellt aber trotzdem noch eine Faziesscheide dar. Das Ecksche Konglomerat des Buntsandsteins in seiner typischen süddeutschen Ausbildung überschreitet z. B. die Spessartschwelle nicht nach Norden. Betrachtet man darüber hinaus die Abb. 13 der Arbeit von G. Gunzert (1958), so ist dort in allen Buntsandstein-Zyklen immer wieder der Charakter dieser Schwelle im Spessartgebiet als, allerdings breitflächige, Faziesscheide erkennbar.

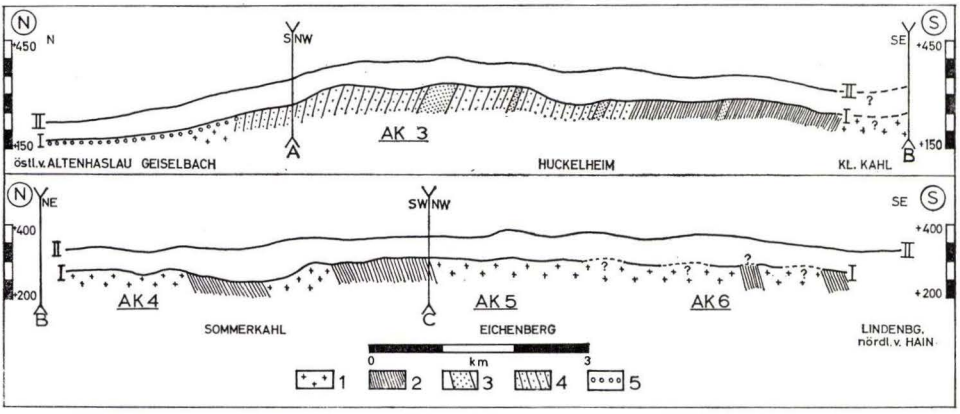


Abb. 5. Heutige Höhenlage der Zechsteinunterkante (I) und der Grenze su_1/su_2 (II) im Spessart, dargestellt in einem Nord-Süd-Profil (Altenhaßlau—Hain).
Signaturen: 1 . . . Orthogneise und Migmatite; 2 . . . Paragneise und Glimmerschiefer; 3 . . . Muskowitquarzit-Züge; 4 . . . phyllitische Quarzitschiefer und quarzitische Glimmerschiefer; 5 . . . Rotliegendes. — A, B, C . . . Knickpunkte im Profil. — AK 3 bis AK 6 . . . Spessartantiklinalen nach K. Leuchs (1931). — Die Profile sind 5fach überhöht.

Infolge Fehlens der übrigen Triasstufen, des Jura und der Kreide sind unmittelbare Beweise für den Bewegungsablauf in der Mitteldeutschen Schwelle dieses Raumes für diese Zeit nicht zu erbringen. Die spärlichen und vielfach auch stratigraphisch unscharf einstufbaren Tertiärvorkommen lassen für diese Zeit immerhin soviel erkennen, daß der Schwellencharakter hier für lange Zeiten deutlich in Erscheinung tritt. Andererseits macht sich jedoch eine durch Bruchtektonik bedingte Aufteilung der Schwellenbereiche bemerkbar, die das Erscheinungsbild der Schwelle sehr stark verändert. Hierher gehört die tektonische Aktivität im Raum des Oberrheintalgrabens, des Gersprenzgrabens, des westlichen Spessartrandes zur Mainsenke und vieler anderer Bruchsysteme. Welche Bedeutung die Mitteldeutsche Schwelle jedoch im Tertiär besessen hat, zeigt sich vor allem auch im Bereich westlich des Spessarts und im Odenwald. Hier läßt sich beobachten, daß die Brüche der Mittelmeer-Mjösen-Zone stark von diesem querenden Element beeinflußt worden sind. Der Oberrheintalgraben verändert sein Erscheinungsbild mit Eintritt in den Bereich der Kristallinschwelle, und Ähnliches läßt sich auch bei den von Norden kommenden Grabenzonen der Hessischen Senke beobachten (H. Murawski 1960). — Deutliche Hinweise für hebungsaktive Erscheinungen im Bereich des Spessarts nach der Trias werden jedoch durch flachwellige Verbiegungen der permisch-triassischen Serien gegeben. Auf diese Erscheinung hat vor allem K. Leuchs (1931) hingewiesen. Solche posttriassischen

Verbiegungen sind in der Abb. 5 deutlich zu erkennen. Abgesehen von den schon weiter oben erwähnten paläomorphologischen Erscheinungen des Rotliegendreliefs, zeigen sich tatsächlich bis zu einem gewissen Grade kongruente Verbiegungen der von uns gewählten beiden Grenzflächen. Sieht man von den in ihrer Deutung ein wenig problematischen Einzelantiklinen (AK 3 bis AK 6 der Abb. 5) ab, so zeigt sich doch insgesamt eine posttriassisch erzeugte Hochlage des Spessarts, die sich in der großräumigen Verbiegung ehemals mehr oder weniger horizontal liegender Deckgebirgsserien dokumentiert. Die Abbildung läßt den äußerst scharfen Nordabfall der Schwelle gut erkennen. Dieses starke Abknicken der Schwellennordflanke wird zudem noch durch die Angabe F. NÖRINGS (1951) bekräftigt, daß bei Wirtheim/Kinzig, ca. 6 km nordöstlich von Gelnhausen Rotliegendes in einer Teufe von 283 m erbohrt worden ist.

Die vorgenannten Tatsachen weisen die Mitteldeutsche Schwelle im Raum des Spessarts seit dem ausgehenden Paläozoikum als beherrschendes Strukturelement nach, welches das geologische Geschehen in ihrem Raum zeitweilig stark beeinflußt hat. Spezielle Untersuchungen werden den Grad dieser Beeinflussung und die zeitlichen Variationen noch genauer festlegen und damit den Vergleich des geologischen Geschehens zwischen den einzelnen Teilbereichen der Gesamtschwelle erleichtern können.

Schriftenverzeichnis

BECKSMANN, E.: Verkarsteter Zechsteindolomit unter der Ziegelhäuser Neckarbrücke und der Ziegelhäuser Störungszone. — Jh. geol. L.-A. Bad.-Württbg., **3**, 123—137, Freiburg/Brsg. 1958.

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

— Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. — Geol. Rdsch., **46**, 229—245, Stuttgart 1957 [1957a].

BRAITSCH, O.: Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 21—72, Wiesbaden 1957.

BRINKMANN, R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**, S. 56—66, Suttgart 1948.

BÜCKING, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen etc., XLIX. Lieferung, Bl. Gelnhausen. Berlin 1891.

— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen etc., XLIX. Lieferung, Bl. Langenselbold. Berlin 1891 [1891a].

— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen etc., XLIX. Lieferung, Bl. Bieber. Berlin 1891 [1891b].

— Der nordwestliche Spessart. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, Berlin 1892.

GABERT, G.: Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. — Abh. hess. geol. L.-Amt Bodenforsch., **18**, 101—133, Wiesbaden 1957.

GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des Deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — Abh. hess. geol. L.-Amt Bodenforsch., **24**, Wiesbaden 1958.

KLEMM, G.: Erläuterungen zur Spezialkarte von Hessen 1 : 25000, Bl. Schaafheim-Aschaffenburg. Darmstadt 1894.

KÜHNE, F.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1922, **43**, S. 426—456, Berlin 1923.

LEUCHS, K.: Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. — Geol. Rdsch., **22**, S. 281—292, Berlin 1931.

MATTHES, S.: Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 8, Wiesbaden 1954.
MEYER, H. L. F.: Über den Zechstein im Spessart und Odenwald. — Cbl. Min. Geol. Paläontol. f. 1913, S. 742—751, Stuttgart 1913.
— Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Fazies. — Ber. oberhess. Ges. Nat.- u. Heilkd. Gießen, N. F., Nat. Abt., **5**, S. 48—106, Gießen 1913 [1913a].
MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 145—163, Stuttgart 1954.
— Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 360 bis 388, Hannover 1958.
— Zur Frage durchgepauster Tektonik. — Geol. Rdsch., **48**, S. 260—271, Stuttgart 1959.
— Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 294—342, Wiesbaden 1960.
NÖRING, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, S. 22—40, Wiesbaden 1951.
— Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**, S. 74, Wiesbaden 1951 (1951a).
RICHTER-BERNBURG, G.: Über salinare Sedimentation. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 593—645, Hannover 1955.
SCHÄFER, M.: Heimatbuch des Kreises Gelnhausen. 3. Aufl., Gelnhausen 1950.
SCHOLTZ, H.: Das variszische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. Paläontolog., 8, H. 25, Berlin 1930.
SCHOTTLER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1 : 25000, Bl. Seligenstadt., Darmstadt 1922.
SIMON, W.: Zeitmarken der Erde. — Die Wissenschaft. Einzeldarstellungen aus d. Naturwiss. u. Techn., **98**, Braunschweig 1948.
STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beiheft. Geol. Jb., **2**, Hannover 1951.
THÜRACH, H.: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. — Geognost. Jahreshefte, **5**, S. 1—160, Cassel 1893.
UDLUFT, H.: Zur Entstehung der Eisen-Mangan-Erze des Oberen Zechsteins im Spessart und Odenwald. — Senckenbergiana, **5**, S. 184—207, Frankfurt/Main 1923.
— Erläuterungen zur hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500000, Bl. Frankfurt am Main. — Bundesanst. f. Landeskde, Remagen 1957.
WEIDMANN, C.: Zur Geologie des Vorspessarts. — Rhein-Mainische Forschg., **3**, S. 1—74, Frankfurt/Main 1929.

Manuskript eingegangen am 10. 2. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 134–169	6 Abb.	1 Tab.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Untersuchungen im Unter-Devon des Hontheimer und Stadtkyller Sattels (Eifel)

Zugleich ein Beitrag zur Gliederung der Klerfer Schichten der Eifeler Nordsüd-Zone

Von

GERHARD BECKER und ROLF MENTZEL, Frankfurt a. M.

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

Inhalt

I. Vorwort 135
II. Einleitung 135
III. Neue Fossilfunde in den Klerfer Schichten 137
IV. Das Unter-Devon des Hontheimer Sattels (SW-Teil) (R. MENTZEL) 140
A. Einführung 140
1. Topographische Übersicht 140
2. Geologisch-tektonische Übersicht 141
B. Schichtenfolge 143
1. Stadtfelder Schichten 143
a) Gesteine 143
b) Gesteinsabfolge 143
c) Fauna 144
2. Klerfer Schichten 145
a) Gesteine und Gesteinsabfolge 145
b) Unterer Teil 147
c) Mittlerer Teil 147
d) Oberer Teil 148
3. Grenze Stadtfelder Schichten / Klerfer Schichten 150
4. Ems-Quarzit 151
5. Wiltzer Schichten 151
V. Das Unter-Devon des Stadtkyller Sattels (G. BECKER) 152
A. Topographische und geologische Übersicht 152
B. Schichtenfolge 153
1. Klerfer Schichten 153
a) Gesteinsausbildung und Gesteinsabfolge 153
b) Unterer Teil 157
c) Mittlerer Teil 157
d) Oberer Teil 157
2. Ems-Quarzit 158
3. Heisdorfer Schichten 159

C. Zur Frage Klerfer Schichten (Unter-Ems) oder Reifferscheider Schichten (Ober-Ems) 159
D. Tektonik des Stadtkyller Sattels 161
1. Der Faltenbau 161
2. Die Störungen 161
3. Beschreibung der Einzelstrukturen 164
a) Der Lühberg-Halbsattel 164
b) Die Fortsetzung der Rohrer Mulde nach SW 164
c) Der Utterberg-Sattel 164
d) Der Kerschenbacher Sattel 165
e) Der Niederkyller Halbsattel 165
f) Die Buntsandstein-Scholle 165
VI. Vergleich der Klerfer Schichten im Hontheimer und Stadtkyller Sattel 166
VII. Zusammenfassung 166
Schriftenverzeichnis 167

I. Vorwort

Untersuchungen im Devon der Eifeler Nordsüd-Zone werden vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt a. M. seit vielen Jahren durchgeführt. Im Vordergrund stand dabei bisher die Klärung stratigraphischer und paläontologischer Probleme im Bereich der mitteldevonischen Kalkmulden. Jetzt soll erstmals über Kartierergebnisse aus den zwischen den Mulden gelegenen unterdevonischen Sätteln berichtet werden.

Bei der vorliegenden Arbeit handelt es sich um eine Zusammenfassung der Ergebnisse aus zwei Diplom-Arbeiten, die im Sommer 1955 und Frühjahr 1956 (Becker) bzw. im Sommer 1957 und Sommer 1958 (Mentzel) im Gelände durchgeführt wurden. Die Anregung erhielten wir von Herrn Privat-Dozent Dr. K. Krömmelbein, Frankfurt a. M., dem wir für Einführung und stete Förderung danken. Dank schulden wir auch Herrn Prof. Dr. K. Krejci-Graf, Frankfurt a. M., für anregende und fruchtbare Diskussionen, Herrn Prof. Dr. G. Rein, Mineralogisches Institut Frankfurt a. M., für weitestgehende Unterstützung bei der Auswertung von Dünnschliffen und Herrn Privat-Dozent Dr. A. Seilacher, Frankfurt a. M. und Bagdad, für die Bestimmung der Spurenfossilien. Die Fischreste bestimmte liebenswürdigerweise Herr Dr. Wo. Schmidt, Krefeld. Auch ihm sei an dieser Stelle nochmals gedankt.

Bei unseren Untersuchungen war es möglich, auch Ergebnisse heranzuziehen, die noch in Form unveröffentlichter Dissertationen im Geologischen Institut niedergelegt sind. So konnte bei der Bearbeitung des Stadtkyller Sattels auf neuere Kartierungen der Blankenheimer Mulde (NE- und Mittel-Teil: R. Wolfart 1955, SW-Teil: G. Ochs 1955), der Dollendorfer Mulde (SW-Teil: J. Metje 1955) und der Rohrer Mulde (A. Glinski 1953) zurückgegriffen werden*).

II. Einleitung

Die unterdevonischen Schichten im Liegenden der Kalkmulden — den Mulden rechnet man traditionsgemäß auch das Ober-Ems zu — werden in einen fossilreichen

*) Anmerkung während des Druckes: Nach einer frdl. Mitteilg. von Herrn Dr. W. Struve, Frankfurt a. M., befinden sich die genannten Dissertationen jetzt im Druck (Senck. leth., **42**; Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **501**; Frankfurt a. M. 1961).

unteren (Stadtfelder Schichten) und einen weitgehend fossilarmen oberen Teil (Klerfer Schichten) gegliedert und entsprechend der in Deutschland gebräuchlichen Devon-Stratigraphie ins Unter-Ems gestellt. Diese Zweiteilung geht in erster Linie auf RUD. RICHTER (1919) zurück.

Die Stadtfelder Schichten wurden erstmals von E. KAYSER (1871) als stratigraphische Einheit erkannt und aus der Gegend von Oberstadtfeld unter dem Namen „Schichten von Daun-Stadtfeld" erwähnt. Eine weitere Verbreitung von fossilführendem tieferem Unter-Ems in der Umrandung der Eifeler Nordsüd-Zone stellten LEPPLA (1908a, b) und ASSELBERGHS (1912) fest. RUD. RICHTER (1919) wies Gesteine von gleicher Bio- und Petro-Fazies südlich des Schneifel-Rückens nach und bezeichnete diese als „Unterkoblenz-Schichten von Stadtfelder Entwickelung".

Seit HAPPEL & REULING (in REULING 1931) werden als Stadtfelder Schichten alle fossilführenden, nicht-roten bzw. nur geringmächtige rote Einlagerungen enthaltenden Gesteinsfolgen des tieferen Unter-Ems in der Umrandung der Eifeler Nordsüd-Zone bezeichnet. Auch in der SE-Eifel (N-Rand der Mosel-Mulde) wurde der Name Stadtfelder Schichten zunächst verwendet (SOLLE 1937); neuere stratigraphische Untersuchungen (RÖDER 1957, MARTIN 1960) führten jedoch hier zur Aufstellung zweier Schichtglieder (Biederburg- und Gladbach-Schichten) im tieferen Unter-Ems.

Die Klerfer Schichten wurden in Luxemburg von GOSSELET (1885) unter dem Namen „Schistes de Clervaux" aufgestellt. GOSSELET bezeichnete damit eine fossilfreie Wechselfolge von roten und grünen Schiefern und graugrünen Sandsteinen im Liegenden des Quarzits von Berlé. RUD. RICHTER (1919) übertrug den Begriff der Klerfer Schichten auf die SW-Eifel (Umrandung der Prümer Mulde) und verstand darunter eine petrographisch sehr ähnlich ausgebildete Gesteinsfolge unterhalb des Ems-Quarzits. Er löschte damit endgültig den Begriff der „Vichter Schichten" (KAYSER 1871), unter dem irrtümlicherweise verschiedenaltrige Rotsedimente (Klerfer Schichten, Wetteldorfer Sandstein) zusammengefaßt worden waren.

Klerfer Schichten konnten auch in der SE-Eifel, am N-Rand der Mosel-Mulde, nachgewiesen werden (SOLLE 1937). Dort gelang inzwischen eine Gliederung in untere und obere Klerfer Schichten (SOLLE 1956a).

Im Gegensatz zur SW-Eifel ist am S-Rand des Hohen Venns eine Zweigliederung des Unter-Ems noch nicht möglich (WO. SCHMIDT 1956 und frdl. Mitteilg.). Die für die Klerfer Schichten bezeichnende Rotfazies setzt hier bereits sehr tief — örtlich schon in der höchsten Siegen-Stufe — ein. Innerhalb der fast fossilfreien, zwischen dem Sistiger Quarzit (Ems-Quarzit) und sicherer Siegen-Stufe liegenden Abfolge können daher keine voneinander abgrenzbaren und aufeinanderfolgenden Faziskomplexe ausgeschieden werden. Es taucht die Frage auf, ob die Stadtfelder Schichten nach N mehr und mehr auskeilen oder ob sie sich im Bereich der SE-Flanke des Hohen Venns mit Schichten von Klerfer Fazies verzahnen. Die Lösung dieser Fragen kann nur von S her erfolgen.

In der mittleren und nördlichen Eifel (Hillesheimer bis Sötenicher Mulde) treten Probleme der stratigraphischen Abgrenzung der Klerfer Schichten zum Hangenden auf, da das Ober-Ems hier in einer von der Prümer Mulde abweichenden Ausbildung vorliegt. Es lassen sich auf paläontologischem Wege im Hangenden der Klerfer Fazies erst die Heisdorfer Schichten (höheres Ober-Ems) sicher nachweisen (vgl. hierzu V.C.).

Zur Lösung der angeschnittenen Fragen und im Hinblick auf eine Gesamtbearbeitung des Unter-Devons der Eifeler Nordsüd-Zone sind eingehende Kartierungen im Liegenden der Kalkmulden notwendig. Diese Untersuchungen sollen zunächst rein örtlich die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse im Unter-Ems — besonders in den Klerfer Schichten — klären.

Der Schwerpunkt unserer Untersuchungen lag daher auf einer Gliederung der Klerfer Schichten im Hontheimer bzw. Stadtkyller Sattel nach lithologischen oder — wenn möglich — biofaziellen Gesichtspunkten, der Festlegung der Liegend- und Hangendgrenzen der Klerfer Schichten sowie der Auffindung neuer Fossilfundpunkte im gesamten Unter-Ems.

In beiden hier behandelten Gebieten war nur eine rein lithologische Gliederung möglich, d. h. es wurden Gesteinsfolgen mit engen petrographischen Beziehungen zusammengefaßt. Der stratigraphische Wert der ausgeschiedenen Gesteinseinheiten ist zumeist unsicher. Aus diesem Grunde, und um eine spätere regionale Bearbeitung nicht durch hinderliche Namensgebung zu belasten, wurden für die Untergliederung nur solche Bezeichnungen gewählt, die in erster Linie die Lagerungsverhältnisse von Gesteinskomplexen anzeigen (unterer, mittlerer, oberer Teil).

Die Untersuchungen im Unter-Ems der Eifeler Nordsüd-Zone werden fortgesetzt.

III. Neue Fossilfunde in den Klerfer Schichten

Die Klerfer Schichten der Eifel galten lange als fossilfrei. So schreibt Rud. Richter (1919, S. 52) noch: „Überall ... gähnen sie in völliger Fossilleere, abgesehen von der Pflanzenstreu in den Hasseln." Nur aus Luxemburg waren spärliche Funde bekannt. Von dort berichtete Leidhold (1913) über das Vorkommen eines Orthoceras und Rud. Richter (1919) über das Auftreten einer — damals unzugänglichen — Fauna zwischen Merkholz und Wiltz (vgl. hierzu Asselberghs 1941, Lucius 1950).

Die ersten Funde in Klerfer Schichten der Eifel gelangen Reuling (in Kräusel & Weyland 1930b). Er entdeckte am N-Rand der Prümer Mulde, bei Willwerath, einen Fundpunkt mit einer nicht-marinen Muschel-, Ostracoden- und Fischfauna (s. Mauz 1933, 1935; Gross 1934, 1937; Størmer 1936), sowie zwei weitere ähnliche Vorkommen zwischen der Prümer und der Gerolsteiner Mulde (Reuling 1937). Lippert (1937) fügte diesen einen weiteren Faunenfund am E-Ende der Salmerwald-Mulde hinzu. Gleichzeitig gelang ihm mit seinen Funden in der Umrandung der Sötenicher Mulde auch der Nachweis über Vorkommen von „Willwerather Fauna" in der N-Eifel. Die Untersuchungen Lipperts (1939) in der Daleider Mulden-Gruppe erbrachten reiche Fossilpunkte und neben Willwerather Fossilien auch marine Faunen, letztere mit leitenden Formen des Unter-Ems. Lippert unterscheidet zwischen einem lagunären (Willwerather Fauna) und einem marinen Typ.

In Gegensatz zu Lippert stellt sich W. E. Schmidt (1944, S. 106) mit der Einstufung einer — ihm selbst nicht sehr beweiskräftig erscheinenden — Fauna aus „Reifferscheider Schichten Wunstorfs" vom SW-Ende der Sötenicher Mulde ins Ober-Ems.

Dieser Fundpunkt W. E. Schmidts bei Felser, Bl. Hellenthal, müßte u. E. überprüft werden, denn er liegt in einem tektonisch stark gestörten Gebiet im Bereich des Muldenaushubs. Nur eine Kartierung kann dort sichere Auskunft über die Lagerungsverhältnisse

geben; das Auftreten von Rotschiefern allein rechtfertigt eine Einstufung noch nicht, denn in der Sötenicher Mulde reichen unseres Wissens rote Tongesteine bis in Ablagerungen des Givets hinauf.

Bei der Kartierung der Salmerwald-Mulde fand KRÖMMELBEIN (1955, S. 15) E des Mineralbrunnens von Birresborn in Quarziten der Klerfer Schichten „eine kleine, bisher unbestimmbare Fauna von Brachiopoden (?) und Zweischalern (?) in Kalkschalen (!)-Erhaltung".

Der von ASSELBERGHS (1928) zum Ems-Quarzit gestellte Fundpunkt vom Watzerather Kopf, SW Prüm, gehört u. E. Rotsandsteinen der Klerfer Schichten an.

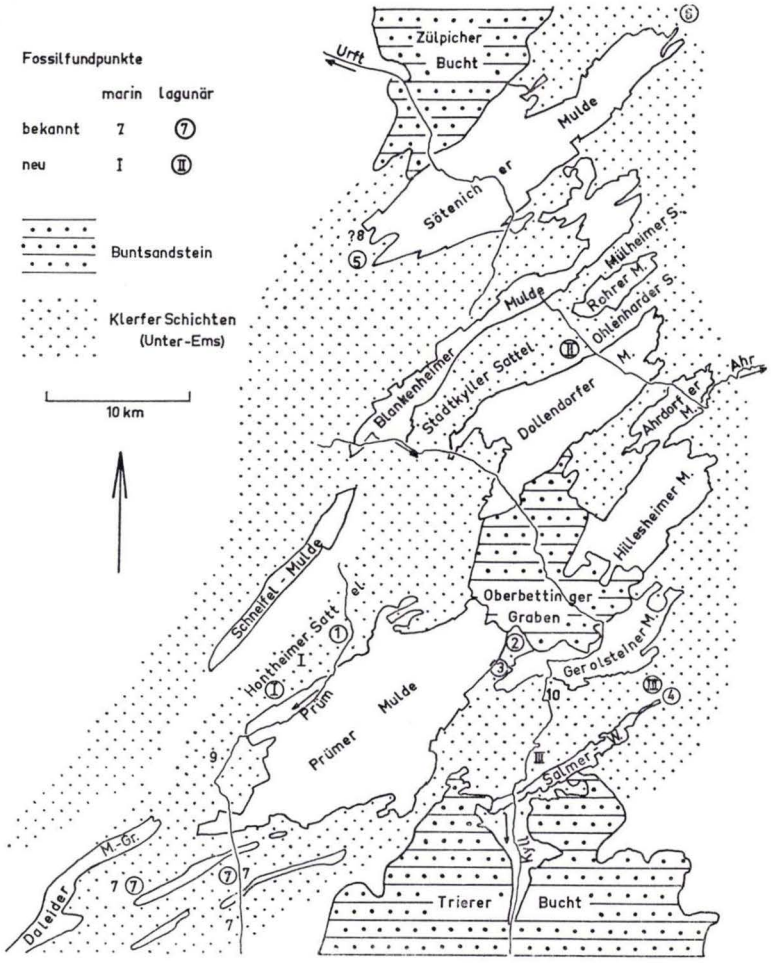


Abb. 1. Die Eifeler Nordsüd-Zone. Verbreitung der mitteldevonischen Kalkmulden (nach K. KRÖMMELBEIN und W. STRUVE), der Klerfer Schichten und der größeren Buntsandstein-Vorkommen. Fossilfundpunkte in Klerfer Schichten: bekannt 1. Willwerath, 2. Müllenborn, 3. Nähe Lissingen, (REULING 1937), 4. Neroth, 5. Reifferscheid, 6. Kreuzweingarten (LIPPERT 1937), 7. Daleider Mulden-Gruppe, (LIPPERT 1939), 8. Felser (W. E. SCHMIDT 1944), 9. Watzerather Kopf (ASSELBERGHS 1928), 10. Birresborn (KRÖMMELBEIN 1955); neu I. Hontheimer Sattel (R. MENTZEL), II. Stadtkyller Sattel (G. BECKER), III. Birresborner Sattel (Mitteilung F. KRÄMER; vgl. hierzu diese Arbeit S. 140).

Aus der Mosel-Mulde berichtet SOLLE (1937, 1956a, b) ebenfalls über das Auftreten reicher mariner Faunen des Unter-Ems in Klerfer Schichten.

Während der jetzt durchgeführten Kartierungen im Hontheimer bzw. Stadtkyller Sattel konnten einige neue Fossilpunkte in Klerfer Schichten aufgefunden werden.

Das Belegmaterial befindet sich im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt a. M.

Hontheimer Sattel

Von den 4 neuen Fundpunkten liegen drei (Ml 101—103) im unteren und ein Fundpunkt (Ml 104) im oberen Teil der Klerfer Schichten.

Ackerfundpunkt etwa 900 m S Herscheid.

(Ml 101, r. 25660, h. 64200, Bl. Prüm)
Grüngrauer, sehr feinkörniger[1]), fester Sandstein; Lesestein.

Prosocoelus beushauseni (FUCHS)	1 Steinkern der linken Klappe

Ackerfundpunkt 200 m S Höhe 510,7; 1,5 km W Gondenbrett.

(ML 102, r. 28180, h. 66880, Bl. Prüm)
Graugelber, sehr feinkörniger, stark glimmerhaltiger, dünnplattiger Sandstein; Lesestein.

Trigeria confluentina (FUCHS)	1 Steinkern der Stielklappe

Weganschnitt 1000 m NNE Obermehlen, 50 m N des Nebentälchens.

(Ml 103, r. 28160, h. 66760, Bl. Prüm)
Graues, schwach grobsilthaltiges Tongestein.

Tentaculites sp.	1 schlechter Abdruck

Bachbett des Mehlen-Bachs 1200 m E Steinmehlen, Prallhang unterhalb des Weges.

(Ml 104, r. 27660, h. 63240, Bl. Prüm)
Rotes, schwach grobsilthaltiges Tongestein.

Porolepis sp. (det. WO. SCHMIDT)	Schuppen

Darüber hinaus konnten an mehreren Stellen Lebensspuren gefunden werden. Meist handelt es sich um Arthropoden-Fährten, in einem Fall um Grabgänge.

Stadtkyller Sattel

Die 3 Fundpunkte liegen sämtlich im mittleren Teil der Klerfer Schichten. Zwei von ihnen erbrachten eine Fauna von Willwerather Gepräge (Br 32, Br 46).

Straßenanschnitt W des Hahnen-Bergs, NE Hüngersdorf.

(Br 32, r. 48510, h. 85450, Bl. Aremberg)
Grobsilthaltige, grünliche, scherbig brechende Tongesteine.

Modiola (subgen. ?) *promea* subsp. MAUZ	mehrere
Modiola (subgen. ?) *promea saxatilis* MAUZ	mehrere
Lamellibranchiata indet.	
Wurmspur vom *Teichichnus*-Typ	1

[1]) Die Benennung der Korngrößen erfolgt nach WENTWORTH, zitiert aus KRUMBEIN & SLOSS (1953, S. 71) in wörtlicher Übersetzung.

Weganschnitt N Hüngersdorf, Holzabfuhrweg von der Höhe 475,1 zum Schaaf-Bach.

(Br 46, r. 47920, h. 85370, Bl. Aremberg)
Grünlicher, stark tonhaltiger Sandstein; 30 cm starke Bank unterhalb der Böschungsoberkante.

Drepanaspis cf. *lipperti* GROSS (det. WO. SCHMIDT) 1
Fischrest?

Eisenbahneinschnitt 250 m SE Bahnhof Freilingen.

(Br 212, r. 49260, h. 85930, Bl. Aremberg)
Grüngrauer, sehr feinkörniger, plattiger Sandstein mit Oszillations-Rippeln.

Bewegungsspur einer grabenden Schnecke vom *Scolicia*-Typ.

Herr Dipl.-Geol. F. KRÄMER, Frankfurt a. M., teilt uns aus Klerfer Schichten zwischen der Gerolsteiner und der Salmerwald-Mulde (Birresborner Sattel) sechs neue Fossilfundpunkte mit. Die von ihm dort und an dem Fundpunkt KRÖMMELBEINS (1955) gesammelte Fauna umfaßt etwa 30, vorwiegend marine Arten, von denen mehrere erstmals aus Klerfer Schichten gemeldet werden. Bemerkenswert ist außerdem das häufige Auftreten von Ostracoden und Bryozoen. Die eingehende Beschreibung der Fauna bleibt einer gesonderten Veröffentlichung vorbehalten.

Fundpunkte: Anschnitt an der Straße Birresborn–Salm.
(FK 1, r. 45030, h. 59690, Bl. Mürlenbach)
Fußweg vom Phoenix-Sprudel, Birresborn, zum Gold-Berg.
(FK 2, r. 45130, h. 59720, Bl. Mürlenbach)
Schurfloch am Haus Heimelbach, Birresborn.
(FK 3, r. 45550, h. 62020, Bl. Mürlenbach)
Straßenanschnitt an der Haarnadelkurve der Straße Birresborn–Salm.
(FK 5, r. 45220, h. 59540, Bl. Mürlenbach)
Steinbruch W Niedereich.
(FK 6, r. 46870, h. 61680, Bl. Mürlenbach)
Kabelgraben der Deutschen Bundespost an der Straße Gees–Neroth.
(FK 7, r. 51880, h. 63500, Bl. Hillesheim)
Willwerather Fauna.

IV. Das Unter-Devon des Hontheimer Sattels (SW-Teil) (R. MENTZEL)

A. Einführung

1. Topographische Übersicht

Der Hontheimer Sattel (HAPPEL & REULING 1937) liegt mit einer durchschnittlichen Breite von 6 km zwischen der Prümer Mulde und der Schneifel-Mulde. Er ist vollständig aus Schichten des Unter-Ems (Stadtfelder Schichten und Klerfer Schichten) aufgebaut.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den SW-Teil des Sattels im Bereich des Blattes Prüm (5704) der topographischen Karte 1:25000. Es wird im NW und SE von den aus Ems-Quarzit aufgebauten Höhenzügen der Schneifel bzw. des Kalvarien-Berg–Tettenbusch begrenzt und erstreckt sich in SW–NE-Richtung zwischen den Ortschaften Steinmehlen und Gondenbrett.

2. Geologisch-tektonische Übersicht

Die stratigraphische Stellung der im Schneifel-Gebiet aufgeschlossenen Gesteinsfolgen war lange Zeit ungeklärt. Zwar hatte bereits GOSSELET (1888) die Aufeinanderfolge der einzelnen Schichtglieder richtig erkannt, hielt aber die heutigen Stadtfelder Schichten auf Grund ihrer Lagerung für das stratigraphisch Hangende des Schneifel-Quarzits und stufte sie als Wiltzer Schichten ein. Erst RUD. RICHTER (1919) konnte hier mit Hilfe von Fossilfunden „normale Unterkoblenz-Schichten von Stadtfelder Entwickelung" im Liegenden der Klerfer Schichten nachweisen und damit den Beweis für eine auch im Unterems-Anteil lückenlose Schichtenfolge am N-Rand der Prümer Mulde erbringen.

Der Hontheimer Sattel ist im Untersuchungsgebiet sehr einfach und übersichtlich gebaut; die Intensität der Spezialfaltung nimmt nach NW — zur Schneifel — deutlich zu.

Die Klerfer Schichten bilden die SE-Flanke des Sattels und sind im Liegenden des Ems-Quarzits der Prümer Mulde in einem 3—3,5 km breiten Ausstrich aufgeschlossen. Bei einer vorherrschenden Streichrichtung von 20°—50° fallen sie mit 15° bis 40° nach SE ein. Bemerkenswert ist die ruhige und auch in längeren Profilen meist ungestörte Lagerung des Schichtverbandes. Nur gelegentlich und auch stets auf wenige Meter beschränkt tritt eine kleinwellige Verfaltung einzelner Gesteinspakete auf. Die zur Feststellung der Schichtlagerung verwendeten Sedimentstrukturen (Schrägschichtungskörper, Oszillations-Rippeln, Sackungserscheinungen) und entsprechende tektonische Merkmale zeigten in allen Fällen eine normale, nicht-überkippte Lagerung an. Da auch für einen Schuppenbau keine Hinweise vorhanden sind, kann angenommen werden, daß sich die gesamten im Arbeitsgebiet ausstreichenden Klerfer Schichten von der Liegend- bis zur Hangendgrenze im normalen stratigraphischen Verband befinden. Ihre Mächtigkeit beträgt demnach über 1500 m (s. Abb. 3).

Im Gegensatz hierzu stehen die Angaben REULINGS (1937) über eine ausgeprägte Spezialfaltung der Klerfer Schichten in der Umrandung der Prümer Mulde und eine Mächtigkeit derselben von nur 500—600 m. Seine Ansicht gründete sich auf die tektonischen Verhältnisse am stark spezialgefalteten S-Flügel der Prümer Mulde sowie auf einige Beobachtungen in höchsten Klerfer Schichten NE des Arbeitsgebietes. Die Liegendgrenze der Klerfer Schichten wurde von ihm nicht definiert.

Die Stadtfelder Schichten schließen sich entlang der Linie Eich–Wirbelkopf–Hallerich im NW an die Klerfer Schichten an. Ihr etwa 2 km breiter Ausstrich wird durch Spezialfaltung bedingt, die vor allem in der Umgebung der Hontheimer Kirche und am Forstweg auf der E-Seite des Mönbach-Tals, 550 m N der Hontheimer Brücke, gut aufgeschlossen ist. Im allgemeinen fallen die S-Flügel der steil N-vergenten Sättel mit über 30° nach SE, die N-Flügel mit über 70° nach NW ein. Gelegentlich treten auch überkippte N-Flügel mit Einfallswinkeln von über 60° SE auf. Die Mehrzahl der Faltenachsen taucht flach nach SW ab. Infolge schlechter Aufschlußverhältnisse können die im Mönbach-Tal und bei Hontheim festgestellten Faltenstrukturen nicht im Streichen verfolgt werden, doch weisen die allgemein recht einheitlichen Streichwerte auf eine längere Erstreckung der einzelnen Faltenzüge hin. Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Schichtfolge kann mit 400—500 m nur grob geschätzt werden.

Am SE-Hang des Schneifel-Rückens werden die Stadtfelder Schichten, die hier den Kern des Hontheimer Sattels bilden, von einer großen, im Streichen verlaufenden

Störung (Schneifel-Überschiebung; GOSSELET 1888) abgeschnitten. Sie kommen an derselben in tektonischen Kontakt mit Oberems-Schichten — Ems-Quarzit, Wiltzer Schichten — des N-Randes der von SE her überfahrenen Schneifel-Mulde. Die Über-

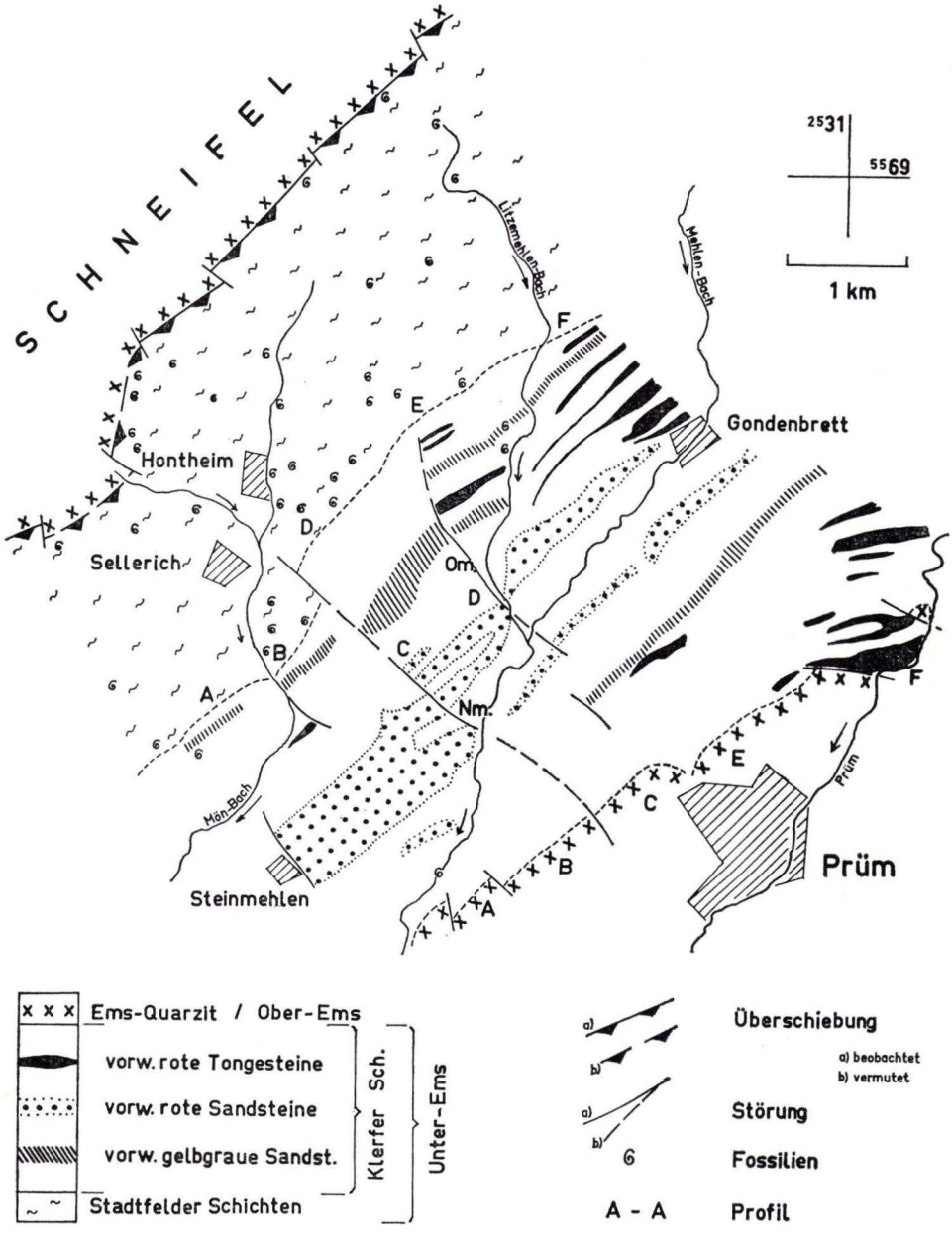


Abb. 2. Geologische Karte des Hontheimer Sattels zwischen Steinmehlen und Gondenbrett.
Om. = Obermehlen; Nm. = Niedermehlen.

schiebungsbahn ist an keiner Stelle aufgeschlossen, doch läßt sich aus dem tektonischen Gesamtbau (Einengung, N-Vergenz) und aus Einzelbeobachtungen im Überschiebungsbereich ein nicht zu steiles Einfallen nach SE ableiten.

B. Schichtenfolge

1. Stadtfelder Schichten

a) Gesteine

Die Stadtfelder Schichten sind petrographisch sehr einheitlich ausgebildet. Es handelt sich ausschließlich um sandig-tonige, kalkfreie und fast stets gut entmischte Gesteine mit Korngrößen bis 0,2 mm. Das Mengenverhältnis Tongestein : Sandstein beträgt überschlägig 2,5:1. Im allgemeinen herrschen graue und grüngraue Gesteinsfarben vor; primärrote Einlagerungen fehlen völlig.

Die Sandsteine sind sehr feinkörnig bis feinkörnig, im allgemeinen gut verfestigt und oft quarzitisch ausgebildet. Daneben treten auch tonige Sandsteine auf, die in stark sandhaltige Tongesteine übergehen können. Fast immer werden die Sandsteine von feinen, quarzverheilten Klüften durchzogen, deren Häufigkeit und Breite mit steigender Korngröße und höherem Quarz-Anteil im Bindemittel zunimmt. Die Mehrzahl der meist ebenplattigen Sandsteine ist von grauer bis grüngrauer, häufig auch graubrauner bis brauner Farbe. Helle, stark quarzitische Sandsteine und gelbgraue Sandsteine mit stark tonigem Bindemittel und hohem Glimmergehalt sind im allgemeinen selten; letztere nehmen jedoch in den höchsten Stadtfelder Schichten, nahe der Hangendgrenze, an Häufigkeit deutlich zu.

Die Tongesteine der Stadtfelder Schichten sind fast stets deutlich geschiefert. Sie enthalten im allgemeinen reichlich Grobsilt sowie — in wechselnder Menge — auch sandiges Material verschiedener Korngrößen. Die grobe Fraktion ist dabei meist im Gestein verteilt, bildet jedoch auch dünne Lagen oder Schlieren von etwas hellerer Farbe. Die Tongesteine sind im allgemeinen von mittelgrauer bis dunkelgrauer, häufig auch grüngrauer Farbe. Der Glimmergehalt wechselt stark und kann in mittelgrauen, weitgehend sand- und grobsiltfreien Tongesteinen gänzlich fehlen.

Fast alle Gesteine weisen eine deutliche Ebenschichtigkeit auf, die auch im Bereich der sehr häufigen Feinschichtung vorherrscht; Schräg- und Flaserschichtung treten dagegen stark zurück. Sedimentstrukturen sowie alle auf eine stärkere Wasserbewegung hinweisenden Erscheinungen (z. B. Tongallen in den Sandsteinen, „intraformational conglomerates" usw.) konnten in den Stadtfelder Schichten nur sehr selten beobachtet werden; an einigen Stellen treten jedoch Oszillations-Rippeln auf.

b) Gesteinsabfolge

Der Mangel an vergleichbaren Profilen, die häufig nicht auflösbare Spezialfaltung und die Eintönigkeit der lithologischen Ausbildung machen eine Gliederung der Stadtfelder Schichten im Arbeitsgebiet unmöglich. Den besten Einblick in die Gesteinsabfolge bieten die Aufschlüsse im Mönbach-Tal, vor allem das am Forstweg N der Hontheimer Brücke (r. 26260, h. 66480, Bl. Prüm) zum Teil fortlaufend aufgeschlossene Profil.

Bezeichnend für den Aufbau der Schichtfolge ist der rasche und im allgemeinen regellose Wechsel der verschiedenen Gesteine. Die Wechselfolgen setzen sich hauptsächlich aus mittelgrauen bis dunkelgrauen Schiefern sowie grüngrauen und graubraunen Sandsteinen zusammen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen kann bis zu 2 m betragen, bleibt jedoch in der Mehrzahl der Fälle unter 35 cm. Nur selten schließen sich die einzelnen Sandstein- oder Schieferlagen zu mächtigeren, jedoch höchstens 8 m umfassenden Bankfolgen zusammen. Ein Beispiel hierfür bietet der aufgelassene Steinbruch 30 m NE der Hontheimer Brücke (r. 26280, h. 66520, Bl. Prüm), wo insgesamt etwa 7 m grüngrauer, fester Sandstein in dicken, nur durch geringmächtige tonige Zwischenlagen getrennten Bänken ansteht.

Im höheren Teil der Stadtfelder Schichten und mit Annäherung an die Hangendgrenze schalten sich grüngraue und gelbgraue, gut verfestigte bis leicht quarzitische Sandsteine in zunehmendem Maße in die beschriebene Abfolge ein, während zugleich die dunkelgrauen Schiefer mehr und mehr zurücktreten. Auch einheitlich grüngraue Gesteinsfolgen mit geringerem Entmischungsgrad sind in diesem Teil häufiger als in den tieferen Lagen (Weganschnitte auf der E-Seite des Mönbach-Tals, SE Herscheid). Der sich hierdurch andeutende und zu den Klerfer Schichten überleitende petrofazielle Wechsel wird vor allem am Knie-Berg (SE Sellerich) deutlich, wo die höchsten Stadtfelder Schichten in einer den tieferen Klerfer Schichten ähnlichen „Übergangsfazies" ausgebildet sind. Diese wird durch folgende Merkmale gekennzeichnet:

1. Zurücktreten der sonst häufigen, leicht quarzitischen Sandsteine zugunsten stark toniger, plattiger Sandsteine mit stärkerem Glimmergehalt.
2. Fehlen von dunklen Tongesteinen und stärkeres Hervortreten von grünlich-grauen und gelblich-grauen, stark grobsilthaltigen, glimmerreichen Tongesteinen.
3. Zahlreiche Anzeichen für unruhige Sedimentationsverhältnisse (Tongallen, unregelmäßig-flaserige Schichtung, Sackungserscheinungen).
4. Sehr häufiges Auftreten von Pflanzenhäcksel.
5. Die Fauna dieser „Übergangsfazies" ist arten- und individuenarm. Beim Vergleich mit den ebenfalls in höchsten Stadtfelder Schichten in „Normalfazies" liegenden Fossilfundpunkten fällt vor allem das Zurücktreten bzw. Fehlen der dort häufigen Brachiopoden-Arten (*Tropidoleptus rhenanus*, *Camarotoechia daleidensis*) und das auf die Knieberg-Fazies beschränkte Vorkommen von Trigerien auf.

Die hier beschriebene Sonder-Ausbildung der höchsten Stadtfelder Schichten kann gegen die „Normalfazies" kartiermäßig nicht abgegrenzt werden. Auch die Festlegung der Grenze Stadtfelder Schichten/Klerfer Schichten ist in diesem Gebiet sehr erschwert (s. IV. B. 3.).

c) Fauna[2])

Die von RUD. RICHTER (1919) aus mehreren Fundpunkten SE des Schneifel-Rückens angegebene Fauna der Stadtfelder Schichten konnte durch Auffindung weiterer Fundpunkte beträchtlich vermehrt werden. Die Gesamtliste umfaßt jetzt etwa 86 Arten, die alle bereits aus der Gegend von Oberstadtfeld bekannt sind. Ein erster Vergleich mit der von dort vorliegenden Zusammenstellung (MAUZ 1935) zeigt, daß

[2]) Genaue Angaben über die während der Kartierung gesammelte Fauna bleiben einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

im Schneifel-Gebiet vor allem die Lamellibranchiaten an Artenzahl stark zurücktreten (90 : 26!). Für die Brachiopoden ist das Artenzahl-Verhältnis 48:34; wobei bemerkenswert erscheint, daß gegenüber der SE-Eifel Spiriferen der *arduennensis*-Gruppe fehlen. Es ist daher zunächst nicht möglich, die im Bereich der Mosel-Mulde auf solche Spiriferen gegründete Zweiteilung der Stadtfelder Schichten (vgl. RÖDER 1957) auf die SW-Eifel zu übertragen.

2. Klerfer Schichten

a) Gesteine und Gesteinsabfolge

Das auffälligste petrographische Merkmal der Klerfer Schichten liegt — neben der Vielzahl der auftretenden Gesteinsfarben — in der gegenüber den Stadtfelder Schichten weniger ausgeprägten Kornsonderung der Sedimente. Die verschiedenen Kornfraktionen sind meist nur wenig entmischt, so daß in der Gesteinsabfolge stark tonige Sandsteine sowie reichlich sand- und grobsilthaltige Tongesteine weitaus vorherrschen.

Die Sandsteine sind im allgemeinen fein- bis sehr feinkörnig und meist von grüngrauer oder gelbgrauer, zuweilen auch bräunlicher Farbe. Aufgrund des hohen Gehaltes an siltig-tonigem Bindemittel tritt nur selten quarzitische Ausbildung auf; meist handelt es sich um gut verfestigte, manchmal sehr zähe, ebenplattige Sandsteine mit geringem bis mäßigem Glimmergehalt („Hasseln") oder um glimmerreiche, stark tonige, dünnplattige Sandsteine. Letztere weisen sehr häufig eine horizontal-parallele oder flaserige Feinschichtung auf. In den Profilen erscheinen die Sandsteine in einzelnen Bänken oder in geschlossenen Bankfolgen mit Mächtigkeiten bis zu 8 m. Sie wechsellagern gelegentlich mit roten, häufiger aber mit grüngrauen oder gelbgrauen Tongesteinen, in die sie mit Abnahme der Korngröße und zunehmendem Gehalt an siltig-tonigem Bindemittel übergehen können. Primärrote Sandsteine von grauroter bis braunroter Farbe, unterschiedlicher Kornzusammensetzung und wechselndem Glimmergehalt sind im mittleren Teil der Klerfer Schichten weit verbreitet. Es handelt sich um sehr feinkörnige bis mittelkörnige (∅ über 0,25 mm) Gesteine, deren Farbton häufig wechselt. Die manchmal sehr locker gepackten Sandsteine sind zuweilen stark verwittert und dann von weißer oder gelber Farbe. Häufig tritt in diesen — wie auch in den besser verfestigten Gesteinen — eine zusätzliche und bis zu mehreren Millimetern in das Gestein hineinreichende Rotfärbung der Schichtflächen und Klüfte auf.

Die Tongesteine haben stets einen merklichen Grobsiltgehalt und enthalten in den meisten Fällen auch sandiges Material verschiedener Korngrößen. Die grobe Fraktion ist unregelmäßig im Gestein verteilt, nur selten kommt es zu einer lagenweisen Trennung der verschiedenen Komponenten. Je nach dem Sand-/Silt-Gehalt und dem Grad der Verfestigung findet eine „scherbige", eine dünnplattige bis blättrige oder eine unebenflächig-bröcklige Absonderung statt. Deutliche Schiefrigkeit weisen die Tongesteine der Klerfer Schichten nur in seltenen Fällen auf. Die Farben der Tongesteine wechseln rasch und reichen von grau über grüngrau bis gelbgrau. Auch der Glimmergehalt wechselt und nimmt oft mit steigendem Sandgehalt zu. In stark sandhaltigen, festen Tongesteinen tritt dabei eine durch feine Glimmerlagen bedingte Feinschichtung auf.

Bezeichnend für die Klerfer Petrofazies ist das Auftreten von roten („lie-de-vin"), im allgemeinen nur wenig grobsilthaltigen Tongesteinen („rote Bröckelschiefer" RUD. RICHTER 1919) mit unebenflächig-bröckligem Zerfall. Mit steigendem Grobsiltgehalt werden diese Gesteine fester, sind ebenflächig-dünnplattig und von etwas dunklerer Farbe. Der Glimmergehalt ist meist sehr gering. Häufig tritt eine fleckige oder schlierenartige, zartgrüne Färbung auf, die zuweilen ganze Lagen des Gesteins ergreift.

In der Schichtfolge kommen die verschiedenen Tongesteins-Typen in Lagen von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern Dicke vor; allein die roten Tongesteine bilden manchmal bis zu mehreren Dekametern mächtige Abfolgen, in denen der Sand-/Grobsiltgehalt bankweise wechselt und meist auch geringmächtige Zwischenlagen anderer Gesteine auftreten.

Im Schichtungsbild der Gesteine erscheinen die horizontale Parallelschichtung, die Schrägschichtung und die Flaserschichtung in ungefähr gleicher Häufigkeit; eine Beziehung der einzelnen Schichtungsformen zu bestimmten Gesteinstypen scheint nicht zu bestehen. Sedimentstrukturen sind in den Klerfer Schichten etwas häufiger als in den Stadtfelder Schichten zu beobachten. Meist handelt es sich um Oszillations-Rippeln mit abgeflachten Kämmen und sehr verschiedenem Kamm-Abstand; untergeordnet treten auch Schichtverknäuelungen im Handstück-Bereich und Sackungserscheinungen („load casts") auf. Weit häufiger als die genannten Bildungen sind Anzeichen für örtliche Aufarbeitungen. Rundliche bis eiförmige Tongallen oder flachscheibenförmige Tonscherben mit Durchmessern bis zu 2—3 cm kommen sehr häufig und zum Teil lagenweise in den Sandsteinen vor. Außerdem erscheinen in den roten Tongesteinen nicht selten Anhäufungen von kleinen (1,5—2,5 mm ∅), gutgerundeten Geröllen („intraformational conglomerates"), die sich von dem umgebenden Gestein nur durch eine noch feinere Korngröße unterscheiden [Aufschlüsse: Straßenböschung an der Straße Tafel–Niedermehlen, am SW-Abhang des Roder-Bergs (r. 28160, h. 64400, Bl. Prüm); s. a. Fossil-Fundpunkt Ml 104, s. S. 139].

Mit Ausnahme der grauroten Sandsteine treten alle Gesteine der Klerfer Schichten in wechselnder Häufigkeit von der Basis bis zum Dach des Schichtgliedes auf. Eine petrofazielle Kartierung und Gliederung ist daher nur möglich, wenn gewisse Gesteine oder Gesteins-Vergesellschaftungen in größerer Mächtigkeit und räumlicher Verbreitung auftreten, wie dies vor allem für die folgenden Gesteinseinheiten nachgewiesen werden konnte:

1. einheitlich grüngraue Gesteinsfolgen ohne oder mit nur geringmächtigen fremden Einlagerungen,
2. „bunte" Wechselfolgen, bestehend aus grüngrauen, gelbgrauen und roten Tongesteinen sowie gelbgrauen, grauen und bräunlichen Sandsteinen; die Mächtigkeit der einzelnen Gesteine bleibt dabei meist unter 1 m,
3. mächtige Folgen von roten Tongesteinen (s. S. 147),
4. Wechselfolgen von gelbgrauen und grauen Sandsteinen mit gleichfarbigen Tongesteinen,
5. mächtige Bankfolgen grauroter Sandsteine (s. S. 147).

Während in guten Profilen die vorgenannten Gesteinseinheiten meist einwandfrei gegeneinander abgegrenzt werden können, ist ihr Wert für die Kartierung recht verschieden. Vor allem die einheitlich grüngrauen (1.) und die „bunten" Wechselfolgen (2.) können kartiermäßig nicht oder nur selten voneinander abgetrennt werden; sie sind daher auf der geologischen Karte (Abb. 2) nicht ausgeschieden. Auch die unter

3. und 4. genannten Gesteinsfolgen sind nicht immer im Gelände deutlich erkennbar; gelbgraue Sandsteine treten zudem oft mit den verschiedenen anderen Gesteinen gemeinsam auf. Als für eine Kartierung und Gliederung besonders geeignet erwiesen sich dagegen die grauroten Sandsteine (5.), die anhand ihrer Farbe stets deutlich erkennbar sind. Da ihr Auftreten zudem auf den mittleren Teil der Schichtfolge beschränkt ist, konnte eine Dreigliederung der Klerfer Schichten in einen unteren, mittleren und oberen Teil durchgeführt werden. Die ungefähre Mächtigkeit der ausgeschiedenen Gesteinseinheiten ergibt sich aus Abb. 3.

b) Unterer Teil

Die Basis der Klerfer Schichten wird im gesamten untersuchten Gebiet von einer mehrere hundert Meter mächtigen Folge meist grüngrauer Gesteine gebildet. Die wenigen Aufschlüsse im kleinen Tälchen zwischen Heister-Berg und Eich (NW Steinmehlen) und am Ellscheid (NW Obermehlen) zeigen eine Wechsellagerung von grüngrauen bis gelblich-grüngrauen, stark tonigen Sandsteinen und gleichfarbigen, stark grobsilthaltigen Tongesteinen. Gelbgraue Sandsteine, die anhand von Lesesteinen streckenweise kartiert werden konnten, sind sehr häufig in diese Abfolge eingeschaltet. W Obermehlen wird die Höhe 553 (Am Kopp) vorwiegend aus grauen und gelbgrauen Sandsteinen und Tongesteinen aufgebaut, die in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen sind [z. B. im kleinen Steinbruch etwa 120 m E Höhe 553 (r. 27280, h. 65580, Bl. Prüm)].

Hinsichtlich der Verbreitung roter Tongesteine im unteren Teil der Klerfer Schichten besteht ein deutlicher Unterschied zwischen dem südwestlichen (N Steinmehlen) und dem nordöstlichen Gebiet (W und NW Gondenbrett). Während N Steinmehlen rote Tongesteine erstmalig im oberen Abschnitt des unteren Teils der Klerfer Schichten auftreten („bunte" Wechsellagerungen SE des Mön-Baches am NW-Abhang des Warmendell), sind sie im NE-Teil des Untersuchungsgebietes auf die gesamte Schichtfolge verteilt. An den von Obermehlen und Gondenbrett nach NW zur Schneifel führenden Wegen konnten einige längere Profile aufgenommen werden, in denen rote Tongesteine oftmals bis zu 50 m mächtige Einlagerungen bilden. Diese Horizonte keilen $\pm$ rasch nach SW aus und verzahnen sich mit anderen Gesteinen.

Die Hangendgrenze des unteren Teils der Klerfer Schichten wird mit dem Auftreten der ersten geschlossenen Bankfolgen grauroter Sandsteine gezogen.

c) Mittlerer Teil

Der mittlere Teil der Klerfer Schichten wird durch das häufige Auftreten grauroter Sandsteine gekennzeichnet, die meist etwa ein Drittel, stellenweise auch bis zur Hälfte der Mächtigkeit der auskartierten Gesteinsfolgen ausmachen. Die grauroten Sandsteine bilden im allgemeinen 5—10 m mächtige Bankfolgen, die durch Wechsellagerungen von gelblich-grüngrauen, grauen und roten Tongesteinen mit geringmächtigen gelbgrauen oder bräunlichen Sandsteinen getrennt werden.

Das Hauptverbreitungsgebiet der grauroten Sandsteine liegt NE Steinmehlen, wo sie im gesamten mittleren Teil der Klerfer Schichten auftreten und in vielen Stein-

brüchen aufgeschlossen sind [z. B. Steinbruch 15 m S des trigonometrischen Punktes auf der Höhe 541,7, etwa 1 km NE Steinmehlen (r. 27100, h. 64050, Bl. Prüm)].

S Niedermehlen schalten sich mächtige grüngraue und „bunte" Gesteinsfolgen in den mittleren Teil der Klerfer Schichten ein. Sie sind weiter nach NE zu verfolgen (Aufschlüsse an der Straße Obermehlen–Gondenbrett) und trennen zwei Züge von grauroten Sandsteinen voneinander. Der nordwestliche Zug bildet die streichende Fortsetzung der Vorkommen vom Warmendell (NE Steinmehlen) und keilt — nach mehrfacher Aufspaltung in der Gegend von Niedermehlen — nach NE immer mehr aus. Die stellenweise stark verringerte Mächtigkeit der grauroten Sandsteine zeigt sich vor allem am Straßenprofil SE Obermehlen [SW-Abhang des Thomas-Bergs (r. 28200 h. 65500, Bl. Prüm)]. Hier stehen über einer Folge von gelblich-grüngrauen, graubraunen und roten Tongesteinen und graubraunen und gelbgrauen Sandsteinen (= Dach des unteren Teils der Klerfer Schichten) etwa 30 m mächtige Basis-Schichten des mittleren Teils der Klerfer Schichten an (graurote Sandsteine, rote Tongesteine und bräunlich verwitternde Sandsteine). Über diesen folgt dann eine bereits wieder rotsandsteinfreie Gesteinsfolge des mittleren Teils der Klerfer Schichten.

Obwohl sich NE dieses Profils, am Thomas-Berg, erneut graurote Sandsteine in die unteren Lagen des mittleren Teils einschalten (s. Abb. 2, Profil E) nimmt deren Mächtigkeit weiterhin nach NE ab. SW Gondenbrett keilt die Gesteinsfolge endgültig aus; graurote Sandsteine konnten hier nicht mehr beobachtet werden.

Das Dach des mittleren Teils der Klerfer Schichten wird vom Roder-Berg (SE Niedermehlen) nach NE durch einen schmalen Streifen grauroter Sandsteine gebildet, die S Gondenbrett ihre größte Mächtigkeit besitzen (Steinbrüche an der Straße Tafel–Gondenbrett, NW der großen Straßenschlinge). Auch dieser Zug keilt nach NE aus, konnte aber noch bis zur Gebietsgrenze verfolgt werden.

d) Oberer Teil

Der obere Teil der Klerfer Schichten entspricht in der Gesteinsausbildung im wesentlichen dem unteren Teil, jedoch treten Einlagerungen von gelbgrauen Sandsteinen hier ziemlich zurück. Die einzige Ausnahme bildet der von der Prüm–Aachener Straße E Gondenbrett etwa 3 km weit nach SW verfolgbare Zug vorwiegend gelbgrauer und gelbbrauner Sandsteine. Die Gesteinsfolge tritt morphologisch im Gelände gut hervor (Münster-Berg; Anhöhe bei Wirbelscheid) und ist mehrfach aufgeschlossen [u. a. Steinbruch an der Prüm–Aachener Straße 2,5 km N Prüm, bei Walcherath (r. 30160, h. 65880, Bl. Prüm)].

Ein Vergleich der räumlichen Verbreitung des oberen Teils der Klerfer Schichten im NE und im SW des Untersuchungsgebietes zeigt, daß SW der vom Kalvarien-Berg bei Prüm nach Niedermehlen verlaufenden Querstörung die Ausstrichbreite des oberen Teils stark verringert ist. Für die Mächtigkeit ergibt sich daraus eine Differenz von einigen hundert Metern gegenüber dem NE-Gebiet (vgl. Abb. 3). Zur Erklärung der plötzlichen Verringerung der Ausstrichbreite können nur tektonische Ursachen herangezogen werden. So deutet z. B. das spitzwinklige Aufeinanderstoßen der allgemeinen Streichrichtungen des mittleren Teils der Klerfer Schichten NE Steinmehlen (etwa 20° E) und des oberen Teils im Bereich des Mehlen-Bachs (etwa 40° E) auf eine

möglicherweise dort wirksame größere Überschiebung hin, die NE der oben genannten Querstörung nicht mehr vorhanden ist.

Im NE-Gebiet kann der obere Teil der Klerfer Schichten in einen unteren und einen oberen Abschnitt gegliedert werden. Die Abschnitte lassen sich kartiermäßig nicht voneinander abgrenzen; sie scheinen im Bereich der breiten Talwanne des Bungarts-Weihers und Tetten-Bachs N Prüm ineinander überzugehen.

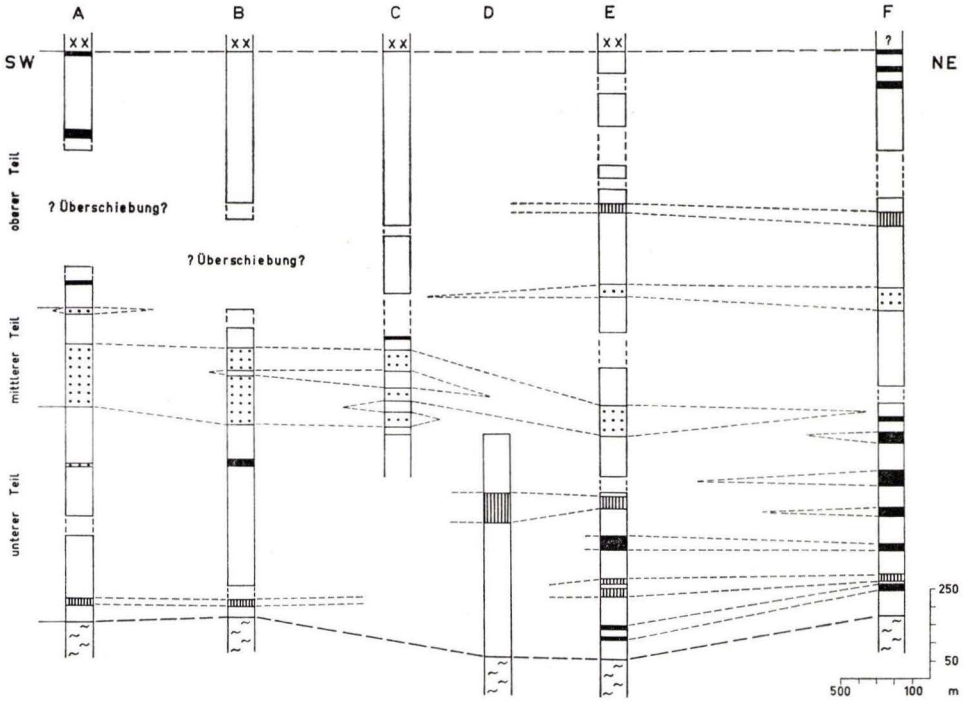


Abb. 3. Mächtigkeits-Profile der Klerfer Schichten des Hontheimer Sattels zwischen Steinmehlen und Gondenbrett. Lage der Profillinien und Zeichenerklärung s. Abb. 2.

Der untere Abschnitt setzt sich vor allem aus „bunten" Wechselfolgen (s. S. 146) und aus grüngrauen Gesteinsfolgen zusammen. Rote Tongesteine sind in diesem Teil der Schichtfolge häufig, die einzelnen Packen erreichen jedoch im allgemeinen nicht mehr als 2 m Mächtigkeit. Aufschlüsse befinden sich vor allem an der Straße Tafel–Gondenbrett und am NW-Abhang des Münster-Bergs.

Der obere Abschnitt (= höchste Klerfer Schichten) ist im gesamten Untersuchungsgebiet gleichmäßig ausgebildet. Die Schichtfolge setzt sich fast ausschließlich aus grüngrauen Gesteinen — vorwiegend gut verfestigten Sandsteinen — und roten Tongesteinen zusammen. Letztere sind wie auch im unteren Teil der Klerfer Schichten vor allem im NE sehr verbreitet.

Der Entmischungsgrad der Sedimente nimmt im oberen Abschnitt des oberen Teils der Klerfer Schichten in Annäherung an den Emsquarzit mehr und mehr zu, jedoch

kommt es am N-Rand der Prümer Mulde nicht zur Ausbildung der von anderen Stellen der Eifeler Nordsüd-Zone gemeldeten „Vorläufer-Quarzite" (KRÖMMELBEIN 1955). Aufschlüsse im oberen Abschnitt befinden sich u. a. am Fahrweg Bismarck-Hütte–Tettenbusch (Steinbruch am Roten-Berg, 1 km N Prüm; r. 30720, h. 65400, Bl. Prüm) und am Abhang des Tettenbuschs, W Dausfeld.

Die Hangendgrenze der Klerfer Schichten zum Ems-Quarzit wurde von HAPPEL & REULING (1937) nach dem letzten Auftreten roter Tongesteine der Klerfer Schichten gezogen. Allerdings bilden nicht nur diese, sondern häufiger noch grüngraue Sandsteine oder Tongesteine das Liegende der tiefsten Quarzitfolgen (VIETOR 1918). Die Neukartierung bestätigte im wesentlichen die Angaben HAPPEL & REULINGS auf ihrer Karte der Prümer Mulde (1936).

3. Grenze Stadtfelder Schichten/Klerfer Schichten

Die Abgrenzung der zwei Fazieskomplexe des Unter-Ems ist nur nach lithologischen Gesichtspunkten möglich. Eine allgemein gültige derartige Grenze ist noch nicht bekannt, da der rasche Wechsel in der petrofaziellen Ausbildung der Klerfer Schichten im jeweiligen Gebiet eine Neufestlegung dieser Grenze nötig macht.

Die Liegendgrenze der Klerfer Schichten N der Prümer Mulde wurde von RUD. RICHTER (1919, S. 53) durch das „Ausbleiben bunter Einlagerungen und das Auftreten von Fossilien" definiert. Da die roten Tongesteine im Untersuchungsgebiet jedoch nicht immer in gleicher stratigraphischer Höhe einsetzen, umfaßt der mit obiger Definition umschriebene Bereich stellenweise Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Bei Berücksichtigung der petrofaziellen Entwicklung ergibt sich für den gesamten Grenzbereich folgender Sedimentationsablauf (s. a. S. 144, 147):

In die im mittleren Bereich der Stadtfelder Schichten vorherrschende Wechsellagerung von grüngrauen, festen Sandsteinen mit grauen bis dunkelgrauen Tongesteinen schalten sich zunächst grüngraue Tongesteine und gelbgraue Sandsteine in größerer Häufigkeit ein. Zugleich nehmen dabei quarzitische Sandsteine an Häufigkeit zu, und die dunklen Tongesteine treten mehr und mehr zurück. Im höchsten Teil der Stadtfelder Schichten besteht die Folge im wesentlichen aus grüngrauen, leicht quarzitischen Sandsteinen und gleichfarbigen Tongesteinen. Über dieser Zone gut entmischter Gesteine folgen dann recht plötzlich tonige, plattige, sehr glimmerreiche Sandsteine und Tongesteine mit hohem Sandgehalt (tiefste Klerfer Schichten). Die Gesteinsfarben sind hier sehr verschieden; neben grüngrauen und gelbgrauen Farbtönen treten auch bräunliche und hellgraue Farben auf.

Mit der Petrofazies ändert sich auch die Faunenverteilung. Bereits im mittleren Abschnitt der Stadtfelder Schichten fehlt die Fauna in den dort allerdings noch seltenen, stark tonigen, glimmerreichen Sandsteinen. Mit zunehmender Einschaltung solcher Gesteine nimmt die Fossilführung ab; stellenweise tritt dabei in Sedimenten, die sehr starke Anklänge an die Klerfer Petrofazies aufweisen, eine verarmte Fauna von anderer Zusammensetzung auf (Knie-Berg; s. S. 144). In der Fazies der plattigen und stark glimmerhaltigen Sandsteine hört schließlich die Fossilführung völlig auf; nur im unteren Teil der Klerfer Schichten kommen noch vereinzelt Fossilien vor.

Für die Festlegung der Kartiergrenze erwiesen sich der angegebene Wechsel in der Ausbildung der Sandsteine und die Fossilverteilung als die geeignetsten Merkmale.

Auf die Möglichkeit einer Grenzziehung mit Hilfe der erstgenannten Erscheinung wiesen auch LIPPERT (1939) und KRÖMMELBEIN (1955) hin. Im Untersuchungsgebiet wird die Grenze außerdem durch das plötzliche Aussetzen der an eine bestimmte petrographische Ausbildung geknüpften Quarzklüfte sowie durch kartierbare Einlagerungen von gelbgrauen Sandsteinen in den tiefsten Klerfer Schichten gekennzeichnet. Die Grenze ist im allgemeinen gut zu verfolgen; im Bereich der „Übergangsfazies" des Knie-Bergs konnte sie allerdings nur anhand der genannten gelbgrauen Einlagerungen gezogen werden.

Eine stratigraphische Beurteilung, insbesondere ein Vergleich mit der in anderen Gebieten festgelegten Abgrenzung der beiden Fazies des Unter-Ems ist z. Z. noch nicht möglich.

4. Ems-Quarzit

Die ausgedehnten Vorkommen von Ems-Quarzit am Schneifel-Rücken und bei Prüm sind von VIETOR (1918) und HAPPEL & REULING (1937) eingehend beschrieben worden. Da die vorliegende Untersuchung sich nicht auf den Ems-Quarzit erstreckte, kann auf die genannten Arbeiten verwiesen werden.

5. Wiltzer Schichten

Bereits GOSSELET (1888, S. 867) gibt vom SE-Abhang des Schneifel-Rückens Wiltzer Schichten an, doch bezog sich diese Einstufung irrtümlicherweise auf die heutigen Stadtfelder Schichten, deren Fossilführung damals noch nicht bekannt war.

Im Hangenden des Ems-Quarzits konnte nun unmittelbar N der Schneifel-Überschiebung fossilführendes, nicht-quarzitisches Ober-Ems in einem isolierten Vorkommen nachgewiesen werden. Möglicherweise handelt es sich dabei um einen bereits von RUD. RICHTER (1919) erwähnten Fundpunkt, dessen genaue Lage und Fossilführung jedoch seinerzeit nicht angegeben wurde.

Sowohl in der Gesteinsausbildung als auch in der Fossilführung (massenhaftes Auftreten von *Hysterolites (A.) arduennensis arduennensis*) entspricht dieses Vorkommen vollständig den Wiltzer Schichten am N-Rand der Prümer Mulde.

Weganschnitt etwa 100 m NW Punkt 580,2 (1500 m NW Hontheim).
(Ml 150, r. 25120, h. 67560, Bl. Prüm)
30 cm mächtige Bank von graugrünem, grobsilthaltigem Tongestein mit linsenförmigen Einlagerungen von gelblichem, stark glimmerhaltigem, feinkörnigem Sandstein, wobei in letzterem vorwiegend die großen Formen (*Schizophoria, Camarotoechia* und große Spiriferen) auftreten.
Die vorläufige Bestimmung der Fauna[3]) ergab folgende Arten (die Zahlen hinter den Fossilnamen geben die Anzahl der Stücke an):

Crinoidea indet.	zahlreich
Platyceras? sp.	1
Gastropoda indet.	mehrere Reste
Tentaculites schlotheimi KOKEN	3
Pterinea? sp.	2

[3]) Herrn Prof. Dr. G. SOLLE, Darmstadt, danke ich herzlich für wertvolle paläontologische Hinweise bei der Bestimmung der Fauna.

Lamellibranchiata indet.	mehrere Reste
Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM)	massenhaft
Stropheodonta cf. *explanata* (SOWERBY)	1
Stropheodonta sp.	2
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)	4
Chonetes (Chonetes) sarcinulatus (SCHLOTHEIM)	5
Chonetes (Plicochonetes) plebejus SCHNUR	zahlreich
Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)	zahlreich
Spinocyrtia? *subcuspidata* (SCHNUR) s. str.	2
Spinocyrtia? sp., *subcuspidata*-Gruppe	3
Hysterolites (Paraspirifer) carinatus (SCHNUR)	3
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis arduennensis (SCHNUR)	massenhaft
Hysterolites (Acrospirifer) arduennensis (SCHNUR) ssp.	zahlreiche, meist kleine Exemplare
Cyrtina sp. aff. *heteroclita* (DEFRANCE)	1
Athyris cf. *globula* ASSMANN	1
Anoplotheca venusta (SCHNUR)	1
Meganteris cf. *ovata* MAURER	1
Fenestellidae indet.	1

Weitere Vorkommen von Wiltzer Schichten sind bisher vom SE-Abhang des Schneifel-Rückens noch nicht paläontologisch gesichert, doch treten lithologisch sehr ähnliche Gesteine vereinzelt entlang der Schneifel-Überschiebung und in größerer räumlicher Verbreitung im Gebiet von Neuenstein auf (KRÖMMELBEIN 1955 und freundl. Mitteilung).

V. Das Unter-Devon des Stadtkyller Sattels (G. BECKER)

A. Topographische und geologische Übersicht

Der Stadtkyller Sattel liegt im mittleren Teil der Eifeler Nordsüd-Zone zwischen der Blankenheimer und der Dollendorfer Mulde. Er reicht von der Kyll im SW bis zur Ahr im NE und erstreckt sich über die topographischen Karten 1:25000 Blankenheim (5505), Aremberg (5506), Stadtkyll (5605) und Dollendorf (5606).

Morphologisch stellt das Gebiet eine sanft nach SE geneigte, verhältnismäßig flach zertalte Fläche dar, die zu großen Teilen mit Wald bedeckt ist. Von der Blankenheimer Mulde, die sich im Mittel bis zu 550 m erhebt, fällt das Gelände zur Dollendorfer Mulde bis auf 450 m ab; lediglich im mittleren Teil werden einige größere Höhen (590 m) erreicht.

Am geologischen Aufbau des Sattels beteiligen sich überwiegend Gesteine des höheren Unter-Ems (Klerfer Schichten), die stark spezialgefaltet sind. Ihr Liegendes (Stadtfelder Schichten) ist im Arbeitsgebiet unbekannt. Gesteine des Ober-Ems (Ems-Quarzit, Heisdorfer Schichten) treten lediglich am Rande zur Dollendorfer bzw. Blankenheimer Mulde hin auf. Im mittleren Teil des Sattels werden diese unterdevonischen Gesteine diskordant von permischen(?) und triadischen Bildungen überlagert. Dort treten an einer Stelle (Strom-Berg) auch vulkanische Gesteine auf.

Natürliche Aufschlüsse sind im Untersuchungsgebiet selten. Gute künstliche Anschnitte wurden aber nur an wenigen Stellen geschaffen, wie z. B. im Kyll- und Ahrtal (Eisenbahneinschnitte) und im Tal des zur Ahr entwässernden Schaaf-Bachs (Weganschnitte infolge Flurbereinigung). Hier gelang es auch die für eine Gliederung notwendigen Profile zu untersuchen, und zwar im Schaaf-Bach- und Ahrtal für das NE-Gebiet, im Kylltal für den SW-Teil des Stadtkyller Sattels.

B. Schichtenfolge

1. Klerfer Schichten

a) Gesteinsausbildung und Gesteinsabfolge

Die Klerfer Schichten zeigen auch im Bereich des Stadtkyller Sattels den für dieses Schichtglied so bezeichnenden ständigen Wechsel von meist grünlichen, aber auch rötlichen Sandsteinen („Hasseln") mit grünen und weinroten (GOSSELETS „lie-de-vin"-farbenen) Tongesteinen („Schiefer", „Schuffer" der Bevölkerung).

Die Sandsteine sind von graugrüner, gelbgrüner und rötlicher, selten von bräunlicher Farbe; gelegentlich durch Mangan- oder Eisenverbindungen fleckig gezeichnet. Bei den reinen, stark eingekieselten Sandsteinen ist die Bankung ausgesprochen gut. Mit steigendem Tongehalt werden die Sandsteine milder, und ausgeprägte Bänke treten zurück; die Gesteine blättern auf. Die Mächtigkeit der Bankung kann zwischen wenigen Zentimetern und mehr als einem Meter schwanken. Die Oberfläche der Bänke ist zum Teil unruhig (wulstig, bucklig, wellig), oft aber auch ebenflächig. Sedimentstrukturen wie grobe Schrägschichtung, Rippel- und Flaserschichtung, graded bedding und Sackungs-Erscheinungen („load casts") können häufig beobachtet werden. An einigen Stellen kam es zur Ausbildung deutlicher Oszillations-Rippeln (Interferenz-Rippeln, „tadpoles").

Quarz herrscht im Mineralbestand vor. Die Korngröße schwankt im allgemeinen zwischen 0,3 und 0,1 mm; größere Korndurchmesser sind selten. Daneben treten häufig Tonbeimengungen auf. Helle Glimmer sind meist als Schüppchen regellos fein verteilt, gelegentlich auch auf Schichtflächen lagig angereichert. Anhand von Dünnschliffen ließen sich noch weitere Minerale nachweisen. Mehrere, verschiedenen Profilhöhen entnommene Gesteinsproben hatten folgenden durchschnittlichen Mineralinhalt:

Quarz	> 65%	Turmalin Zirkon Apatit Epidot Magnetit Hämatit	< 1%
Feldspate	15—20%		
Biotit	5—10%		
Chlorit	2— 3%		

Die Quarzkörner zeigen reichlich Risse und zum Teil recht eckige Formen. Undulöse Auslöschung läßt die tektonische Beanspruchung erkennen. Die Feldspate sind in der Regel zersetzt, nur selten lassen sich noch verhältnismäßig frische Kristalle (Plagioklase) erkennen. Der Biotit ist zum größten Teil gebleicht. Turmalin, das weitaus häufigste Schwermineral, erscheint meist gut gerundet.

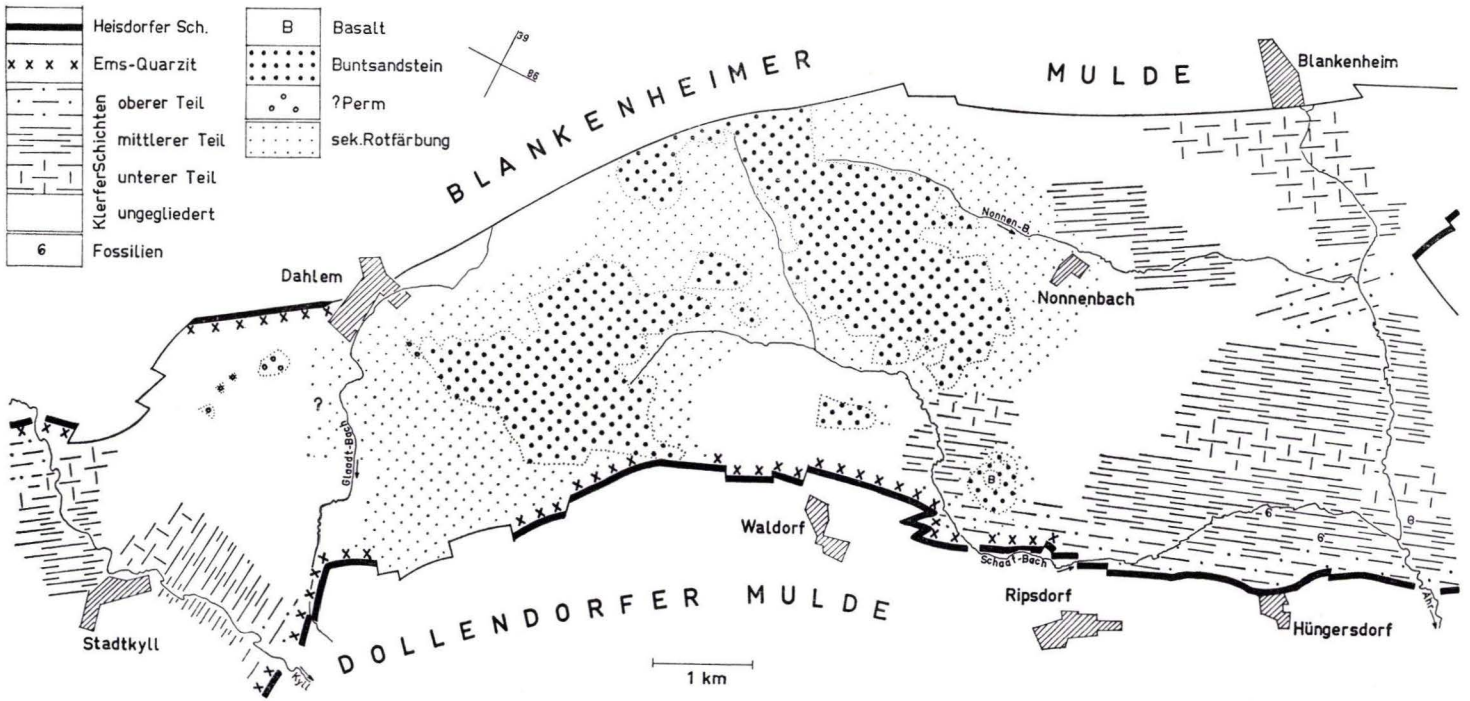


Abb. 4. Stratigraphische Karte des Stadtkyller Sattels. Die Signatur für die untergliederten Klerfer Schichten wurde so angelegt, daß sich auch das Hauptstreichen der tektonischen Einheiten erkennen läßt. Blankenheimer Randstörung in Anlehnung an WOLFART (1955) und OCHS (1955), Rohrer Mulde bzw. Dollendorfer Mulde (SW-Ende) nach GLINSKI (1953) bzw. METJE (1955), etwas vereinfacht.

Das Bindemittel ist kieselig, niemals kalkig; mit Ausnahme weniger Lagen unmittelbar unter den Heisdorfer Schichten. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Infiltrationen aus den Heisdorfer Kalken.

Tabelle 1: Gliederung und Fazies der Klerfer Schichten im Stadtkyller Sattel

	NE-(Ahr-)Fazies	SW-(Kyll-)Fazies
oberer Teil	vorwiegend Sandsteine und ± entmischte Tongesteine von grünlicher Farbe. Bunte Tongesteine treten zurück. Die Sandsteine können sich zu mächtigen Packen zusammenschließen	am Dach vorwiegend quarzitische Sandsteine, nach NW zunehmend
mittlerer Teil	vorwiegend bunte Tongesteine, immer wieder unterbrochen von Sandsteinen und grünlichen, ± entmischten Tongesteinen. Die Mächtigkeit der Zwischenlagerungen schwankt, ist aber meist gering	Einzelne Bänke von rötlichen Sandsteinen schalten sich immer wieder in den Verband ein
unterer Teil	vorwiegend Sandsteine und ± entmischte Tongesteine von grünlicher Farbe. Die Sandsteine können mächtige Folgen bilden. Bunte Tongesteine sind stark vermindert	sonst wie NE-Fazies

Bunte Tongesteine. Das zweite bezeichnende Gestein sind grüngraue und rotviolette Tongesteine mit geringem Sand-/Grobsilt-Gehalt und Glimmer in feinster Verteilung („bunte Tongesteine"). Die Mächtigkeit einzelner Lagen beträgt bis zu 80 cm, selten mehr. In der Regel sind diese bunten Gesteine feingeschichtet; es kommen aber auch Bänke ohne jede Andeutung einer Feinschichtung vor. Beide Ausbildungsarten zeigen jedoch den für diese Gesteinsart so bezeichnenden kleinstückigen Zerfall zu unebenflächigen, unregelmäßigen „Bröckchen". Die rötlichen und grünlichen Tongesteine treten meist vergesellschaftet auf, sind aber nahezu immer scharf voneinander getrennt, ohne irgendwelche Übergänge.

Grünliche Tongesteine mit wechselndem Sand-/Grobsilt-Gehalt (± entmischte Tongesteine). Neben den auffälligen, nur wenig grobsilthaltigen, bunten Tongesteinen treten tonige Gesteine mit stark schwankendem Sand-/Grobsilt-Gehalt und wechselnder Glimmerführung auf. Sie zeigen in der Regel grünliche Farben wie graugrün und blaugraugrün. Sie sind zum Teil wohlgeschichtet, zum Teil ungeschichtet, bankig abgesondert und zerfallen grobstückig, scherbig; ebenflächig oder unebenflächig. Durch den wechselnden Gehalt an gröberen Kornfraktionen wird die Ausbildung mannigfaltig, die Grenzziehung zum tonhaltigen Sandstein schwierig. Glimmerschüppchen sind meist mehr oder weniger vorhanden und regellos verteilt. Grünliche und bräunliche Tongallen bzw. Tonhäutchen sowie Verfärbungen durch Manganoxyd und Eisenverbindungen auf Schichtflächen und Klüften kommen immer wieder vor.

Die petrographische Ausbildung dieser sandigen und tonigen Gesteine bleibt durch die gesamte Abfolge hindurch recht einheitlich. Ihre Vergesellschaftung erscheint regellos. Neben raschem Wechsel in der Vertikalen herrscht ein solcher auch in horizontaler Richtung; jedenfalls war es nicht möglich, verschiedene detaillierte Profile zu parallelisieren.

Da auch Fossilien weitgehend fehlen, konnte eine Untergliederung der Klerfer Schichten nicht mit Hilfe petrographisch oder biostratigraphisch definierter Horizonte durchgeführt werden. Möglich war aber eine Zusammenfassung zu größeren, wenn auch im einzelnen nicht scharf durch Kartierung gegeneinander abgrenzbaren Einheiten nach petrofaziellen Gesichtspunkten (lithologische Gliederung). Denn es zeigte sich, daß in bestimmten Abschnitten des Gesamtprofils eine Häufung bestimmter Gesteinstypen vorliegt. Es ergab sich eine Dreiteilung des erfaßbaren Teils der Klerfer Schichten. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge wie die der einzelnen Teilfolgen kann wegen der regen Spezialfaltung nicht sicher angegeben werden. Für den aufgeschlossenen Teil der Klerfer Schichten können aber sicher mehr als 600 m angenommen werden, wovon etwa die Hälfte auf den mittleren Teil der Abfolge entfallen dürfte.

Diese Dreiteilung läßt sich im NE-Gebiet in verschiedenen Profilen belegen. Im Kylltal sind die Verhältnisse mangels geeigneter Aufschlüsse unübersichtlicher. Doch konnte auch hier eine Dreiteilung sehr ähnlicher Art im erfaßbaren Teil der Klerfer Schichten durchgeführt werden, wobei die zeitlichen Beziehungen zur Gliederung an der Ahr unklar bleiben. Es zeigen sich einige fazielle Änderungen. Quarzitische Sandsteine, die im NE-Gebiet selten sind, nehmen hier im oberen Teil der Klerfer Schichten, von SE nach NW zunehmend, einen größeren Raum ein. Weiterhin schieben sich auffällig immer wieder rötliche Sandsteine, die im SW und SE der Eifel eine große Rolle spielen, in den Verband ein.

Der mittlere Teil des Stadtkyller Sattels, zwischen dem Glaadt-Bach und der Linie Ripsdorf–Nonnenbach, trägt Reste des Deckgebirges, die weite Gebiete bedecken. Aufschlüsse in Klerfer Schichten sind daher in diesem Bereich äußerst selten und für eine Gliederung nicht ausreichend. Bei der Kartierung zeigte es sich, daß in diesem Gebiet, im Gegensatz zum NE- und auch zum SW-Teil des Sattels, weite Flächen mit rötlich gefärbten Gesteinen bedeckt sind. In unmittelbarer Nähe des Buntsandsteins ist die Färbung am ausgeprägtesten. Gelegentliche Aufschlüsse zeigen eine sehr einheitliche Farbe aller Gesteinsarten. Mit zunehmender Entfernung vom Buntsandstein treten Sandsteine mit grauen Farbtönen mehr und mehr in den Vordergrund, um dann wieder in normalgefärbte grünliche Sandsteine überzugehen. Im allgemeinen folgt diese Rotfärbung den Umrissen des Buntsandsteins. Es liegt also sicher eine sekundäre Verfärbung der Klerfer Schichten durch den heute stark gebleichten Buntsandstein vor. Im Gegensatz dazu dürften die roten Gesteinsfarben in den übrigen Teilen des Stadtkyller Sattels primärer Natur sein. Am Glaadt-Bach wird eine Aussage über die Art der Rotfärbung unsicher. Neben wahrscheinlichen Roteinflüssen aus der SW-Fazies treten aber sicher auch nachträglich verfärbte Gesteine auf. Das Vorkommen vermutlich permischer Konglomerate beiderseits des Glaadt-Baches erlaubt den Schluß, daß auch dieses Gebiet vor nicht allzu langer Zeit noch mit Buntsandstein bedeckt war.

b) Unterer Teil

Der untere Teil der Klerfer Schichten setzt sich vorwiegend aus Sandsteinen, die mächtige Folgen bilden können, und ± entmischten Tongesteinen von grünlicher Farbe zusammen. Bunte Tongesteine treten auffällig zurück. Die Sandsteine sind in der Regel feinkörnig bis sehr feinkörnig. Während im NE-Teil die Sandsteine immer grünliche Farben zeigen, schalten sich an der Kyll rötlich gefärbte Bänke in die Folge ein.

Diese untere Gesteinsfolge tritt im NE-Teil des Kartiergebietes in zwei SW–NE streichenden Zügen auf. Sie läßt sich am Rande der Blankenheimer Mulde vom Frosch-Berg, über den Lüh-Berg bis zum Mülheimer Wald, im Sattelinnern von der Gemarkung Broscheid über den Utter-Berg bis zum Bahnhof Freilingen mit einiger Sicherheit verfolgen. Im SW, an der Kyll, treten Gesteine des unteren Teils E Hammerhütte und N Stadtkyll auf.

Aufschlüsse: Bahnanschnitt NNE Stadtkyll (r. 38940, h. 79990, Bl. Stadtkyll), Sportplatz SE Blankenheim (r. 46580, h. 89160, Bl. Blankenheim), Weganschnitt SW des Utter-Bergs (r. 46960, h. 85600, Bl. Blankenheim), Bahneinschnitt am Bahnhof Freilingen (r. 49060, h. 86160, Bl. Aremberg).

c) Mittlerer Teil

Dieser ist gekennzeichnet durch den ständigen Wechsel von bunten, bröcklig zerfallenden Tonsedimenten mit Sandsteinen. Es besteht eine auffallende Häufung der bunten Tongesteine, die in Packen bis zu 15 m Mächtigkeit auftreten können. Mächtigere Sandstein-Einlagerungen treten im Gegensatz zum unteren Teil der Klerfer Schichten zurück. Grobstückig zerfallende, ± entmischte grünliche Tongesteine schalten sich mit den Sandsteinen ein.

Die Sandsteine sind im NE-Gebiet grüngrau, gelbgrün, oft auch grau gefärbt. Gelegentlich treten hier auch wenige Zentimeter dicke, quarzitische Bänkchen auf. Im SW schalten sich rötliche (rotgraue, rotviolette, rotbraune, grauviolette) Sandsteine ein, häufig mit gelbgrünen Reduktionshöfen und Bleichungsrinden.

Der mittlere Teil umfaßt etwa die Hälfte der gesamten Abfolge. Da er außerdem besonders stark spezialgefaltet ist, baut er große Teile des Stadtkyller Sattels auf.

Aufschlüsse: Straßenanschnitt W des Hahnen-Bergs, NE Hüngersdorf, Fauna (r. 48510, h. 85450, Bl. Aremberg), Eisenbahneinschnitt SE Bahnhof Freilingen, Fauna (r. 49260, h. 85930, Bl. Aremberg), Böschung im Gelände der Volksschule Stadtkyll (r. 37600, h. 79610, Bl. Stadtkyll).

d) Oberer Teil

Im oberen Teil der Klerfer Schichten treten Sandsteine, die im SW-Gebiet zum Teil quarzitisch ausgebildet sind, und grünliche Tongesteine mit wechselndem Sand-/Grobsilt-Gehalt wieder mehr in den Vordergrund. Dadurch ist eine gewisse Ähnlichkeit mit dem unteren Teil vorhanden.

Die Sandsteine sind mittelkörnig bis sehr feinkörnig und schließen sich zum Teil zu mächtigen Gesteinsfolgen zusammen, in denen tonige Einschaltungen nur untergeordnet auftreten; oder sie bilden Einlagerungen in mächtigeren Packen von grün-

lichen, ± entmischten Tonsedimenten. Die quarzitischen Sandsteine des SW-Gebietes sind meist von sehr feinem Korn und weißlich, grünlich, rötlich, bläulich oder grau gefärbt, oft fleckig gezeichnet.

Bunte Tongesteine treten weniger häufig als im mittleren Teil auf. Sie bilden geringmächtige Zwischenlagerungen und scheinen durchweg den Übergang zum Ems-Quarzit bzw. die Grenzpartien zu den Heisdorfer Schichten zu bilden.

Im NE-Gebiet läßt sich der obere Teil nur an der S-Flanke des Stadtkyller Sattels mit Sicherheit feststellen. Auf der N-Flanke ist er tektonisch unterdrückt. Vermutlich stehen Gesteine des oberen Teils aber auch innerhalb des Sattels — in Verlängerung der Muldenachse der Rohrer Mulde — nochmals an. Im SW-Gebiet macht sich der Roteinfluß auch in den Sandsteinen des oberen Teils wieder bemerkbar. Auch schalten sich hier, besonders am Dach, quarzitische Sandsteine ein; im SE spärlich, nach NW zu häufiger. Diese Einschaltungen lassen sich von Hammerhütte weit nach NE bis über Dahlem hinaus verfolgen.

Am Itz-Bach, NW Waldorf, tritt etwa 100 m im Liegenden der Heisdorfer Schichten innerhalb des oberen Teils der Klerfer Schichten eine etwa 70 cm mächtige Gesteinsbank auf, die wegen ihrer eigentümlichen Ausbildung eine besondere Erwähnung verdient. In einer grünlichen bis bräunlichen, glimmerführenden, zum Teil stark eisenschüssigen Grundmasse sitzt eine Vielzahl von ± eingeregelten, bräunlichen Tonscherben und wenig gerundeten, grünlichen bis bräunlichen Gesteinstrümmern. Beim Anschlagen zerfällt die Bank sehr rasch zu Gesteinsgrus. Es handelt sich hier um einen Aufarbeitungshorizont innerhalb der Klerfer Schichten.

Aufschlüsse: Wegböschung im Tal des Schaaf-Bachs, NE Ripsdorf (r. 46960, h. 84270, Bl. Stadtkyll), aufgelassener Steinbruch im Tal des Itz-Bachs, NW Waldorf (r. 43560, h. 83880, Bl. Stadtkyll), Eisenbahneinschnitt SW Hammerhütte (r. 36220, h. 80520, Bl. Stadtkyll), Eisenbahneinschnitt NW Glaadt (r. 39760, h. 80040, Bl. Stadtkyll).

2. Ems-Quarzit

Im SW des Kartiergebietes, an der Kyll, treten unter den Heisdorfer Schichten Quarzite von geringer Mächtigkeit auf, die von METJE (1955) und OCHS (1955) als Äquivalente des aus den Nachbargebieten (Prümer Mulde, Schneifel) bekannten Ems-Quarzits bezeichnet wurden. Es sind dies weiße bis graue, gelblich oder bräunlich gefärbte, splittrige Quarzite.

Quarzite in dieser stratigraphischen Höhe lassen sich an der S-Flanke des Stadtkyller Sattels weit nach NE verfolgen. Sie sind meist nicht aufgeschlossen und nur wenige Meter mächtig, im Gelände aber immer an der Häufung der sehr widerstandsfähigen Lesesteine sicher zu erkennen. Der Ausstrich erscheint oft sehr breit, da die Quarzite weit schottern können. NE des Strom-Bergs, an der Linie Ripsdorf–Nonnenbach, verschwinden die Quarzite: sie scheinen auszukeilen.

Die Ausbildung bleibt recht einheitlich. Die vollständig eingekieselten Gesteine sind feinkörnig bis sehr feinkörnig, hell, meist blaßrötlich gefärbt, zum Teil fleckig gezeichnet. Glimmer ist meist etwas vorhanden. Das Gestein zerspringt scharfkantig nach latenten Klüften.

Die spärlichen Aufschlüsse am Schaaf-Bach lassen erkennen, daß sich bräunliche, tonig-sandige Sedimente in die Quarzite einschalten. Auch die Grenzpartien zu den hangenden Heisdorfer Schichten scheinen in der Regel sandig-tonig zu sein. Fossilien

wurden nicht gefunden; die Altersstellung ergibt sich jedoch aus anderen Gründen (vgl. V. C.).

Aufschlüsse: Straßenböschung unmittelbar am S Ortsausgang von Ahrmühle (r. 44930, h. 83950, Bl. Stadtkyll), Wegböschung im Tal des Schaaf-Bachs, W Ripsdorfer Mühle (r. 45460, h. 83800, Bl. Stadtkyll).

3. Heisdorfer Schichten

Eine eingehende Bearbeitung dieses Schichtgliedes lag nicht im Sinne vorliegender Untersuchung. Die Heisdorfer Schichten wurden vielmehr als Abgrenzung des Arbeitsbereiches, besonders zur Dollendorfer Mulde hin, verwendet.

Heisdorfer Schichten sind im ganzen Kartiergebiet entwickelt und unterscheiden sich sowohl hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung (blaue, spätige und rote, pseudo-ooidisches Eisen führende Kalke, „schokoladenbraune", milde Sandsteine, grünliche Mergel- und Tongesteine) wie auch durch ihren Fossilinhalt eindeutig von den Schichten in ihrem Liegenden. Sie stellen somit einen Horizont dar, der selbst in unübersichtlichem Gelände meist gut verfolgbar ist.

C. Zur Frage Klerfer Schichten (Unter-Ems) oder Reifferscheider Schichten (Ober-Ems)

In der mittleren und nördlichen Eifel hat die Frage nach dem Alter der im Liegenden der Heisdorfer Schichten auftretenden Gesteine immer wieder Anlaß zu Diskussionen gegeben. Denn hier zeigen die Ems-Schichten eine vom SW der Eifeler Nordsüd-Zone abweichende Ausbildung.

Dort wurde das Ems, im Bereich der Prümer Mulde, von Happel & Reuling (in Reuling 1931) wie folgt gegliedert:

Ober-Ems	Heisdorfer Schichten Wetteldorfer Sandstein Wiltzer Schichten Ems-Quarzit
Unter-Ems	Klerfer Schichten Stadtfelder Schichten

Aber schon in den benachbarten Mulden ließen sich nicht mehr alle Schichtglieder des Ober-Ems nachweisen, besonders die Wiltzer Schichten, dann aber auch der Wetteldorfer Sandstein und der Ems-Quarzit. Nur die Heisdorfer Schichten wurden überall gefunden. Man stellte dem „Gebiet des gut gegliederten Oberkoblenz" (Ober-Ems) (Krömmelbein 1952, S. 325) im SW ein solches mit ungegliedertem oder lückenhaftem Ober-Ems im NE gegenüber.

Für die mittlere und nördliche Eifel gab es somit zwei Möglichkeiten der Einstufung für die Gesteine von Klerfer Habitus im Liegenden der Heisdorfer Schichten:

Erstens: Gesteine von Klerfer Ausbildung reichen weit ins Ober-Ems. Die an ihrem Dach örtlich auftretenden Quarzite nehmen ein hohes Niveau im Ober-Ems ein. Die Grenze Unter-Ems/Ober-Ems ist nicht faßbar.

Zweitens: Die Gesteine im Liegenden der Heisdorfer Schichten haben ein Unterems-Alter (Klerfer Schichten). Die sich örtlich einschiebenden Quarzite sind die Vertretung des Ems-Quarzits (Basis des Ober-Ems). Zwischen diesen Gesteinen und den Heisdorfer Schichten besteht eine Lücke.

Die Ansicht einer lückenlosen, aber faziell vom SW der Eifel abweichenden Sedimentation machten sich vor allem KUCKELKORN & VORSTER (1926) und W. E. SCHMIDT (1944) zu eigen. Erstere ordneten ihre „Rotschiefer" dem Unter- und Ober-Ems zu und ließen sie bis zur „Cultrijugatus-Stufe" (Heisdorfer und Laucher Schichten) reichen. W. E. SCHMIDT, der die Umrandung der nördlichen Mulden bearbeitete, stellte die bunten unterdevonischen Gesteine auf Grund eines wenig überzeugenden Faunenfundes ins tiefere und mittlere Ober-Ems und bezeichnete sie in angeblicher Übereinstimmung mit WUNSTORF (1931) als „Reifferscheider Schichten". Die quarzitische Folge im Hangenden seiner „Reifferscheider Schichten", den Quarzit von Sistig, ordnete er einem hohen Niveau im Ober-Ems zu.

Die Annahme einer lückenhaften Sedimentation im Ober-Ems der mittleren und nördlichen Eifel vertritt zuerst KRÖMMELBEIN. Er konnte eine Abnahme der Mächtigkeit des gut gegliederten Ober-Ems von W nach E nachweisen (1952, S. 325). Da außerdem eine Verzahnung dieser marinen Schichten mit Klerfer Fazies bisher noch an keiner Stelle nachgewiesen werden konnte, schließt KRÖMMELBEIN auf das Vorhandensein eines Schwellengebietes zur Zeit des Ober-Ems (vgl. hierzu PAULUS 1959, S. 346). Eine gute Stütze findet diese Annahme in dem Auftreten von Geröll-Lagen im unmittelbar Liegenden der Heisdorfer Schichten der Dollendorfer und Ahrdorfer Mulde [KUCKELKORN & VORSTER 1926, KRÄUSEL (in KRÖMMELBEIN u. a. 1955)].

Neuere Ergebnisse, die erst jüngst aus verschiedenen Teilen der Eifeler Nordsüd-Zone bekannt wurden, stützen die Auffassung KRÖMMELBEINS. So kommt WO. SCHMIDT bei der Revisionskartierung des Blattes Schleiden im NW der Sötenicher Mulde zu der Auffassung, daß der Sistiger Quarzit „zweifellos mit dem Ems-Quarzit zu identifizieren . . . ist" (1956, S. 99) und daß die WUNSTORFsche Gliederung des Ems, auf die sich W. E. SCHMIDT stützt, unhaltbar ist. Weiterhin konnte PAULUS (1959) auch in der mittleren Sötenicher Mulde Schichtglieder des Ober-Ems der Prümer Mulde nachweisen. Vom N-Flügel der Hillesheimer Mulde berichtet STRUVE (s. PAULUS 1959, S. 346, Fußnote 2) jetzt über das örtliche Auftreten von Ems-Quarzit und möglicherweise auch Wetteldorfer Sandstein[4]) und schließt daraus auf „eine sehr starke Verminderung der Mächtigkeit bzw. . . . Schichtlücken" im Ober-Ems.

Im Kartiergebiet, das etwa in der Mitte zwischen der Hillesheimer und der Sötenicher Mulde liegt, dürften schon aus diesen Gründen ähnliche Sedimentationsverhältnisse im Ems vorliegen.

Die Geländebeobachtungen unterstützen diese Annahme noch. So bleiben die Quarzite von der petrographischen Ausbildung des Ems-Quarzits immer auf einen Horizont im unmittelbar Hangenden der Klerfer Fazies beschränkt und keilen augen-

---

[4]) Hierzu teilt mir Herr G. FUCHS, Frankfurt a. M., mit: „Bei Kartierarbeiten im W-Teil der Hillesheimer Mulde sind auf deren S-Flügel im Tal des Kaul-Bachs Sandsteine von der petrographischen Ausbildung des Wetteldorfer Sandsteins gefunden worden. Diese führen in ihrem höheren Teil eine Fauna, die zweifellos dem Grenzbereich Wetteldorfer Sandstein/Heisdorfer Schichten angehört."

scheinlich nach NE aus; jedenfalls konnte keine Verzahnung derselben mit Klerfer Gesteinen beobachtet werden. Es handelt sich auch im Kartiergebiet offensichtlich um Ems-Quarzit. Das Liegende steht somit im Unter-Ems (Klerfer Schichten).

Vielleicht kamen sogar Teile des Wetteldorfer Sandsteins zur Ablagerung. Denn häufig finden sich im Niveau der Heisdorfer Schichten Lesestücke eines Sandsteins mit ausgelaugten Fossilien, der sehr an den Wetteldorfer Sandstein der Prümer Mulde erinnert. Ähnliche Beobachtungen konnte auch METJE (1955) machen. Er fand im SW-Teil der Dollendorfer Mulde im Liegenden der Heisdorfer Schichten mulmige, „schokoladenbraune" Sandsteine und auch Dolomite, die bezeichnend für Wetteldorfer Sandstein sein sollen.

D. Tektonik des Stadtkyller Sattels

1. Der Faltenbau

Der Stadtkyller Sattel liegt im mittleren Teil der varistisch gefalteten mitteldevonischen Kalkmulden-Zone der Eifel (= Eifeler Nordsüd-Zone). Er stellt eine Aufwölbung von Unter-Devon dar. Im SE schließt sich die Mitteldevon-Mulde von Dollendorf an, im NW folgt die Blankenheimer Mulde. In seinem Fortstreichen nach NE liegen der Ohlenharder und der Mülheimer Sattel, denen das Mittel-Devon von Rohr (Rohrer Mulde) eingemuldet ist.

Der Stadtkyller Sattel zeigt keinen einfachen antiklinen Bau, sondern setzt sich aus verschiedenen Sätteln und Mulden zusammen.

Im NE-Teil des Sattels lassen sich folgende untergeordnete Strukturen von NW nach SE ausscheiden:

der Lühberg-Halbsattel
die Fortsetzung der Rohrer Mulde nach SW
der Utterberg-Sattel.

Im SW-Gebiet sind die tektonischen Verhältnisse weniger geklärt. An der Kyll schieben sich offensichtlich von SW bzw. S zwei Teilstrukturen ein:

der Kerschenbacher Sattel
der Niederkyller Halbsattel.

Diese beiden Strukturen greifen nur mit einem geringen Teil in das untersuchte Gebiet ein.

Die Teilstrukturen sind wiederum untergliedert, d. h. sie wurden von einer regen Spezialfaltung betroffen. Dabei bildete sich eine Vielzahl $\pm$ paralleler oder sich fingerförmig verschränkender Falten, deren Achsen nach NE bzw. SW unter mittleren Winkeln (10—30°), selten steiler (50—70°) abtauchen. Aufgeschlossen sind in der Regel nur die Spezialsättel, die meist N-Vergenz zeigen. Gelegentlich kommen aber auch südvergente Sättel vor.

2. Die Störungen

Störungen lassen sich in den eintönigen Schichten des Unter-Ems nur selten erkennen. Erst am Muldenrand bzw. am Rand des Buntsandsteins können Verwerfungen besser erfaßt werden. Sie sind dort nicht selten und können über größere Ent-

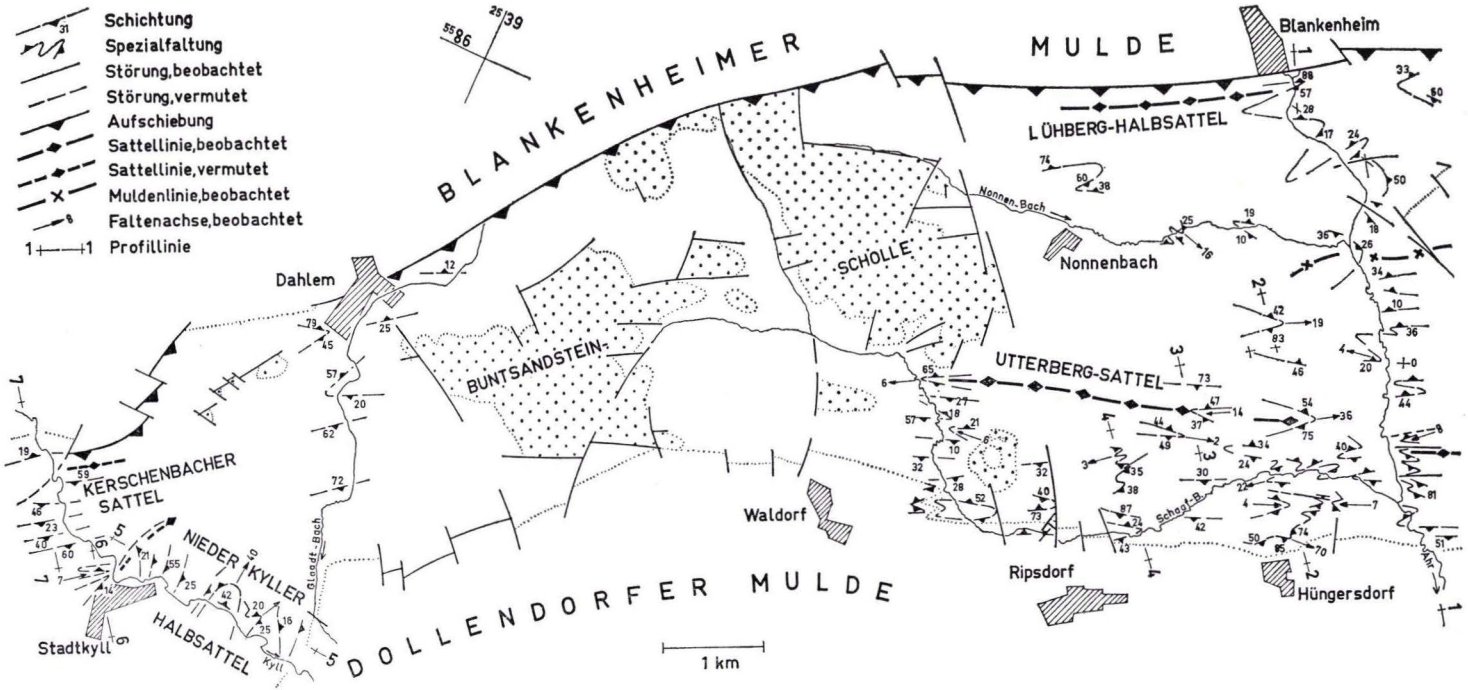


Abb. 5. Tektonische Karte des Stadtkyller Sattels. Blankenheimer Randstörung in Anlehnung an WOLFART (1955) und OCHS (1955), Rohrer Mulde bzw. Dollendorfer Mulde (SW-Ende) nach GLINSKI (1953) bzw. METJE (1955), etwas vereinfacht.

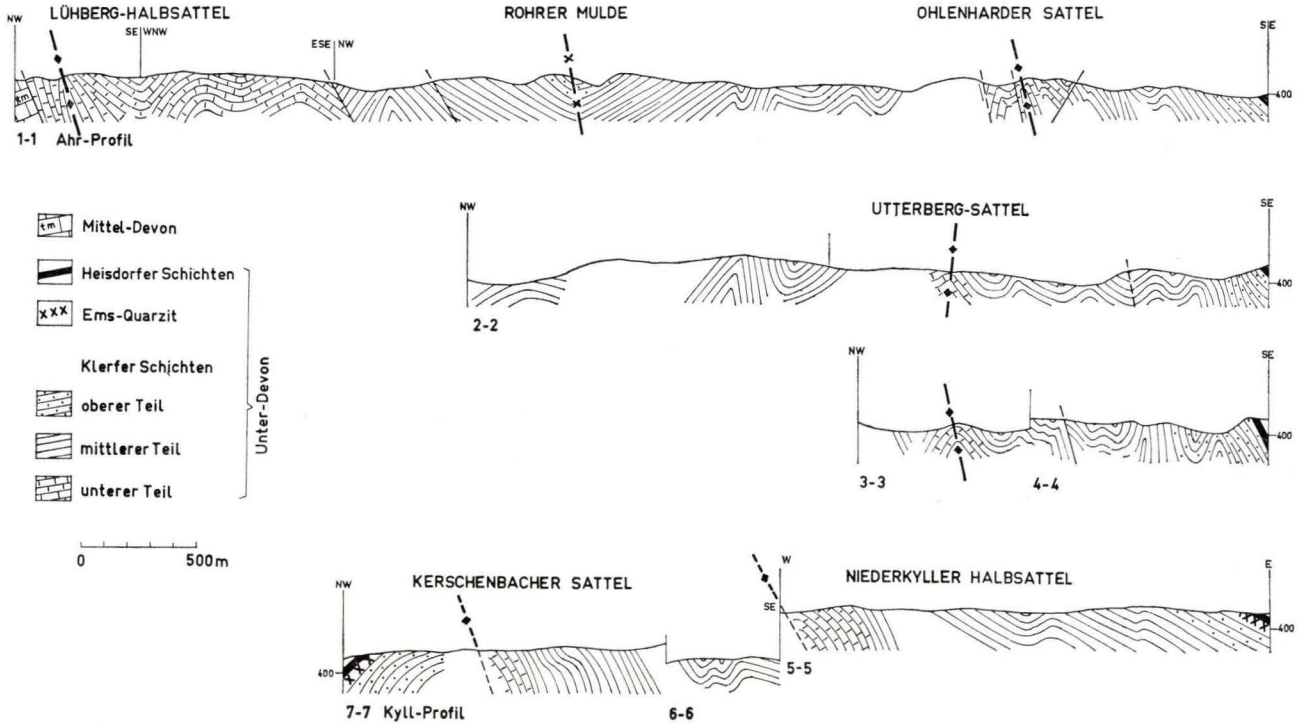


Abb. 6. Tektonische Querprofile durch den Stadtkyller Sattel. Nicht überhöht. Verlauf der Profile s. Abb. 5.

fernungen aushalten. Es lassen sich unterscheiden: Streichende Störungen, Querstörungen und N–S-verlaufende Störungen.

Bei den im Unter-Ems beobachteten Störungen handelt es sich immer um streichende Verwerfungen, die als Auf- oder Abschiebungen zu deuten sind. Über den Verschiebungsbetrag kann nichts Sicheres ausgesagt werden, doch scheint er in den meisten Fällen wenige Meter nicht zu übersteigen.

Eine Ausnahme bildet die große Blankenheimer Randstörung. Hier müssen Verstellungsbeträge bis zu mehreren hundert Metern erwartet werden, denn stellenweise kam es zur Überschiebung von Schichten des Sattelskerns über Dolomite des Muldenkerns.

Das Einfallen der streichenden Störungen ist meist recht steil (60—70°). Dies dürfte auch für die große Randstörung zutreffen.

3. Beschreibung der Einzelstrukturen

a) Der Lühberg-Halbsattel

Er liegt zwischen der mittleren Blankenheimer Mulde und dem Unterlauf des Nonnen-Bachs. Mit seinen Kernschichten (unterer Teil der Klerfer Schichten) ist er nach NW auf die Blankenheimer Mulde aufgeschoben und bildet somit einen Halbsattel. Die Schubbahn fällt vermutlich steil nach SE ein. Die Sattellinie verläuft über den Frosch- und Lüh-Berg.

Jenseits des Ahrtals taucht die Lühberg-Struktur bald unter die Rohrer Mulde bzw. zum Mülheimer Sattel ab. Im Ahrprofil sind zwischen dem Städtchen Blankenheim und dem Zufluß des Nonnen-Bachs vier Spezialsättel aufgeschlossen, deren Achsen alle nach nordöstlichen Richtungen eintauchen.

b) Die Fortsetzung der Rohrer Mulde nach SW

Unweit der Mündung des Nonnen-Bachs stehen hohe Klerfer Schichten (oberer Teil) in muldenförmiger Lagerung an. Die Muldenachse hebt steil nach NE aus, um bald darauf wieder zur Rohrer Mulde abzutauchen. Nach SW läßt sich diese Struktur nicht weiter verfolgen, sie hebt vermutlich bald aus.

c) Der Utterberg-Sattel

Nach S schließt sich der Utterberg-Sattel an. Er bildet die Fortsetzung des Ohlenharder Sattels, der zwischen dem NE-Teil der Dollendorfer Mulde und der Rohrer Mulde hindurchstreicht. Seine Kernschichten sind am Utter-Berg aufgeschlossen.

Im Ahrtal, zwischen dem NW-Rand der Dollendorfer Mulde und Reetzer Mühle, sind mehrere Spezialfalten aufgeschlossen, die noch dem Ohlenharder Sattel angehören. Am Bahnhof Freilingen, wo der Sattelkern ausstreicht, und SE davon sind die Schichten durch Spezialfaltung besonders beansprucht. Der S-Schenkel des Ohlenharder Sattels wurde hier besonders eingeengt, während seine N-Flanke in weiter gespannte Falten gelegt ist. Die Achsen der Falten schießen alle nach SW ein, bilden also eine Achsenrampe, auf der sich später die Ahr einschnitt.

W dieser Linie schieben sich Falten ein, deren Achsen nach NE einfallen. Sie gehören schon dem Utterberg-Sattel an. Bis zum Strom-Berg tritt dann eine Vielzahl

von sich fingerförmig verschränkenden Spezialfalten auf, deren Achsen nach NE und SW abtauchen. SW des Strom-Bergs gewinnt die Dollendorfer Mulde unvermittelt an Breite auf Kosten des Utterberg-Sattels. Dieser taucht vermutlich hier ab. S des Strom-Bergs ist der Muldenrand stark gestört (Überkippung). Auf dieser gestörten Zone liegen auch die jungen Basalte des Strom-Bergs.

Schenk (1938, S. 16) hat bei seinen tektonischen Untersuchungen in der Eifeler Nordsüd-Zone auch Faltenachsen im Ahrtal zwischen der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde vermessen. Er stellte dabei SE Blankenheim, „nahe der Fischerei", ein Achsenfallen unter die Rohrer Mulde, bei Reetzer Mühle und am Bahnhof Freilingen ein Abtauchen von Falten nach SW fest.

Im ersten Falle handelt es sich um die eintauchende Lühberg-Struktur; im zweiten Falle gehören die Faltenachsen dem zum Utterberg-Sattel abtauchenden Ohlenharder Sattel an.

d) Der Kerschenbacher Sattel

Im SW des Arbeitsgebietes streicht zwischen der aushebenden Blankenheimer Mulde und dem Städtchen Stadtkyll von Kerschenbach her eine Struktur hindurch, über deren Aufbau nur das Kyllprofil einige Hinweise gibt. Im Kylltal, zwischen Hammerhütte und Wenzelbach, stehen in einem Eisenbahneinschnitt und an der Straße N davon Gesteine des unteren Teils der Klerfer Schichten an. Diese wurden nach NW bzw. W durch streichende Verwerfungen auf Mittel-Devon bzw. höhere quarzitische Klerfer Schichten (oberer Teil) aufgeschoben. Nach SE schließen sich Klerfer Schichten des mittleren Teils an, die innerhalb des Ortes Stadtkyll Spezialfaltung zeigen.

Nach NE lassen sich Verlauf und Aufbau des Kerschenbacher Sattels nicht weiter verfolgen. Vielleicht reicht er bis in die Gegend des mittleren Glaadt-Bachs. Denn erst hier konnte das Abtauchen eines größeren Gewölbes nach SW festgestellt werden.

e) Der Niederkyller Halbsattel

Im E schließt sich der Niederkyller Halbsattel an, der in seinem Kern an einer vermutlich steil nach E einfallenden streichenden Störung auf den Kerschenbacher Sattel aufgeschoben ist. Er streicht etwa N–S und scheint N der Kyll alsbald wieder abzutauchen.

Die Kernschichten sind in den Eisenbahneinschnitten W Niederkyll aufgeschlossen und zeigen besonders schön die Ausbildung des unteren Teils der Klerfer Schichten. Die E-Flanke der Struktur wird zu großen Teilen durch Spezialfalten aufgebaut, deren Achsen mit 25—40° nach N bzw. NE eintauchen.

f) Die Buntsandstein-Scholle

Die Buntsandstein-Scholle (Eichholz-Scholle) im mittleren Teil des Stadtkyller Sattels wird im NW von der großen Randstörung und im SE von mehreren Störungen, die dem Streichen des Untergrundes folgen, begrenzt. Im SW und NE begleiten die Scholle Verwerfungen, die quer zum Streichen des Sattels verlaufen und vermutlich über diesen ganz hinweggreifen.

Die Scholle selbst ist durch Verwerfungen (Sprünge) mosaikartig zerstückelt. Dabei wurden die einzelnen Teile verschieden stark abgesenkt. Die Verstellung benachbarter

Schollenteile schwankt zwischen 30 und 50 m, die maximale relative Absenkung beträgt etwa 100 m. Die Verkippungen bleiben im allgemeinen gering (bis 15°). Durch die Abtragung wurde die Scholle schon weitgehend aufgelöst.

VI. Vergleich der Klerfer Schichten im Hontheimer und Stadtkyller Sattel

Die Klerfer Schichten lassen sich sowohl im Hontheimer als auch im Stadtkyller Sattel in drei Teile untergliedern. Diese Übereinstimmung ist jedoch vermutlich nur zufällig. Dafür spricht vor allem die Tatsache, daß im Hontheimer Sattel die gesamte Schichtfolge vorliegt, während sie im Stadtkyller Sattel sicher nicht vollständig aufgeschlossen ist. Die einzelnen Teile können daher nicht ohne weiteres parallelisiert werden.

Echte Übereinstimmung besteht aber weitgehend in den Sedimentationsbedingungen und in der Gesteinsausbildung. In beiden Gebieten liegen Anzeichen unruhiger, wechselhafter Sedimentation und örtlicher Abtragung (Aufarbeitungshorizonte) vor. Außerdem treten im wesentlichen auch dieselben Gesteinstypen auf.

Die Häufigkeit und die Verbreitung der letzteren ist jedoch in den untersuchten Gebieten recht verschieden. Im Hontheimer Sattel sind im mittleren Teil der Klerfer Schichten rote Sandsteine sehr verbreitet; im Stadtkyller Sattel dagegen erscheinen sie nur ganz im SW, sind auf die gesamte Schichtfolge verteilt und wechsellagern stets mit grünlichen Sandsteinen und Tongesteinen. Bunte, leidlich reine Tongesteine treten in der Schichtfolge des Stadtkyller Sattels weit häufiger als im Hontheimer Sattel auf und haben ihre Hauptverbreitung im mittleren Teil der Abfolge.

Die Fossilfunde in beiden Gebieten fügen sich in das bisher bekannte Bild der Faunenverteilung in den Klerfer Schichten ein (s. Abb. 1), das eine Abnahme der marinen Faunenelemente von S nach N zeigt.

VII. Zusammenfassung

Aus Klerfer Schichten (Unter-Ems) der Eifeler Nordsüd-Zone werden neue Fossilfundpunkte bekannt gemacht.

Über Kartierarbeiten im Hontheimer und Stadtkyller Sattel und über Gliederungsversuche in den Klerfer Schichten beider Gebiete wird berichtet.

Der Hontheimer Sattel (SW-Teil) zeigt einen verhältnismäßig einfachen Bau. Die Klerfer Schichten auf seiner S-Flanke fallen im allgemeinen zu Prümer Mulde ein. Erst im tieferen Teil (Stadtfelder Schichten) kommt es mit Annäherung an die Schneifel-Überschiebung zu Spezialfaltung.

Die Stadtfelder Schichten (unteres Unter-Ems) sind nicht vollständig aufgeschlossen; die etwa 400—500 m mächtige Abfolge grauer und grüngrauer, häufig fossilführender Sandsteine und Tongesteine konnte nicht gegliedert werden.

Die Klerfer Schichten (höheres Unter-Ems), deren Mächtigkeit etwa 1500 m beträgt, lassen sich lithologisch in drei Teile untergliedern. Im oberen und unteren Teil liegt eine Wechselfolge von meist grünlichen oder gelblichen Sandsteinen mit grünen und roten Tongesteinen vor; letztere nehmen im untersuchten Gebiet von SW nach NE an Häufigkeit zu. Im mittleren Teil treten rote Sandsteine besonders hervor.

Die Grenze Stadtfelder Schichten/Klerfer Schichten wird festgelegt.

Am SE-Abhang der Schneifel konnten an einer Stelle einwandfreie Wiltzer Schichten (Ober-Ems) nachgewiesen werden.

Im Stadtkyller Sattel können mehrere tektonische Strukturen ausgeschieden werden.

Die Stadtfelder Schichten (tieferes Unter-Ems) sind hier nicht aufgeschlossen.

In den Klerfer Schichten (höheres Unter-Ems) ist eine Untergliederung nach rein lithologischen Gesichtspunkten möglich. Im oberen und unteren Teil treten neben ± entmischten Tongesteinen besonders häufig Folgen von Sandsteinen auf, im mittleren Teil herrschen weitgehend entmischte, bunte Tongesteine vor.

Im Kyll-Gebiet zeigen sich gegenüber dem Ahr-Gebiet, wo die Sandsteine immer grünlich gefärbt sind, fazielle Änderungen: es schieben sich hier in die gesamte Abfolge rötliche Sandsteine und am Dach des oberen Teils, von SE nach NW zunehmend, quarzitische Sandsteine ein.

Die Quarzite im unmittelbar Hangenden der Klerfer Fazies werden auf Grund der Lagerung und regionaler Vergleiche an die Basis des Ober-Ems gestellt (Ems-Quarzit). Für die Gesteinsfolgen im Liegenden der Quarzite wird dadurch ein Unterems-Alter begründet.

Im Hontheimer und Stadtkyller Sattel müssen zur Zeit der Ablagerung ähnliche Sedimentationsbedingungen geherrscht haben (Anzeichen unruhiger Sedimentation, Übereinstimmung in Gesteinstypen). Die im Hontheimer und Stadtkyller Sattel durchgeführten Gliederungen lassen sich jedoch noch nicht parallelisieren.

Schriftenverzeichnis

Asselberghs, E.: Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. — Ann. Soc. géol. Belgique, Mém., **39**, S. 25—112, 1 Taf., 2 Karten, Lüttich 1912.

— Le Dévonien inférieur de la Prusse rhénane à l'Ouest des bassins calcaires de l'Eifel. — Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **5**, S. 3—43, 2 Taf., Louvain 1928.

— Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. — Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **13**, S. 63—89, Louvain 1941.

Gosselet, J.: Aperçu géologique sur le terrain Dévonien du Grand-Duché de Luxembourg. — Ann. Soc. géol. du Nord, **12**, S. 260—300, 1 Karte, Lille 1885.

— L'Ardenne. — Mém. pour servir à l'Explication de la Carte géol. dét. de la France, 890 S., 224 Abb., 11 Taf., 1 Karte, Paris 1888.

Gross, W.: Eine *Estheria* aus dem rheinischen Unterdevon. — Senckenbergiana, **16**, S. 309—313, Frankfurt/M. 1934.

— Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. II. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **176**, 83 S., 29 Abb., 10 Taf., Berlin 1937.

Happel, L. & H. Th. Reuling: Geologische Karte der Prümer Mulde (in der Eifel). 1:25000. — Senckenberg-Buch, **5**, Frankfurt/M. 1936.

— Die Geologie der Prümer Mulde. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **438**, 94 S., 17 Abb., 10 Taf., 4 Karten, Frankfurt/M. 1937.

Kayser, E.: Studien aus dem Gebiete des Rheinischen Devon. II. Die devonischen Bildungen der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., **23**, S. 289—376, Taf. 6, Berlin 1871.

Kräusel, R. & H. Weyland: Über Pflanzenreste aus dem Devon Deutschlands (Vorläufige Mitteilung). — Senckenbergiana, **12**, S. 217, Frankfurt/M. 1930 (1930a).

KRÄUSEL, R. & H. WEYLAND: Die Flora des deutschen Unterdevons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **131**, 92 S., 52 Abb., 14 Taf., Berlin 1930 (1930b).

KRÖMMELBEIN, K.: Zur Geologie der Salmerwald- und Gerolsteiner Mulde (Devon, Eifel). — (Vortragsbericht) Z. deutsch. geol. Ges., **103**, S. 325—326, Hannover 1952.

—, E.-E. HOTZ, W. KRÄUSEL & W. STRUVE: Zur Geologie der Eifelkalkmulden. — Beih. geol. Jb., **17**, 204 S., 34 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Hannover 1955.

KRUMBEIN, W. C. & L. L. SLOSS: Stratigraphy and Sedimentation. — (W. H. Freeman & Co.), San Francisco/Calif. 1953.

KUCKELKORN, L. & H. VORSTER: Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel. — Geol. Rdsch., **67a** (Steinmann-Festschrift), S. 512—543, 4 Fazieskärtchen, Taf. 20—22, (geol. Karte 1:50000), 1 Tab., Berlin 1926.

LEIDHOLD, CL.: Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. — Neues Jb. Mineral. usw., B, **36**, S. 332—369, Stuttgart 1913.

LEPPLA, A.: Erl. und Karte Bl. Dasburg-Neuerburg. — Geol. Karte von Preußen, Lfg. **78**, 28 S., Berlin 1908 (1908a).

— Erl. und Karte Bl. Waxweiler. — Geol. Karte von Preußen, Lfg. **78**, 36 S., Berlin 1908 (1908b).

LIPPERT, H.: Unterkoblenz-Fundpunkte im Norden und Westen der Sötenicher Mulde. — Senckenbergiana, **19**, S. 282—288, 3 Abb., Frankfurt/M. 1937.

— Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **445**, 11 Abb., 4 Taf., Frankfurt/M. 1939.

LUCIUS, M.: Das Oesling. — Veröff. Luxemburger Geol. Dienst, **VI**, 174 S., 32 Abb., 50 Photos, 2 Tab., 1 Taf., 1 Karte, Luxembourg 1950.

MARTIN, G.: Die Geologie am Westrande der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 172—189, 2 Tab., Wiesbaden 1960.

MAUZ, J.: Zur Fauna der Unterkoblenz-Stufe. — Senckenbergiana, **15**, S. 274—294, 26 Abb., Frankfurt/M. 1933.

— Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. —Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **429**, 94 S., 3 Taf., Frankfurt/M. 1935.

PAULUS, B.: Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). — Senck. leth., **40**, S. 333—365, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Frankfurt/M. 1959.

REULING, H. TH.: Dolomit-Studien im Devon der Eifel. — Senckenbergiana, **13**, S. 271 bis 298, 2 Abb., 4 stratigr. Tab., Frankfurt/M. 1931.

— Zur Sedimentation des Unter-Devons der Prümer Mulde. — Senckenbergiana, **19**, S. 61—69, 3 Abb., Frankfurt/M. 1937.

RICHTER, RUD.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Ösling-Eifel-Mulde. 1. Über den Muldenabschnitt südlich der Schneifel. — Cbl. Mineral. usw., 1919, S. 44—62, 1 Abb., Stuttgart 1919.

RÖDER, D.: Unteres und mittleres Unter-Ems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 129—145, 1 Abb., Taf. 7, Wiesbaden 1957.

SCHENK, E.: Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. — Jb. preuß. geol. L.-A., **58**, S. 1—36, 15 Abb., Taf. 1—4, Berlin 1938.

SCHMIDT, W. E.: Klerfer Schichten und Berleer Quarzit der Eifel. — Jb. Reichsamt Bodenforsch., **63**, S. 95—123, 6 Abb., Berlin 1944.

SCHMIDT, WO.: Neue Ergebnisse der Revisions-Kartierung des Hohen Venns. — Beih. geol. Jb., **21**, 146 S., 8 Abb., 5 Taf., Hannover 1956.

SOLLE, G.: Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **436**, 71 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Frankfurt M. 1937.

— 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 (1956a).

— Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **17**, 47 S., 7 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1956 (1956b).

Størmer, L.: Eurypteriden aus dem Rheinischen Unterdevon. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **175**, 74 S., 10 Abb., 12 Taf., Berlin 1936.

Vietor, W.: Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. — Jb. preuß. geol. L.-A., **37**, S. 317—476, Berlin 1918.

Wunstorf, W.: Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. — S.B. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 157—168, 1 Abb., Berlin 1931.

Manuskript eingegangen am 16. 1. 1961

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 170—177 | 2 Abb. | Wiesbaden, 21. 7. 1961 |

Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Bemerkungen zum oberdevonischen und unterkarbonischen Vulkanismus in der Weilburger Mulde

Von

SIEGFRIED RIETSCHEL, Frankfurt am Main

Mit 2 Abbildungen

Vorwort

In einer kürzlich erschienenen Arbeit beschrieben TRAUTWEIN & WITTEKINDT (1960) ein Profil aus der vom Autor in den Jahren 1958-1960 kartierten Weilburger Mulde (sensu HOLZAPFEL 1897, S. 39). Diese Beschreibung enthält in einem bedeutsamen Abschnitt des Profils Beobachtungslücken; außerdem blieb die Deutung des Profils weitgehend offen. Im Folgenden sollen daher die Angaben der genannten Autoren vervollständigt sowie eine fazielle und regionale Deutung des Profiles gegeben werden. Das Profil liegt auf Bl. Weilburg (5515) zwischen dem Kirschhofener Tunnel und dem Michelsberg-Tunnel S Kirschhofen (r. 46450, h. 92900 — r. 46400, h. 92600); es wird im Folgenden kurz als „Profil S Kirschhofen" bezeichnet[1]).

Mein herzlicher Dank für Anteilnahme an meinen Untersuchungen und kritische Hinweise besonders zum oberdevonischen Vulkanismus gilt Herrn Dr. H.-J. LIPPERT (Wiesbaden) und Herrn Dr. H. DENGLER (Weilburg); besonderen Dank für mannigfache Anregungen und Einführung in die Geologie der Dillmulde schulde ich Herrn Dr. W. KREBS (Darmstadt).

Einführung

In der Lahn-Dill-Mulde ist der basische paläozoische Vulkanismus weithin an zwei Eruptionsperioden gebunden (KEGEL 1932, S. 943). Die ältere — die des givetischen Schalsteins — gehört dem oberen Mitteldevon an, lieferte mehrere 100 m mächtige Folgen von Diabas-Tuffen und Diabas-Mandelsteinen und klingt in der tiefen

[1]) Die hiermit veröffentlichten Ergebnisse waren Teil eines Kolloqium-Vortrages, der vom Verf. am 18. Februar 1960 unter dem Thema „Devon und Unterkarbon im Raume Weilburg (Lahnmulde)" im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Frankfurt am Main gehalten wurde.

Adorf-Stufe mit den Dillenburger Tuffen (KREBS 1958) an Dill und Lahn aus. Die jüngere Eruptionsperiode — die des Deckdiabases — liegt im Unterkarbon.

Die Kartierarbeiten in der Weilburger Mulde erbrachten nun Beweise für eine dritte Eruptionsphase, die zwischen dem givetischen Schalstein-Vulkanismus und dem Deckdiabas-Vulkanismus liegt. Diesen „oberdevonischen Vulkanismus" hatte bereits AHLBURG (1918, S. 53, 54) erkannt und deutlich von dem damals noch als „jungoberdevonisch" angesehenen Deckdiabas-Vulkanismus unterschieden. AHLBURG fehlte jedoch die — heute zumindest stellenweise durch Conodonten gegebene — Möglichkeit, die Gesteine des oberdevonischen Vulkanismus von denen des Deckdiabas-Vulkanismus zu trennen; so kartierte er auf Bl. Weilburg oberdevonische und unterkarbonische Diabas-Mandelsteine und Schalsteine als oberdevonische Vulkanite aus, stellte andererseits aber auch oberdevonische Vulkanite, wie den Schalstein im Profil S Kirschhofen, in das Mitteldevon. Später geriet der oberdevonische Vulkanismus in Vergessenheit (s. KEGEL 1922; 1932). Noch unveröffentlichte Ergebnisse LIPPERTS aus der Gegend von Wirbelau sowie Beobachtungen von DENGLER aus der östlichen Lahnmulde (z. Z. in Bearbeitung durch STIBANE, Gießen) lassen eine weite Verbreitung des oberdevonischen Vulkanismus in der Lahnmulde vermuten.

Aus der Dillmulde sind vereinzelt Vorkommen von Schalstein und Tuffen—Tuffiten im höheren Oberdevon der Eibacher Mulde durch LIPPERT (1953, S. 304) und KREBS (1960, S. 233, 234) bekannt geworden.

Der oberdevonische Vulkanismus förderte in der Weilburger Mulde Diabas-Mandelsteine, brekziöse Diabase und Diabas-Tuffe von örtlich bis über 40 m Mächtigkeit. Eine lithologische Unterscheidung dieser Vulkanite von denen des Mitteldevon oder Unterkarbon scheint manchmal, aber nicht immer möglich: Im Gegensatz zu den mitteldevonischen Vulkaniten enthalten sie häufig Einschlüsse von Tonschiefern, Kalkknotenschiefern oder Kalkstein, es fehlen ihnen aber das für den — ebenfalls häufig Sedimentgesteins-Einschlüsse enthaltenden — Deckdiabas bezeichnende hohe spezifische Gewicht und andere Merkmale. Nicht selten begleiten Diabastuff-haltige Kalkknotenschiefer oder tonig bis kalkig verkittete Diabasbomben-Lagen die oberdevonischen Diabas-Mandelsteine.

Die Alterseinstufung der oberdevonischen Vulkanite gelang in mehreren Aufschlüssen mit Conodonten. Teils war sie nur mittelbar durch Conodonten-Faunen aus dem Liegenden und Hangenden der Vulkanite möglich, teils konnten unmittelbar aus mit Kalkstein verkitteten Diabas-Tuffen und aus Zwickel-Kalkstein der Diabas-Mandelsteine gewonnene Conodonten für die Altersbestimmung herangezogen werden.

Der oberdevonische Vulkanismus setzt in der Weilburger Mulde in der hohen Nehden- bis tiefen Hemberg-Stufe (to$II\beta$—to$III\alpha$) ein und dauert durch die Hemberg-Zeit an; die jüngsten (vermutlich umgelagerten, s. S. 175) Tuffite treten in der Dasberg-Stufe auf.

Die Verbreitung der oberdevonischen Vulkanite in der Weilburger Mulde ist räumlich eng begrenzt. Neben cm-mächtigen Einzelvorkommen oberdevonischen Schalsteins W Ahausen (Straße Weilburg – Löhnberg bei km 22,485) und S Weilburg (Straße Weilburg – Guntersau, unmittelbar N der Vermauerung N der Eisenbahnbrücke) wurden sie, in größerer Mächtigkeit, nur im Gebiet zwischen Guntersau, Odersbach und Kirschhofen beobachtet.

Der Schalstein im Profil S Kirschhofen

Im mittleren Abschnitt des Profils S Kirschhofen steht zwischen Bahn-km 26,50 und 26,64 Schalstein mit Einlagerungen von Diabas-Mandelstein an. AHLBURG (1918, S. 15, Abb. 1) beschrieb im Zusammenhang mit diesem Schalstein 3 Roteisenstein-Lager: Im N des Schalsteins das Lager Paulysberg, im Schalstein selbst das Lager Schöne Hoffnung und im S des Schalsteins das Lager Heckenberg. AHLBURGS Kartenskizze (1918: Abb. 1) zeigt an der N-Grenze des Schalsteins eine Überschiebung, an der S-Grenze eine ungestörte Überlagerung des Schalsteins durch oberdevonische

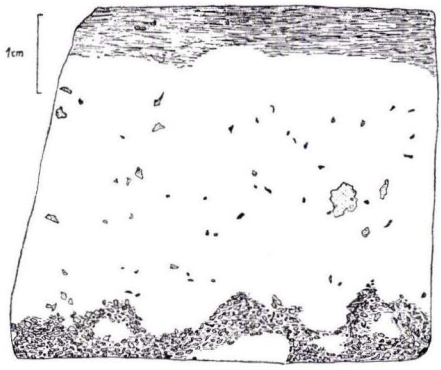


Abb. 1. Schliff-Bild durch das dem Schalstein des Heckenberg-Sattels im N auflagernde Kalkstein-Bänkchen. Der Kalkstein (weiß) enthält wie der ihn überlagernde Tonschiefer (gestrichelt) Tuff-Teilchen (punktiert). An der Basis toniger Tuffit mit einzelnen Kalkstein-Schlieren und -Bröckchen. - Profil S Kirchhofen, etwa 8 m E Bahn-km 26,49.

Tonschiefer. TRAUTWEIN & WITTEKINDT (1960, S. 470, 472) beschreiben von der N-Flanke des Schalsteins konkordante, inverse Lagerung und von der S-Flanke diskordanten, tektonischen Verband. Sie stellen (1960, S. 470) wie die älteren Autoren den Schalstein in das Mitteldevon (Givet-Stufe).

Im N des Schalsteins fehlt das Lager Paulysberg in dem z. Zt. aufgeschlossenen Profilteil. Etwa 5 bis 10 m E Bahn-km 26,49 liegt eine kleine Gelände-Rippe, in der ein lückenloser Übergang von Schalstein in Kalkknotenschiefer der Hemberg-Stufe aufgeschlossen ist. Die S-Hälfte der Gelände-Rippe wird von körnigem Diabas-Tuff aufgebaut; nach N folgt wenige cm mächtiger feinschuppiger, violetter „edler Schalstein" und dann ein durchschnittlich 5 cm starkes Bänkchen dichten Kalksteins. Der Kalkstein lagert dem Diabas-Tuff leicht wellig auf und führt in seinen tiefen Teilen reichlich, in den mittleren Teilen vereinzelt Diabas-Fragmente (Abb. 1). Dieses petrographische Bild deutet eine echte Überlagerung des Schalsteins durch den Kalkstein an. Das Kalkbänkchen hat, wie auch die es überlagernden Kalkknotenschiefer, Hemberg-Alter (nach Conodonten). Die Lagerung ist mit 30/77° NW normal, erst weiter im N sind die Schichten überkippt.

Einige bei Bahn-km 26,62—26,63 im Schalstein vorkommende Roteisenstein-Schmitzen entsprechen wahrscheinlich dem Lager Schöne Hoffnung, das nach AHLBURG (1918, S. 95) keine größere Bedeutung hatte.

Am interessantesten sind die Verbandsverhältnisse zwischen Schalstein und oberdevonischen Gesteinen an der S-Flanke des Schalstein-Sattels (Heckenberg-Sattel

RIETSCHEL 1960) bei Bahn-km 26,64. Die von TRAUTWEIN & WITTEKINDT beschriebene und zeichnerisch dargestellte Störung mit diskordantem Abstoßen der oberdevonischen Schichten am Schalstein besteht nicht. In zwei Aufschlüssen, von denen der eine etwa 5 m, der andere etwa 8 m (und 3 m weiter N) über den Bahngeleisen bei Bahn-km 26,64 liegt, tritt eine ungestörte, konkordante Schichtfolge zutage, die besonders in dem höher gelegenen Aufschluß Hinweise auf das Alter des Schalsteins gibt.

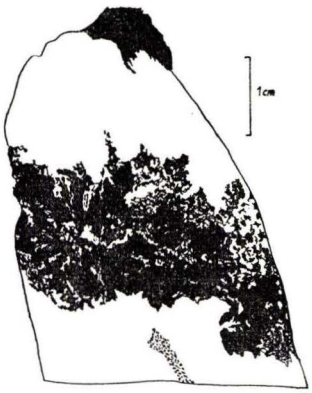


Abb.2 Schliff-Bild durch ein Erz-Band des Lagers Heckenberg, die innige Verflechtung von Kalkstein (weiß) mit Roteisenstein (schwarz) zeigend. An der Basis eine Tuff-Schliere (punktiert). - Profil S Kirschhofen, etwa 9 m über Bahn-km 26.64.

In dem höher gelegenen Aufschluß stehen an:

Hangendes:		rot-grau gebänderte Flaserkalke nach oben in rote Kalkknotenschiefer übergehend,
	20 cm	grauer, flaseriger Kalkstein,
	1 cm	grüner, schuppiger Tonschiefer,
	1 cm	grauer, flaseriger Kalkstein,
	2 cm	kalkiger Roteisenstein,
	3 cm	grauer, flaseriger Kalkstein, } Lager Heckenberg
	11 cm	kalkiger Roteisenstein,
	27 cm	violette, feinkörnige, tonige Diabas-Tuffe mit einzelnen größeren Diabas-Fragmenten,
	70 cm	grüner, feinkörniger Diabas-Tuff,
Liegendes:		brekziöser Diabas-Mandelstein und Schalstein.

Aus diesem Profil geht eine so enge Verknüpfung des Lagers Heckenberg mit dem flaserigen Kalkstein hervor (s. Abb. 2), daß die Annahme einer annäherungsweisen Gleichaltrigkeit beider berechtigt erscheint. Die Conodonten des flaserigen Kalksteins beweisen sein Hemberg-Alter:
(nur Leit-Arten)

Palmatolepis basilica deflectens (MÜLLER)
Palmatolepis basilica trigona THURSCH n.n.
Palmatolepis perlobata schindewolfi (MÜLLER)
Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER n.n.
Scaphignathus velifera ZIEGLER.

Somit dürfte es sich bei dem Lager Heckenberg um ein Roteisenstein-Lager von Hemberg-Alter handeln.

Die beschriebene, ungestörte Überlagerung des Schalsteins durch hembergischen Kalkstein an der N-Flanke und durch Roteisenstein und hembergischen Kalkstein an der S-Flanke des Heckenberg-Sattels läßt den Schluß zu, daß der Schalstein gleichfalls der Hemberg-Stufe angehört. Es ist unwahrscheinlich, daß — wie MÜRRIGER (1932, S. 138, 139) annahm — zwischen dem Schalstein und den Gesteinen von Hemberg-Alter eine Schichtlücke vorhanden ist, besonders da 120 bis 250 m N der N-Flanke des Heckenberg-Sattels die Oberdevon-Stufen I—IV nachgewiesen sind.

Auch regionale Betrachtungen ergeben Hinweise auf das oberdevonische Alter des Schalsteins im Profil S Kirschhofen. Etwa 100 m S des S-Portals des Kirschhofener Tunnels liegt konkordant in Kalkknotenschiefern der Hemberg-Stufe ein etwa 10 m mächtiger, mit Diabasmandelstein-Brocken durchsetzter Schalstein. Er weist auf ein schnelles Auskeilen nach N des den Heckenberg-Sattel aufbauenden Schalsteins hin.

In streichender Fortsetzung des Heckenberg-Sattels nach NE stehen am S Steilhang der Lahn zwischen Guntersau und Kirschhofen (besonders unterhalb der Straßengabelung bei Straßen-km 1,05; Bl. Weilburg: r. 47220, h. 93350) oberdevonische Vulkanite an, für die sich Hemberg-Alter aus den sedimentären Begleit-Gesteinen und aus kalkigen Einlagerungen ableiten ließ. Die aus Diabas-Mandelstein, brekziösem Diabas und oberdevonischem Schalstein bestehende vulkanische Folge wird im Kern des Heckenberg-Sattels von roten Kalkknotenschiefern der hohen Nehden- bis tiefen Hemberg-Stufe (toIIβ—toIIIα) unterlagert; ihr Hangendes wird von roten Tonschiefern und eingelagertem Diabas-Tuff der höheren Hemberg-Stufe (toIIIβ—toIV) gebildet. Die Datierung des Schalsteins als toIIIβ—toIV gelang mit Conodonten aus einem Lapilli-Tuff, in dem feingeschichteter Kalkstein in dünnen Adern vorkommt. Die Tatsache, daß der Kalkstein manche Blasen der Diabas-Lapilli nach Art von fossilen Wasserwaagen ausfüllt, läßt den Schluß zu, daß es sich um primär in den Tuff eingelagerten Kalkschlamm und nicht um xenolithisches Material handelt. Der Kalkstein liegt innerhalb des Schalsteins, nicht an dessen Ober- oder Unterkante. Die Annahme einer Gleichaltrigkeit des Lapilli-Tuffes mit dem Kalkstein scheint demnach berechtigt.

Somit sprechen für das Hemberg-Alter des Schalsteins im Profil S Kirschhofen die Verbandsverhältnisse mit den oberdevonischen Sedimentgesteinen sowohl im N als auch im S des Heckenberg-Sattels. Die Datierung läßt sich durch einen Vergleich des Profils S Kirschhofen mit einigen zwischen Kirschhofen und Guntersau liegenden Aufschlüssen bestätigen.

Die dasbergischen Tuffite im Profil S Kirschhofen

Eine Beschreibung und Deutung der dasbergischen Tuffite im Profil S Kirschhofen (als „Tuffolge" bei TRAUTWEIN & WITTEKINDT 1960, S. 471 beschrieben) erfordert eingehendere petrographische und regionale Untersuchungen. — Es soll hier nur darauf hingewiesen werden, daß im S-Teil der Weilburger Mulde zwischen Guntersau und Kirschhofen verbreitet Tuffite und z. T. flasergeschichtete tuffitische Sandsteine

in der höchsten Hemberg- bis Dasberg-Stufe auftreten. Ihre Verbreitung ist sehr unregelmäßig, läßt jedoch auf einen Antransport von aufgearbeitetem Tuff- und Sediment-Material aus S bis SW schließen. Vermutlich haben Relief-Unterschiede am Meeresboden die Ablagerung der Tuffite beeinflußt, wobei dann möglicherweise auch oberdevonische Schalstein-Schwellen wie der Heckenberg-Sattel örtlich der Abtragung unterlagen und Tuff-Material lieferten.

Zum Alter des Deckdiabases in der Weilburger Mulde

Im Kern der mittleren Lahnmulde wurde der Deckdiabas erstmals von DILLMANN (1952, S. 97, als „ältestes Glied" des Unterkarbons; 1953) beschrieben. Nachdem bereits HENTSCHEL & MICHELS (1953, S. 308) in der nördlichen Weilburger Mulde unterkarbonische Schichten vermutet hatten, stellten 1959 ANGENHEISETR & DENGLER & HAHN auch die dort verbreiteten, von AHLBURG (1918) dem Oberdevon zugerechneten Diabas-Mandelsteine S und W Waldhausen zum Deckdiabas.

Inzwischen ist es gelungen, W Ahausen an der Straße Weilburg — Löhnberg, zwischen Guntersau und Kirschhofen und S Kirschhofen unterkarbonische Schichten aufzufinden und mit Conodonten zu datieren.

W Ahausen, zwischen km 22,54 und 22,59 der Straße Weilburg – Löhnberg stehen tektonisch stark beanspruchte Tonschiefer an; sie gehören vermutlich dem höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon an („Hangenbergschiefer"). Zusammen mit diesen Tonschiefern treten schwarze Tonschiefer, kieselige Schiefer und Lydite auf, die Phosphorit-Knollen führen und zwischen Straßen-km 22,57 – 22,58 eine Conodonten-Vergesellschaftung der tiefen *Pericyclus*-Stufe enthielten:

Polygnathus communis BRANSON & MEHL,
Siphonodella crenulata (COOPER),
Siphonodella lobata (BRANSON & MEHL).

Die spärliche Fauna erlaubt es, die Tonschiefer und Lydite, die lithologisch mit den liegenden Alaunschiefern übereinstimmen, diesen auch altersmäßig gleichzusetzen.

Wenige Meter im Hangenden der Liegenden Alaunschiefer folgen Pillow-Diabase, deren Basis allerdings nicht aufgeschlossen ist. Unter den Liegenden Alaunschiefern wurden keine Pillow-Diabase und keine Tuffe unterkarbonischen Alters beobachtet; die unterkarbonische Schichtfolge entspricht somit bei Ahausen der aus weiten Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges beschriebenen, indem die tiefsten Pillow-Laven des Deckdiabases über den Liegenden Alaunschiefern der *Pericyclus*-Stufe einsetzen. Besonders mit Beobachtungen aus der Dillmulde (s. RABIEN 1959, S. 304; KREBS 1960) bieten sich gute Vergleichsmöglichkeiten.

Die Verhältnisse im Profil S Kirschhofen stimmen nicht mit denen bei Ahausen überein. Am N-Portal des Michelsberg-Tunnels folgen die ersten Pillow-Diabase über Tonschiefern der *Gattendorfia*-Stufe, denen einzelne Kalkbänke zwischengeschaltet sind. Diese tiefsten Pillow-Laven des Deckdiabases werden von Tonschiefern mit Kalknieren überlagert, die ebenfalls hohes *Gattendorfia*-Alter haben. Wenngleich körnige Intrusiv-Diabase die gesamte Schichtfolge durchschwärmen, kann an der Unter- und Überlagerung der tiefsten Pillow-Diabase durch Sedimentgesteine von *Gattendorfia*-Alter kein Zweifel bestehen.

Die Liegenden Alaunschiefer sind nur im N-Teil des Profils, am S-Portal des Kirschhofener Tunnels, aufgeschlossen (vgl. TRAUTWEIN & WITTEKINDT, 1960 S. 473 und Abb. 1); sie werden nach S zu von Pillow-Diabasen und Lagergängen körniger Intrusiv-Diabase unterlagert. Unter den Pillow-Diabasen und an der Oberkante einer Pillow-Lage sind, wie am N-Portal des Michelsberg-Tunnels, Tonschiefer und Kalksteine der hohen *Gattendorfia*-Stufe in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen.

Auch zwischen Kirschhofen und Guntersau wurden zusammen mit Deckdiabas Conodonten der *Gattendorfia*-Stufe gefunden. Es handelt sich um vereinzelte *Polygnathus pura* VOGES, die aus Kalkstein gewonnen wurden, der Adern und Zwickel von Pillow-Diabasen ausfüllte.

Zusammen mit den Pillow-Diabasen treten im Profil S Kirschhofen besonders über dem N-Portal des Michelsberg-Tunnels auch Diabas-Tuffe auf.

Im Profil S Kirschhofen liegt eine andere Schichtfolge im Grenzbereich Devon/Karbon vor als im N der Weilburger Mulde. Über dem durch tuffitische bis psammitische Sedimentgesteine vertretenen höchsten Oberdevon folgen in der *Gattendorfia*-Stufe tonige und kalkige Sedimentgesteine, denen Pillow-Laven des Deckdiabases eingelagert sind. Die Liegenden Alaunschiefer bleiben horizontbeständig und treten damit erst über den tiefsten Pillow-Diabasen auf; vermutlich bilden sie eine Einlagerung im Deckdiabas.

Von den meisten Bearbeitern der Lahn-Dill-Mulde werden die Pillow-Diabase des Mitteldevons bis Unterkarbons als submarine Erguß-Decken gedeutet; als Arbeitshypothese hat sich diese Deutung oft genug als brauchbar erwiesen, wenngleich sie verschiedentlich abgelehnt wurde (H. RICHTER, u. a. 1930; E. LEHMANN u. a. 1941). Auch in den beschriebenen Deckdiabas-Vorkommen von Ahausen und Kirschhofen bei Weilburg/L. ist diese Deutung anwendbar, besonders da Beobachtungen fehlen, die auf eine intrusive Natur der dortigen Pillow-Diabase schließen lassen. Somit ist — in Weiterführung der Deutung — zu vermuten, daß bei Kirschhofen die ersten Lava-Ergüsse des Deckdiabas-Vulkanismus in der jungen *Gattendorfia*-Zeit noch vor Ablagerung der Liegenden Alaunschiefer erfolgten und damit früher als in großen Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges, in denen die ältesten Deckdiabas-Pillow-Laven die Liegenden Alaunschiefer überlagern. Diese Verhältnisse im Profil S Kirschhofen dürfen jedoch nicht verallgemeinert und auf die ganze Weilburger Mulde angewandt werden; das zeigt der Vergleich mit der unterkarbonischen Schichtfolge bei Ahausen im N der Weilburger Mulde, wo die ältesten Pillow-Laven des Deckdiabases jünger sind als die Liegenden Alaunschiefer und der *Pericyclus*-Stufe angehören.

Ob ein Zusammenhang zwischen dem frühzeitigen Einsetzen des Deckdiabas-Vulkanismus bei Kirschhofen und dem dort besonders hervortretenden oberdevonischen Vulkanismus besteht, kann noch nicht entschieden werden.

Zusammenfassung

In Ergänzung und teilweiser Umdeutung einer Arbeit von TRAUTWEIN & WITTEKINDT 1960 wird aus der Weilburger Mulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge) eine vorläufige Mitteilung über oberdevonischen Vulkanismus gegeben und ein

hembergisches Roteisenstein-Lager beschrieben; ferner wird auf klastische Gesteine und Tuffite im hohen Oberdevon der südlichen Weilburger Mulde hingewiesen und anhand von Pillow-Diabasen versucht, das Einsetzen des Deckdiabas-Vulkanismus in der Weilburger Mulde zeitlich einzuordnen. Dabei zeigt sich, daß die ersten Deckdiabas-Ergüsse bei Kirschhofen, im S der Weilburger Mulde bereits in der *Gattendorfia*-Stufe, im N der Mulde (bei Ahausen) erst in der *Pericyclus*-Stufe erfolgten.

Schriftenverzeichnis

Ahlburg, J.: Geologische Karte von Preußen 1:25000, Lfg. **208**, Bl. Weilburg mit Erläuterungen. — 154 S., 7 Taf., 30 Abb., Berlin 1918.

Angenheister, G. & Dengler, H. & Hahn, A.: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 434—449, 8 Abb., Taf. 23, Wiesbaden 1959.

Dillmann, W.: Die „Gaudernbacher Schichten" auf Blatt Weilburg (Lahn). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (IV) **3**, S. 91—108, Taf. 16, Wiesbaden 1952.

— Ein Schurf im Kulm der Lahnmulde Blatt Weilburg/Lahn. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 154—159, 1 Abb., Wiesbaden 1952.

Hentschel, H. & Michels, F.: Geologisch-petrographische Exkursion in die Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 306—313, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1953.

Holzapfel, E.: Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1896. — Jb. königl. preuß. geol. L.-A., **17**, S. XXXVIII—XLVIII, Berlin 1897 [zitiert als S. 38–48].

Kegel, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **86**, 81 S., 6 Taf., 2 Abb., Berlin 1922.

— Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A., **53**, S. 937—946, Taf. 47, 48, 1 Abb., Berlin 1932.

Krebs, W., Dillenburger Tuffe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 140—152, Wiesbaden 1958.

— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 216—242, 3 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1960.

Lehmann, E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — 391 S., 167 Abb., 19 Tab., Wetzlar (Scharfes) 1941.

Lippert, H.-J.: Befahrung der Eisenerzgruben Neue Lust bei Nanzenbach und Königszug bei Oberscheld. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 304—305, Hannover 1953.

Mürriger, F.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Lahnmulde. — Ber. oberhess. Ges. Natur- Heilkde. Gießen, naturwiss. Abt., **15**, S. 108—165, 3 Taf., Gießen 1932.

Rabien, A.: Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 629—633, Hannover 1959.

Richter, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde. — Internat. Bergwirtsch. Bergtechn., **23**, S. 65—80, 85—101, 39 Abb., Halle/S. 1930.

Rietschel, S.: Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Weilburg/Lahn (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Diplomarbeit Frankfurt am Main (Manuskript) 1960.

Trautwein, H. & Wittekindt, H.: Ein Devon-Karbon-Profil bei Weilburg/Lahn und seine Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1960, S. 469—477, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1960.

Manuskript eingegangen am 2. 1. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 178—186 | 3 Abb. | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde im Bereich der Meßtischblätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen

Von

KARL WILHELM GEIB und OTTO ATZBACH Mainz

Mit 3 Abbildungen

Im Zusammenhang mit Neuaufnahmen auf den Kartenblättern Waldböckelheim und Stromberg, sowie Weinbergskartierungen des Geologischen Landesamtes von Rheinland-Pfalz in den Gemarkungen Wallhausen, Hergenfeld, Dorsheim, Rümmelsheim, Burglayen und Münster-Sarmsheim konnten am NW-Flügel der Nahemulde wesentliche Neuerkenntnisse hinsichtlich der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse des Rotliegenden dieses Gebietes gewonnen werden. Die Ergebnisse weichen in zahlreichen Punkten von älteren Darstellungen ab. So hat z. B. A. LEPPLA (1921) auf der geol. Karte Blatt Mainz, zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und den Höhenrücken von Gauchs- und Homberg, zwischen Allenfeld und Hergenfeld, lediglich einen schmalen Streifen mit oberen Kuseler Schichten eingezeichnet. Nach der gleichen Karte kommt das Unterrotliegende nordöstlich von Hergenfeld nur noch an einer einzigen Stelle, und zwar bei Burglayen, zu Tage (vgl. auch W. WAGNER & F. MICHELS 1930, Blatt Bingen-Rüdesheim 1:25000). BEYENBURG (1930), der das Blatt Stromberg etwa zur Hälfte kartiert hat, verzeichnet auf seiner Karte kein Unterrotliegendes.

I. Die Verbreitung des Unterrotliegenden (s. Abb. 1)

Am Westrand von Blatt Waldböckelheim (südl. Allenfeld) ist auf eine Erstreckung von ca. 1,2 km und mit einer Ausstrichbreite von ca. 500 m das gesamte Unterrotliegende aufgeschlossen. Bereits etwa 1 km östlich von Allenfeld grenzen die Waderner Schichten des Oberrotliegenden unmittelbar an die vordevonischen Gesteine des Schiefergebirges. Südwestlich von Argenschwang kommt das Unterrotliegende in zwei tiefeingeschnittenen Seitentälchen des Gräfenbaches mit geringer Ausstrichbreite zu Tage. In einem weiteren Seitentälchen des Gräfenbaches, ca. 750 m südöstlich von Argenschwang, befand sich die Kohlengrube Carolinenglück IV. Von hier aus läßt sich das Unterrotliegende in einem immer breiter werdenden Streifen bis in das Gräfenbachtal verfolgen. Dort ist am östlichen Talhang das ganze, aber in seiner

Mächtigkeit reduzierte und in sich gestörte Profil des Unterrotliegenden aufgeschlossen. Vom Gräfenbachtal bis ca. 800 m südöstlich von Hergenfeld verschmälert sich die Ausstrichbreite des Unterrotliegenden mehr und mehr und schließlich grenzt auch hier wieder das Oberrotliegende unmittelbar an das Vordevon.

Auf Blatt Stromberg war bisher kein Unterrotliegendes bekannt. Im Zusammenhang mit der Zusammenlegung in der Gemarkung Windesheim wurde nordwestlich der Ortslage, am Steilhang zum Guldenbachtal, ein neuer Feldweg angelegt. Dabei

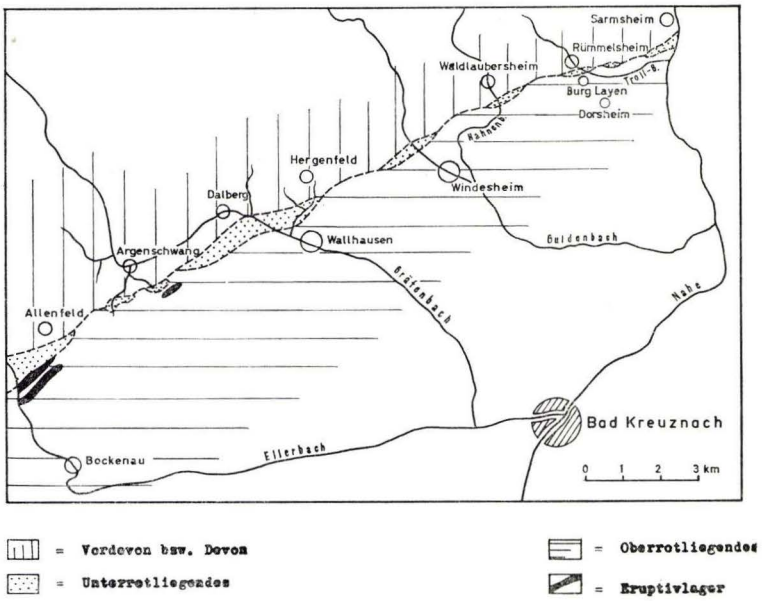


Abb. 1. Verbreitung des Unterrotliegenden am NW-Flügel der Nahemulde.

wurden mit einer Ausstrichbreite von nur ca. 150 m Gesteine des Unterrotliegenden angeschnitten. Auf der gegenüberliegenden Talseite des Guldenbaches konnte durch systematisches Abbohren die Fortsetzung dieses Streifens in den hier liegenden Weinbergsflächen weiterverfolgt werden. Wenige 100 m östlich des Guldenbachtales keilt dieser schmale Streifen mit Unterrotliegendem rasch aus. Zwar ist hier die Grenze Rotliegendes/Vordevon durch jüngere Ablagerungen weitgehend verhüllt, doch dürfen wir analog den Verhältnissen auf Blatt Waldböckelheim vermuten, daß hier wieder des Oberrotliegende unmittelbar bis an das Vordevon heranreicht.

Auf Blatt Bingen-Rüdesheim war bisher lediglich das Unterrotliegende aus dem Aufschluß bei Burglayen bekannt (vgl. W. Wagner, F. Michels 1930), Blatt Bingen-Rüdesheim). Im Sommer 1959 konnte jedoch bei der Weinbergskartierung das Unterrotliegende an vier weiteren Stellen nachgewiesen werden: Im Anschluß an Blatt Stromberg steht es am Fuße des Rosenberges, südöstlich Waldlaubersheim, an. In streichender Fortsetzung kann es auf dem Roten-Berg bei Burglayen, in einer Erstreckung von etwa 200 m bei einer Ausstrichbreite von 80 m, beobachtet werden.

Dieses Vorkommen ist die westliche Fortsetzung des schon bekannten Unterrotliegenden von Burglayen. In der Gemarkung Dorsheim tritt es am Honigberg auf, wo es in einer Wegeböschung zu erkennen ist.

Als letztes Vorkommen westlich der Nahe konnte das Unterrotliegende noch im Willbloch, einer kleinen Hangmulde des Mühlenberges bei Münster-Sarmsheim, nachgewiesen werden.

Abgesehen von den vorgenannten Aufschlüssen grenzt das Oberrotliegende überall unmittelbar an das Vordevon.

Aus der Verbreitung vorstehend aufgeführter Vorkommen von Unterrotliegendem am NW-Flügel der Nahemulde können wir demnach zusammenfassend folgende Aussage machen: Während westlich der Grenze von Blatt Waldböckelheim das gesamte Unterrotliegende relativ breit aufgeschlossen ist (vgl. H. FALKE 1949 und H. BANK 1953), tritt es im Bereich der Blätter Waldböckelheim, Stromberg und Bingen an den Talflanken der tiefeingeschnittenen Täler und Seitentäler von Ellerbach, Gräfenbach, Trollbach und Guldenbach nur noch „fensterartig" zu Tage. Auf den Höhenrücken zwischen diesen Tälern grenzt das Oberrotliegende unmittelbar an das Vordevon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges.

II. Stratigraphie des Unterrotliegenden

a) Gebiet südlich von Allenfeld (Blatt Waldböckelheim)

Wie schon erwähnt wurde, ist hier das gesamte Unterrotliegende, wenn auch in reduzierter Mächtigkeit, vertreten. An der Basis der Oberen Kuseler Schichten findet sich ein ca. 1–2 m mächtiger Rothorizont, wie er auch von H. FALKE (1949) und H. BANK (1953) vom Kartenblatt Pferdsfeld beschrieben worden ist. Über diesem Horizont folgen vorwiegend Konglomerate mit untergeordnet eingeschalteten Schiefertonen. Die Lebacher Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen. Ihre Schiefertone konnten jedoch mit dem Bohrstock nachgewiesen werden. Die Tholeyer Schichten stehen an der rechten Talflanke eines Seitentälchens des Ellerbaches an, und zwar in ihrer typischen Ausbildung (Arkosensandstein und konglomeratische Sandsteine).

b) Gebiet südlich von Argenschwang (Blatt Waldböckelheim)

Hier befand sich ehemals die Grube Carolinenglück IV, wo verschiedentlich, zuletzt 1912, Abbauversuche auf Kohle durchgeführt wurden. Vom Gräfenbachtal aus war damals ein Stollen durch die Grünschiefer und Phyllite des Vordevons am Südrand des Schiefergebirges bis in das Unterrotliegende angelegt worden. Nach Angaben des ehemaligen Schießmeisters (vgl. K. W. GEIB 1938) wurde bei der Anlage des Stollens, nachdem man ca. 500 m vordevonische Gesteine durchfahren hatte, folgendes Profil angetroffen: Im Liegenden grobe, grau-grünliche Konglomerate, darüber, etwa 1 m mächtig, schwarze Schiefertone mit Toneisensteingeoden; zum Hangenden hin folgten grobe Sandsteine und sandige Schiefer. – Abb. 2 zeigt das alte Streckenprofil des Stollens vom Gräfenbachtal und dem Schacht der Grube Carolinenglück.

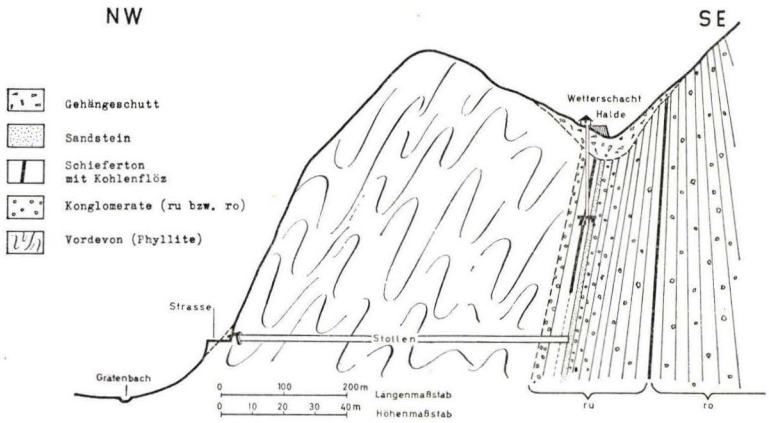


Abb. 2. Profil des NW-Randes der Nahemulde bei Argenschwang.

c) Gebiet nordwestlich von Wallhausen (Blatt Waldböckelheim)

Bei der Neuanlage von Weinbergswegen in der Gemarkung Wallhausen konnten an den Wegböschungen eine Reihe von guten Aufschlüssen des Unterrotliegenden aufgefunden werden.

An einer Stelle, und zwar an der rechten Talflanke des nach Hergenfeld führenden Tälchens, war auch die Grenze Rotliegendes/Vordevon aufgeschlossen. Dabei konnte die Beobachtung von A. Leppla (1924), daß das alte Gebirge dem Rotliegenden aufgeschoben ist, bestätigt werden.

Die oberen Kuseler Schichten beginnen auch hier mit dem schon vorher angeführten typischen Rothorizont. Es handelt sich um rötlich gefärbte Konglomerate von wechselnder Mächtigkeit (wenige Zentimeter bis 1 m), darüberfolgend 30 m graue Konglomerate und dann nachstehendes Profil:

Hangendes	8 m	Konglomerate
	2 m	Schiefertone
	10 m	Konglomerate
	2 m	sandige Schiefertone
	2 m	Konglomerate
	1— 2 m	dunkle, feinkörnige Schiefertone
	2— 3 m	Sandsteine
	20—30 m	Konglomerate mit vielen Kalkgeröllen
	18 m	Wechsellagerung sandiger Schiefertone, dunkler feinkörniger Schiefertone und dünnplattiger Sandsteine
	3 m	Konglomerate
	10 m	sandige Schiefertone
	5 m	Konglomerate
	3 m	feinkörnige Schiefertone
	5—10 m	sandige Schiefertone mit Anthracosien und Calamiten (eingeschaltet ist eine 5 cm mächtige, braunverwitterte Kalkbank)
Liegendes	30 m	Konglomerate

Die Lebacher Schichten

H. BANK (1953) läßt die Lebacher Schichten auf dem Nachbarblatt Pferdsfeld mit einer Rotzone, die von dem sogen. Kalkkonglomerat überlagert wird, beginnen. Ähnliches konnte auch in den Weinbergen nordwestlich Wallhausen beobachtet werden. Hier tritt im Hangenden der vorwiegend konglomeratisch ausgebildeten Kuseler Schichten eine Rotzone (rote Schiefertone und Konglomerate mit Kalkgeröllen) auf. Leider ist dieser Horizonzt wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse nicht auf eine größere Erstreckung zu verfolgen. Doch spricht die petrographische Ausbildung der gesamten Serie für eine Einstufung in die Lebacher Schichten.

Auf das Konglomerat mit den einzelnen Kalkgeröllen folgen dünnbankige Sandsteine, sandige Schiefertone und dunkle, feinkörnige Schiefertone in Wechsellagerung. Auf den Schichtflächen der Sandsteine kann man häufig Glimmerblättchen beobachten. Konglomerate konnten in den aufgeschlossenen Partien überhaupt nicht aufgefunden werden. Pflanzenhäcksel ist häufig.

An einer Stelle wurde im dunklen Schieferton u. a. *Lebachia piniformis* (SCHLOTH.) und Einzelblättchen von *Callipteris conferta* STERNB. gefunden. Bemerkenswert ist das Auftreten einer weiß-hellgrauen, tonsteinartigen Bank im hangenden Bereich der Lebacher Schichten.

Die Tholeyer Schichten

Im Sommer 1957 ließ die Straßenbauverwaltung an der Straße Wallhausen–Dalberg, ungefähr 1 km südöstlich der Wiesenmühle, eine Kurve verbreitern, wobei eine alte Weinbergsmauer abgetragen wurde. Folgendes Profil (in überkippter Lagerung) kam zum Vorschein:

3 m	rote Konglomerate (Waderner Schichten)	
0,40 m	grünes, toniges Konglomerat	
0,20 m	rote, konglomeratische Arkose	
0,15 m	roter Schieferton	
0,40 m	rötlich-graue Sandsteine mit Glimmerplättchen	
0,25 m	grau-grüne Arkose mit frischen Feldspäten	
1,40 m	graues, arkosiges Konglomerat	
0,30 m	weißgelbes, arkosiges Konglomerat	
0,25 m	weißgelbe Arkose	
1,60 m	konglomeratische Arkose bis Konglomerat	
0,15 m	Arkose mit wenigen Geröllen und kleinen Feldspäten	
0,90 m	graues, dunkles Konglomerat mit Manganflecken	
1,30 m	arkosiges Konglomerat	
0,15 m	grauweiße Arkose	
2,00 m	graues, dunkles Konglomerat	
0,90 m	grauweiße bis gelbe Arkose	
0,50 m	grauweißer bis gelblicher, arkosiger Sandstein	
0,40 m	helles, graugrünes, feinkörniges Konglomerat	
1.60 m	Konglomerat mit arkosiger, kalkiger Grundmasse	
1,00 m	Konglomerat mit arkosiger, kalkiger Grundmasse und groben Geröllen	
1,20 m	graues, sehr festes Konglomerat	
0,40 m	graubraunes Konglomerat	
0,90 m	graue dunkle, feinkörnige Schiefertone (ru 2)	Lebacher Schichten
8,00 m	graue, feinsandige Schiefertone (ru 2)	Lebacher Schichten

Das Profil zeigt einen neuen Wechsel in der Sedimentation. Auf eine Serie von grauen, sandigen Schiefertonen, dunklen feinkörnigen Schiefertonen und Sandsteinen folgen nun vorwiegend hellere und rötliche Konglomerate, konglomeratische Arkosen, Arkosen, Sandsteine. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beträgt an dieser Stelle nur ca. 12 m. Auf die geringe Mächtigkeit der Tholeyer Schichten auf dem Nachbarblatt Pferdsfeld hat bereits H. BANK (1953) hingewiesen. Er erwähnt außerdem, daß Schiefertone sehr stark zurücktreten. Darüber hinaus stimmen auch die anderen von H. BANK angeführten petrographischen Merkmale mit denen des obengenannten Profils sehr gut überein.

Auf feinkörnige, sandige Schiefertone und dunkle Schiefertone der liegenden Lebacher Schichten folgen grobe Konglomerate mit sehr gut gerundeten Geröllen, die sich in der Hauptsache aus Quarziten (etwa 80%) und Gangquarzen (15%) zusammensetzen. Der Rest besteht aus Grünschieferfragmenten und einigen Kieselschiefern. Erstmalig treten auch arkosige Konglomerate und Arkosen im Gesamtprofil auf. Frische Feldspäte können ab und zu als Komponente der Arkosen beobachtet werden.

Alle diese petrographischen Merkmale sprechen eindeutig für das Vorhandensein von Tholeyer Schichten in der Umgebung von Wallhausen.

d) Gebiet nordwestlich von Windesheim (Blatt Stromberg)

Hier ist über einem stark zersetzten Diabas des Schiefergebirges zunächst eine Wechselfolge von groben Konglomeraten und braungrünen Sandsteinen aufgeschlossen. In dem Konglomerat befinden sich bemerkenswert viele Kalkgerölle (bis über 30%). Im Hangenden folgen grüne und schwarze Schiefertone mit Toneisensteingeoden. Ob diese hangende Serie den Lebacher Schichten zugeordnetwerden kann, muß zunächst noch offen bleiben. Es dürfte aber im Vergleich mit Wallhausen wahrscheinlich sein, daß es sich bei diesen Schiefertonen um Lebacher Schichten handelt.

Die Grenze zu den bald darüber folgenden Waderner Schichten ist leider nicht aufgeschlossen, da sie von Gehängelehm verhüllt wird.

e) Waldlaubersheim (Blatt Bingen)

Im Taleinschnitt des Hahnenbaches treten am Südhang des Rosenberges bei Waldlaubersheim graubraune Konglomerate und graue, sandige Schiefertone auf. Auf Grund ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer Lagerungsverhältnisse (ähnlich wie in Wallhausen) können sie den Kuseler Schichten zugeordnet werden. In halber Höhe des Rosenberges stehen Hunsrückschiefer an. Da sich im Süden an den Rosenberg ein Wiesental anschließt, das mit Gehängelehm und z. Z. mit Lößlehm erfüllt ist, läßt sich das Unterrotliegende nicht weiter verfolgen. An der anderen Talflanke steht das Oberrotliegende an.

f) Vorkommen auf dem Roten-Berg, Gemarkung Rümmelsheim (Blatt Bingen)

Das kleine Vorkommen auf dem Roten-Berg bei Burglayen ist die westliche Fortsetzung des schon in den Erläuterungen zu Blatt Bingen-Rüdesheim erwähnten Unterrotliegenden von Burglayen. Im Taleinschnitt des Trollbaches kommt das

Unterrotliegende zum Vorschein. Nun gelang es auch, im Zuge der Weinbergskartierung seine westliche Fortsetzung nachzuweisen. Es handelt sich um graugrüne, sandige Schiefertone und Konglomerate mit gut gerundeten Komponenten. Die Grenze zu dem liegenden Hunsrückschiefer und dem hangenden Oberrotliegenden (Waderner Schichten) war bei der Kartierung gut zu fassen.

g) Vorkommen am Honigberg, Gemarkung Dorsheim (Blatt Bingen)

Die nächsten Aufschlüsse mit unterrotliegenden Sedimenten finden sich etwa 700 m nördlich von Dorsheim, in der Gewann im Hirschborn. Hier liegen in den Weinbergen gehäuft Lesesteine von graubraunen Konglomeraten, von braunen Sandschiefern und von dunklen Schiefertonen. Auch hier läßt sich mit dem Bohrstock die Grenze zum Devon recht gut erfassen.

h) Vorkommen am Mühlenberg, Gemarkung Münster-Sarmsheim (Blatt Bingen)

Ein letztes Vorkommen liegt schließlich an dem zur Nahe hin abfallenden Oberhang des Mühlenberges. Hier stehen in einer kleinen Hangmulde, mit etwa 100 m Ausstrichbreite, vorwiegend dunkle Schiefertone und graubraune Sandschiefer an. Konglomerate treten nur sehr untergeordnet auf. Nach Lesesteinen zu schließen, sind häufig Toneisensteinlagen eingeschaltet, so daß vermutlich hier auch Lebacher Schichten anstehen.

III. Das Oberrotliegende am Nordflügel der Nahemulde

Das Oberrotliegende beginnt nur im Westteil des Blattes Waldböckelheim mit dem sogen. Grenzlager. In dem ganzen Abschnitt östlich von Allenfeld fehlt das Grenzlager zwischen dem Unteren und dem Oberen Rotliegenden. Im liegenden Abschnitt der Waderner Schichten ist indessen ein weiteres Eruptivgesteinslager eingeschaltet, welches von dem Ellerbachtal bis in die Gegend südlich Allenfeld aufgeschlossen ist. Zwischen diesem Punkt und dem Raum südlich von Argenschwang konnte dieses Lager bis jetzt nicht weiter verfolgt werden. Lediglich südöstlich Argenschwang läßt es sich nochmals auf eine Erstreckung von etwa 300 m erkennen. Im übrigen soll hier auf die Waderner Schichten, die in der anderweitig schon genügend beschriebenen Normalfazies (grobe, rotgefärbte Konglomerate) vorliegen, nicht eingegangen werden.

IV. Die Tektonik

Einen ersten Hinweis auf die tektonischen Verhältnisse am NW-Rand der Nahemulde vor dem Soonwald gibt A. LEPPLA (1924). Er hatte in dem damals noch zugängigen Stollen der Grube Carolinenglück die Feststellung gemacht, daß hier die vordevonischen Taunusgesteine (graue Phyllite) mit einer streichenden Störung an das Rotliegende der Nahemulde grenzen. Daraus folgert er: „Das alte Gebirge ist hier also anscheinend auf das steilgestellte Unterrotliegende aufgeschoben, ein Vorgang, der sich am Südrand des Kohlengebirges an der Saar, am sogen. südlichen Hauptsprung wiederholt." (s. Abb. 2).

Auch bei Wallhausen konnte die von A. Leppla festgestellte Überschiebung nochmals beobachtet werden, und zwar an der rechten Talflanke eines von Hergenfeld zum Gräfenbachtal hinabführenden Seitentälchens. An einem neuangelegten Weinbergweg sind in der Wegeböschung zuunterst grobe Konglomerate aufgeschlossen, die von grauen Phylitten überlagert werden. Diese ungewöhnliche Lagerung läßt sich nur durch eine Überschiebung erklären.

Normalerweise fällt das Unterrotliegende am NW-Flügel der Nahemulde flach nach SO ein (z. B. im Gaulsbachtal nördl. von Langenthal, Blatt Pferdsfeld). An den neuen Weinbergswegen der Gemarkung Wallhausen konnte an den verschiedensten Stellen das Einfallen der Schichtung genau gemessen werden. Nahe der Überschiebung fallen die Schichten wie in der Grube Carolinenglück IV steil mit 80° nach NW ein. Bei Wallhausen zeigen das gesamte Unterrotliegende und – was besonders bemerkenswert ist – auch die Waderner Schichten des Oberrotliegenden dieses Einfallen (75°nach NW). Am Südhang des Johannisberges, unmittelbar bei Wallhausen, fallen letztere bereits mit 80° nach SO ein. Von hier wird das Einfallen der Schichten in südöstlicher Richtung immer flacher, so daß kurz unterhalb von Wallhausen der Einfallwinkel nur noch etwa 30° nach SO beträgt. Allem Anschein nach liegt hier eine Mulde, deren Achse nach S einfällt. Etwa in der Mitte zwischen Wallhausen und Gutenberg läßt sich das normale Einfallen in Richtung auf die Mitte der Nahemulde erkennen. Es sei ausdrücklich betont, daß hier bei Wallhausen und an vielen anderen Stellen am Nordrand der Nahemulde, wo wir die Aufeinanderfolge Unter-Oberrotliegendes aufgeschlossen haben, keine Diskordanz zwischen den beiden Abteilungen zu erkennen ist. Die saalische Diskordanz (Stille 1924) konnte bisher lediglich in der Umrahmung der Porphyrmassive des Saar-Nahegebietes beobachtet werden. Es dürfte sich dabei demnach mehr um eine intrusionstektonische Diskordanz handeln,

Auch bei Windesheim, wo indessen die Aufschlußverhältnisse nicht so günstig sind wie bei Wallhausen, konnte beobachtet werden, daß nahe der Grenze zum Vordevon die Schichtung steil mit 80° nach NW einfällt. Am Südhang des Schanzenhübels bei Windesheim (Blatt Stromberg) fallen dagegen die Waderner Schichten bereits mit ca. 80° nach SO zur Nahemulde ein. Weiter talabwärts verringert sich das Einfallen ohne erkennbare Diskordanz mehr und mehr.

Auch bei Burglayen (W. Wagner & F. Michels 1930) fallen die Schichten in der Nähe des alten Gebirges steil mit 80° nach NW ein.

Wie bereits vorher bemerkt wurde, liegt zwischen dem Unterrotliegenden und dem Oberrotliegenden am Nordrand der Nahemulde keine erkennbare Diskordanz. Da die liegenden Teile der Waderner Schichten in die Überkippung miteinbezogen sind, können diese Bewegungen erst nach deren Ablagerung erfolgt sein. Diese Vorgänge, welche sich ohne Zweifel noch in das Oberrotliegende hinein weiter fortsetzen, wurden zum Hangenden hin mehr und mehr durch die zunehmende Sedimentation kompensiert, so daß sich zur Muldenachse hin der Einfallwinkel mehr und mehr verringert und eine meßbare Diskordanz nicht vorhanden ist. Wie schon A. Born (1921) feststellte, erfuhr der Sedimentationsraum des Rotliegenden im Oberrotliegenden eine gewaltige Erweiterung; damit hängt es u. E. zusammen, daß die hangenderen Teile der Waderner Schichten mehr und mehr auf das alte Gebirge übergreifen. In Abb. 3 wird versucht, in schematischer Sicht diese Verhältnisse darzustellen. Es ist bekannt,

daß sich mit dem Oberrotliegenden im Bereich der Nahemulde ein nach NO gerichtetes Achsengefälle herausbildete (K. W. GEIB 1938). Damit hängt es auch eng zusammen, daß die Ausstrichbreite der Unterrotliegendstreifen am Rande des Untersuchungsgebietes in NO-Richtung mehr und mehr abnimmt und nur an den Talflanken der tiefer eingeschnittenen Nebentäler der Nahe und ihrer Zubringer „fensterartig" zu Tage tritt. Lediglich der Streifen bei Wallhausen fällt hinsichtlich seiner Größe etwas aus dem Rahmen der übrigen Vorkommen. Dies kommt aber ohne Zweifel daher, daß hier der Gräfenbach auf eine längere Erstreckung im Streichen der Schichten fließt und dadurch stärker ausgeräumt hat.

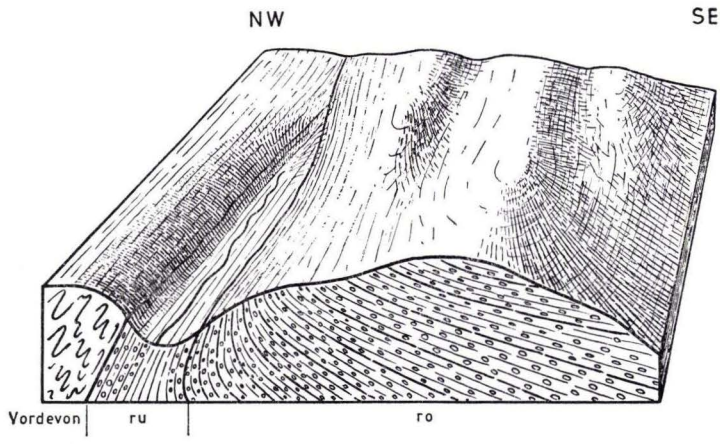


Abb. 3. Blockbild des NW-Flügels der Nahemulde.

Schriftenverzeichnis

ATZBACH, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der Umgebung von Wallhausen auf Kartenblatt Waldböckelheim (6112). — Dipl.-Arbeit, Mainz 1959.

BANK, H.: Tektonisch-stratigraphische Untersuchungen auf dem Nordflügel der Nahemulde. — Dissert. Mainz 1953.

BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtales im östlichen Hunsrück. Jb. preuß. geol. L.-A., **51**, S. 417—461, Berlin 1930.

BORN, A.: Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. — Abh. senck. naturforsch. Ges., **37**, 4, S. 505—583, Frankfurt a. M. 1921.

Falke, H.: Spezialtektonik am Nordrand der Nahemulde. Z. deutsch. geol. Ges., **101**, S. 59—69, Hannover 1949.

GEIB, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereich des Kartenblattes Waldböckelheim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-A., (V) **19**, S. 71—191, Darmstadt 1938.

LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 1—88, Berlin 1925.

STILLE, H.: Grundlagen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

WAGNER, W. und MICHELS, F.: Erläuterungen zur geol. Karte von Hessen, Blatt Bingen-Rüdesheim, Darmstadt 1930.

Manuskript eingegangen am 4. 1. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 187—202 | 4 Abb. | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel – Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkungen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung

Von

EGON BACKHAUS, Darmstadt

Mit 4 Abbildungen

In dem bislang für fossilfrei geltenden Zechsteindolomit des mittleren und nördlichen Odenwaldes wurden vom Verfasser im Frühjahr 1960 nach Wiederaufnahme des Steinbruchbetriebes erste Abdrücke von Muscheln gefunden. Die systematische Bearbeitung ergab dann größeren Fossilreichtum. — Die stratigraphische und tektonische Situation der Lagerstätte wird erörtert, eine Korrelation mit den Zechsteinablagerungen des Spessarts und der Wetterau durchgeführt und ein Anschluß an die zyklische Gliederung der Salinarfazies des Beckens herzustellen versucht.

Einleitung

Als größtes zutagetretendes Zechsteinvorkommen des Odenwaldes wurde das zwischen den Gemeinden Hummetroth–Forstel und Ober Kinzig gelegene Gebiet von CHELIUS (1897) auf dem Blatt Brensbach (6219) auskartiert. Ältere Fossilfunde in den tieferen Lagen des Steinbruchs Ober Kinzig zieht CHELIUS in den Erläuterungen in Zweifel, nennt aber später (nach 1899) in seinem Odenwald-Führer Kinzig als Fundpunkt von *Schizodus*, *Gervillia* und *Aucella*. Bereits WISSMANN (1839, S. 419) hatte den Dolomit „an Stylolithen überreich, aber ohne (? andere) Petrefakten" beschrieben und von sog. „Eisenkieseln" (S. 420) gesagt: „Sie finden sich nicht anstehend, sondern in vielen grossen Blöcken zerstreut bei Stift Neuburg unweit Heidelberg und bei Oberkinzig auf der Wasserscheide der Mümling und Gersprenz, und führen Bivalvenabdrücke".

Im südlichen Odenwald (Bl. Heidelberg und Beerfelden) führen BENECKE und COHEN (1881, S. 282—293) *Schizodus truncatus* KING, *Sch. schlotheimi* GEINITZ, *Gervillia antiqua* MÜNSTER, *Aucella hausmanni* GOLDF., *Arca striata* SCHLOTH. und *Pleurophorus sp.* bzw. *costatus* BROWN an, während SALOMON (1903, S. 420) im oberen Zechstein von Eberbach/Neckar (Bl. Eberbach) *Leda speluncaria* GEINITZ, *Schizodus obscurus* SOW. und *Astarte vallisneriana* KING fand.

Fossilfundstellen im Dolomit des Spessart sind ebenso selten. Die Lokalitäten von BÜCKING (1892, S. 136, 140, 141, 146—148) u. a. konnten von WEIDMANN (1929,

Abb. 8) in wenigen Fällen wiedergefunden und in seltenen Fällen vermehrt werden. Erst im Raume Gelnhausen – Büdingen (genauer Lieblos – Haingründau) steigen die Mächtigkeiten des Zechstein stärker an, und es ändert sich die Fazies in die bekannten fossilreichen Tone, Mergel und Kalke der Wetterau.

Während auf den geologischen Karten des Odenwaldes der Zechstein ungegliedert bleibt, gibt H. L. F. MEYER [-HARRASSOWITZ] (1913b, S. 747) an, daß die durch

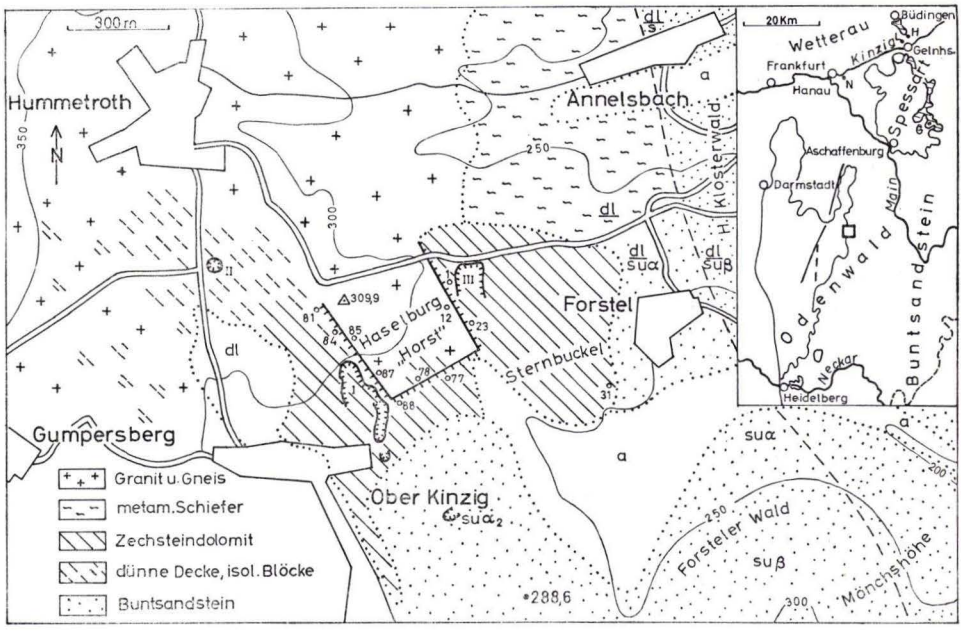


Abb. 1. Geologische Übersichtsskizze des Gebietes von Forstel-Hummetroth-Ober Kinzig (im NE-Teil des Bl. Brensbach) nach der geol. Karte von CHELIUS (1897) und eigenen Ergebnissen, nebst regionaler Übersichtskarte.

I. Alte Dolomitbrüche von Ober Kinzig, II. Steinbruch Gumpersberger Abzweig (s. Abb. 2), III. Dolomitbruch Forstel. su, dl, a = Unt. Buntsandstein, Löß, Alluvium, usw. In der Übersichtskarte: □ Arbeitsgebiet; H = Haingründau, L = Lieblos, G = Gräfenberg, N = Niederrodenbach.

Dolomite vertretene Schichtfolge im Spessart und im Odenwald von „zu" oberhalb des Kupferschiefers bis an den „zo_3", an die Basis der von ihm überall nachgewiesenen roten Schieferletten, reicht (s. Abb. 4). Die (1913a, S. 103) geäußerte Ansicht, daß der Dolomit des Odenwaldes nur dem Plattendolomit bzw. der Rauchwacke (zo_2) der Wetterau entspricht und somit der Zechstein im Odenwald und im Spessart erst im Oberen Zechstein transgrediert, hatte MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913b) nach genaueren Studien bereits im selben Jahre fallen lassen.

Die in früherer Zeit im Abbau befindlichen Brüche von Forstel und Ober Kinzig wurden zwischen den Kriegen stillgelegt, da die Kalkbrennerei nicht mehr rentabel war. Inzwischen wurde die Materialgewinnung für andere Zwecke wieder aufgenommen, nachdem das Gelände unter geologischer Beratung von Oberregierungsgeol. a. D. Prof. Dr. BURRE in der Gemarkung Forstel durch nahezu 100 Schürfbohrungen bis zu max. 20 m unter Flur erkundet worden war. Für das mir von der Firma erwiesene freundliche Entgegen-

kommen, das Gutachten, die Bohrergebnisse und -proben einsehen und geologisch auswerten zu dürfen sowie den Betrieb jederzeit betreten zu können, sei hier besonders gedankt.

Lokalstratigraphie und Fossilführung

Im Nordosten des Blattes Brensbach (geol. Brensbach-Böllstein) liegen die Orte Hummetroth im N — Forstel im E und Ober Kinzig im S einer schon von Chelius (1897) ausgeschiedenen Zechsteindolomitablagerung (s. Abb. 1). Im südlichen Teil

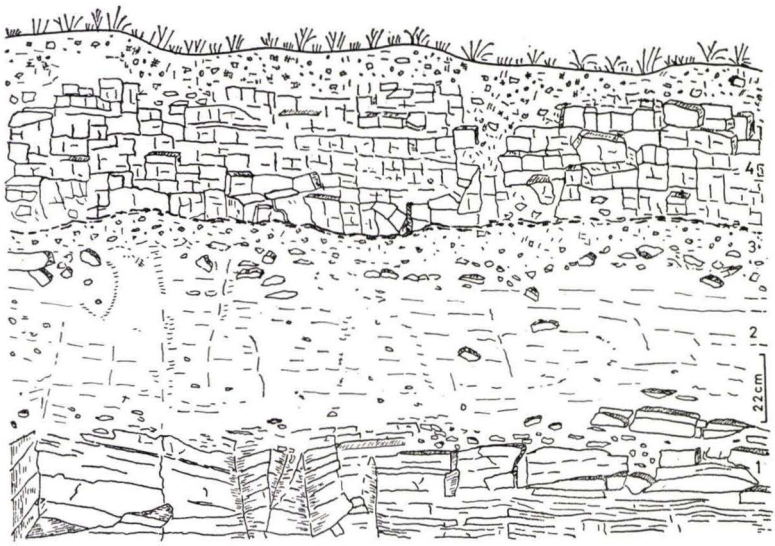


Abb. 2. Transgression des Zechsteindolomits auf „Granitgneis" der Böllsteiner Kuppel. Steinbruch am Abzweig Gumpersberg östlich der Straße Hummetroth–Ober Kinzig (r 3495730; h 5515470). Erl. im Text S. 189.

des Blattes waren die hier überall zwischen Unterem Buntsandstein und Grundgebirge bzw. Rotliegend auftretenden Zechsteinvorkommen durch den Abbau der Manganerze (z. B. Morsberg bei Bockenrod) bekannt.

Im Gebiet von Hummetroth – Forstel hat die Erosion eine größere Fläche nahezu freigelegt und teilweise sogar ausgeräumt. Dieses Zechsteinvorkommen liegt am Ostrand des von Von Bubnoff (1922 u. 1926) herausgestellten „Granitgneises" der Böllsteiner Kuppel. Die „Granitgneise" bzw. „jüngeren, streifigen Granite" der geol. Karte treten in einem kleinen Aufschluß (r. 3495730; h. 5515470) ostwärts des Abzweigs Gumpersberg an der Straße Hummetroth–Ober Kinzig zutage. Die Schieferungsflächen streichen allgemein — abgesehen von kleineren Spezialfältelungen — 154—160° und fallen mit 31—35° nach E ein. Das vorherrschende Kluftsystem streicht 115—125° und 23—35°.

In diesem kleinen Steinbruch (s. Abb. 2) liegt zuunterst der durch die Schieferung l agig abgesonderte „Granitgneis" (1), dessen Schieferungsflächen nach oben undeutlicher werden (2); das obere Gestein erscheint als richtungsloskörniger „Granit", der

zusätzlich gebleicht ist, vor allem sind die Feldspäte weitgehend kaolinisiert (3). Es folgt darüber Zechstein (4) nahezu ohne Aufarbeitungshorizont.

Im Dolomitbruch Forstel (r. 3496500; h. 5515350), südlich der Straße Höchst i. Odenw.–Hummetroth, von dem die Bearbeitung ausging, war im Oktober/November das Liegende angeschnitten (s. auch Abb. 3).

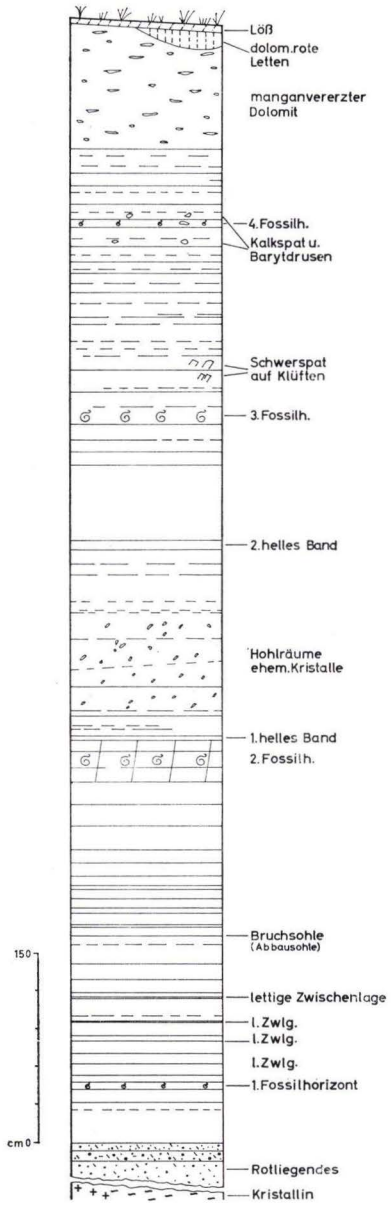


Abb. 3. Profil der Ostwand (etwa Bruchmitte) des Zechsteindolomitbruches Forstel (r 3496500; h 5515350).

Es lagen unter der ersten festen Kalkbank:

6 cm schluffiger, feinsandiger Mittelsand, schwach kalkhaltig, grau bis gelblich;

8 cm schwach schluffiger, fein- und grobsandiger Mittelsand, leicht verfestigt, vorwiegend aus ungerundeten Quarzkörnern bestehend, lagig und nesterweise gefärbt, gelb-grau-schwarz-violett;

> 30 cm schluffig, feinsandiger Mittelsand, vorwiegend wenig gerundete Quarzkörner, selten kaolinisierte Feldspäte, kaum Glimmer u. a., vorwiegend violett, stellenweise gelbgrau, nach unten zunehmend verfestigt und stärkerer Kaolingehalt.

Dieses Material muß als Rotliegend angesprochen werden, ohne daß ein Versuch zu einer Parallelisierung oder genaueren stratigraphischen Einstufung vorgenommen werden soll. Es kann aber als sicher gelten, daß das vorliegende Material vom benachbarten Kristallin herrührt, wie es im kleinen Bruch am Gumpersberger Abzweig aufgeschlossen ist und bei Hummetroth zutage tritt. Das Rotliegende füllt nur mehr oder weniger kleine Senken aus, ja zum Teil stellt es nur stärker zersetztes Grundgebirge dar, zumal das bei den Bohrungen angefallene Gesteinsmehl größtenteils granitischer Zusammensetzung ist.

Der Zechstein transgrediert mit seinem Dolomit auf diesen Untergrund ohne Aufarbeitung und ohne Ausbildung eines Konglomerats (s. Abb. 3). Der Kupferschiefer bzw. der ihn schon im Spessart vertretende Kupferletten fehlt. Es ist auch kein Horizont zu erkennen, der diesen Schichtgliedern äquivalent sein könnte.

Nach dem ersten überraschenden Fund eines Muschelabdruckes durch den Verfasser wurde die gesamte Steinbruchwand systematisch durchgeklopft. Es ergab sich dann bald der Herkunftshorizont des ersten Abdrucks aus dem im Profil (Abb. 3) eingetragenen 2. Fossilhorizont, der auch gleichzeitig Haupthorizont ist. Sein Fossilreichtum konnte in

der 18—20 cm, teilweise bis 25 cm starken Zone — zwar in geringfügig wechselnder Häufigkeit — an der ganzen etwa 80 m langen N-S-Wand im Osten und auch an der etwa 25 m langen E-W-Wand im Süden festgestellt werden.

Dieser Hauptfossilhorizont — 3 Bänke von 11, 12 und 9 cm (oben), wobei die mittlere 12-cm-Bank im wesentlichen von 8—12 cm die Fossilien beinhaltet — wird im Bruch nach oben durch eine etwas mergelige, abbröckelnde Schicht, die an der trockenen, angewitterten Wand als helles Band[3]) hervortritt, abgeschlossen und insgesamt durch eine besonders engstehende Klüftung sichtbar.

Allerdings war nur ein Teil der Muschelfauna mit der gewölbten Schalenseite nach oben — wie es im Spessart die Regel zu sein scheint (s. auch WEIDMANN, 1929, S. 19) — eingebettet. Ein ebenso großer Anteil lag mit der gewölbten Schalenseite nahezu nach unten gedreht, während stellenweise mehr als 60% nahezu senkrecht im Sediment steckte. Bei der letzten Gruppe herrschten die Individuen vor, die mit dem Wirbel nach unten zeigten.

Diese Einbettung der Fossilien läßt sich aus dem Sediment und seiner Entstehung verstehen. MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913b) betrachtete das Sediment als einen „Sapropeldolomit", einen feinen Schlamm. In diesem feinkörnigen, weichen Schlick kann es leicht, zumal in unmittelbarer Küstennähe (s. S. 194) bei schwacher Wasserbewegung, zur Bildung von Prielen und zu subaquatischen Rutschungen kommen. Diese leichten Bewegungen im Sediment bedingten die Umlagerung des Schalenmaterials, die möglicherweise auch viel Feinschaliges noch zerstört haben mag. Auch führten diese Umlagerungen dazu, daß die Fossilien gelegentlich (wie z. B. bei der 35-m-Marke) über 25 cm Schichtstärke in größerer Zahl auftreten und dagegen an anderen Punkten (z. B. zwischen 50 und 55 m) seltener zu finden sind. Die Verteilung innerhalb dieser Zone über den gesamten Bruchbereich schließt aber die Deutung als gelegentliche Fossillinse aus.

In dem Hauptfossilhorizont kamen auf 5 cm³ Sediment teilweise bis zu 30 Exemplare. Da es sich nur um ein mit teilweise braunschwarzem Manganüberzug vorliegendes Steinkernmaterial — mit skulptierten Schalen erhaltenes Material fand ich erst im Spessart — handelt, kann nicht mehr als eine listenmäßige Aufstellung gegeben werden. Die geringe Zahl bestimmbarer Arten spricht nicht allein für den schlechten Erhaltungszustand, sondern auch einfach für die Artenarmut, die in einem solchen Sediment zu erwarten ist.

Im einzelnen können folgende Fossilien aus dem Haupthorizont angeführt werden[1]):

Schizodus schlotheimi (GEINITZ)	(++)
Schizodus obscurus (SOW.)	(++)
Bakewellia ceratophaga (SCHLOTH.)	(++)
Bakewellia antiqua (MÜNSTER)	(+++)
Liebea hausmanni (GOLDFUSZ)	(+)
Leda speluncaria GEINITZ	(++)
Nucula beyrichia V. SCHAUROTH	(++)
Pleurophorus costatus (BROWN)	(++)
Parallelodon striatus (SCHLOTH.)	(+)
Janeia biarmica (VERN.)	( )
Laevidentalium speyeri (GEINITZ)	( )

[1] ( ) selten; (+) wenige; (++) häufig; (+++) sehr häufig.

Ein anderer Fossilhorizont findet sich im Bruch Forstel 42 cm über der Basis in einer 5,5 cm mächtigen Bank. Diese untere Fossilbank ist durchweg schwach eingekieselt, so daß die Steinkerne besser erhalten sind. Auch lassen sich in dieser Zone häufiger Hohlräume von Gastropoden erkennen.

Es konnten darin folgende Lamellibranchiaten erkannt werden[2]):

Schizodus sp.	( )
Bakewellia ceratophaga (SCHLOTH.)	(+)
Bakewellia antiqua (MÜNSTER)	(+++)
Liebea hausmanni (GOLDFUSZ)	(+++)
Leda speluncaria GEINITZ	(++)
Parallelodon striatus (SCHLOTH.)	( )
Pseudomonotis speluncaria (SCHLOTH.)	(+)

Die Beständigkeit dieses Horizontes wird ersichtlich, obwohl er im Steinbruch wenig aufgeschlossen ist, durch den auf Abb. 2 dargestellten Steinbruch am Abzweig Gumpersberg. 40 cm über der Transgressionsfläche findet man ihn dort mit größerem Individuenreichtum wieder (s. auch S. 196, Niederrodenbach). Die mit Hilfe der Bohrungen ermittelten Streichlinien der Basis des Zechsteins (s. a. S. 195) sagen aus, daß in diesem Bereich die Transgressionsfläche gerade von der Erosion angeschnitten ist.

Sollte es sich bei den von CHELIUS (1897, S. 35) in den Erläuterungen angezweifelten Funden doch um Zechsteinfossilien aus den unteren Partien des Ober Kinzinger Steinbruchs handeln, so sind es sicher Formen aus diesem Horizont; auch dürften solche Funde der Bemerkung im geologischen Führer durch den Odenwald zugrunde liegen. Ebenfalls läßt sich die Notiz von WISSMANN (1839, S. 420) durch diesen wiedergefundenen Horizont verstehen, denn bei Begehungen zwischen Hummetroth und Gumpersberg stößt man allenthalben auf stark eingekieselte, isolierte — kaum noch als Zechstein zu erkennende — Blöcke oder auf eine ganz dünne Lage von Dolomit.

Die Höhendifferenz zwischen diesen beiden Fossilhorizonten beträgt im Forsteler Steinbruch 2,7 m. Unterhalb des 2. oder Hauptfossilhorizontes beginnt die Bankung etwas massiger zu werden. Dieser Zustand läßt sich bis nahe an die Oberfläche verfolgen, wo das stärkere Abplatten durch die Verwitterung von oben her bedingt wird.

Wiederum 2,7 m über dem 2. Horizont tritt im Bruch ein 3. Fossilhorizont (s. Abb. 3) auf. Zwischen beiden Fossilbänken liegt ein 2. helles, mergeliges Leitband[3]). Da der Mn-Gehalt in diesen Lagen nicht so stark ist und der Gesamthabitus des Gesteins etwas mergeliger zu sein scheint, sind diese Steinkerne etwas leichter zu

---

[2]) ( ) selten; (+) wenige; (++) häufig; (+++) sehr häufig.

[3]) Frau Dr. VALETON, Hamburg, war so freundlich, beide hellen Mergelbänder petrographisch zu untersuchen. Danach liegt der Tongehalt zwischen 35 und 50, der Schluffanteil zwischen 46 und 58%. Im verbleibenden Feinsand herrscht Biotit/Chlorit neben Quarz Muskovit vor. Feldspäte sind selten. Gneisgerölle, Holzreste (?) und Schwerminerallen treten nur in Spuren auf. Der Ton/Schluff-Anteil setzt sich aus dioktaedrischem Illit, Kaolin und Quarz zusammen. Der hohe Glimmeranteil mit Biotitvormacht und die Zusammensetzung des klastischen Tonanteils weisen auf die Herkunft von einem recht nahen Festland mit Kaolinverwitterung hin. Der auf Seite 194 (s. a. Abb. 1) beschriebene, mitten im Zechstein liegende Haselburg „Horst" kommt als Liefergebiet zuerst in Betracht.

bergen; dennoch steht die Zahl der gefundenen Individuen zum Haupthorizont im Verhältnis 1:20. Daher läßt sich dieser Horizont nicht so konstant im Bruch verfolgen, sondern erhält eher den Charakter von mehreren kleinen Linsen. In diesem Zwischenabschnitt wurden auch sehr vereinzelt Steinkerne gefunden.

An Fauna konnte aus diesem 3. Horizont geborgen werden:[4])

	Schizodus schlotheimi (GEINITZ)	(++)
	Bakewellia antiqua (MÜNSTER)	(++)
	Liebea hausmanni (GOLDFUSZ)	( )
	Leda speluncaria GEINITZ	(+)
	Pleurophorus costatus (BROWN)	( )
?	*Aviculopinna prisca* MÜNSTER	( )
	Omphaloptycha sp.	( )

Der Dolomit enthält in diesem Zwischenabschnitt zahlreiche kleine Spalten, die von ursprünglichen Kristallnadeln herrühren könnten. Auf Spaltflächen wurden an einigen Stellen ein Malachitanflug festgestellt.

An den oberen noch im festen Verband befindlichen Platten (ungef. 1 m unter Oberfläche und 1,5 m über Fossilhorizont 3) sei auf eine größere Zahl an regellosen bis zu 3 cm messenden Drusen hingewiesen (s. S. 199); sie sind durch Kalkspat ausgefüllt, auch kommt Baryt häufig vor, der sich mehrfach auf Klüften im Bruch fand.

In dieser Dolomitbank wurde ein 4. Fossilhorizont bemerkt, der zwar nur wenige Individuen (s. S. 198) enthält, aber im Gegensatz zu den anderen Horizonten sind die darin enthaltenen Formen relativ groß.

Es waren darin zu bestimmen:[4])

Schizodus truncatus KING	(++)
Leda speluncaria GEINITZ	(++)
Pleurophorus costatus (BROWN)	(++)

Mikrofossilien (Foraminiferen, Ostracoden, Conodonten, Scolecodonten) wurden in keiner der aus dem Dolomit aufbereiteten Proben gewonnen. Brachiopoden konnten in keinem der Horizonte mit Sicherheit festgestellt werden.

Die Oberflächenverwitterung hat im Durchschnitt zu einer Veraschung des Dolomits bis zu einer Tiefe von 0,7—1,2 m geführt. Wenn stellenweise die Veraschung über 2 m, ja sogar 4—6 m beträgt, so ist dies meist am Rande der durch die Erosion bereits angenagten Lagerstätte der Fall. Die chemische Zusammensetzung hat sich dabei nach Aussage der Analysen nicht verändert.

Einen sicheren Abschluß des Lagers nach oben haben wir mit der 10 m-Mächtigkeit im Kalkbruch Forstel nicht erreicht; zumal durch die Bohrungen an wenigen Stellen bis zu 12,5 m Dolomit angetroffen wurden.

Die oberflächennahen 1—2 m starken Partien des Dolomits sind im Bruch öfter stärker manganvererzt. In Ober Kinzig sind im Dolomit manganerzführende Schlotten aufgeschlossen. Mitunter liegt das Erz unter Ausfall von Dolomit auf Rotliegend oder Kristallin (so z. B. Bohrung 31 SE Forstel) — s. auch die Profile in den Erläuterungen zu Blatt Brensbach-Böllstein —. Rote Letten des „zo" liegen gelegentlich in Schlotten neben, meist normal über dem Manganerz; teilweise sind beide auf

[4]) ( ) selten; (+) wenige; (++) häufig; (+++) sehr häufig.

Klüften bis auf die Basis des Bruches hinabgedrungen. Diese über dem Dolomit lagernden roten Letten wurden allgemein als Bröckelschiefer angesehen. H. L. F. MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913b, S. 743) stellte aber fest, daß es Letten des „oberen Zechsteins" seien, die hier im Odenwald selten als solche erkannt worden waren. Wegen des darin vielfach festzustellenden Dolomitgehaltes möchten auch wir diese roten bis rotbraunen, bröckeligen Letten dem „oberen" Zechstein zurechnen.

An einigen Stellen wird die gesamte Schichtfolge von Löß bedeckt.

Seit alters bekannt sind die Aufschlüsse bei Ober Kinzig, im Südwestteil unseres Betrachtungsgebietes (s. Abb. 1). In diesem Feld wurde in nordwestlicher (zutagetretender) und ost-südöstlicher (unter entsprechender Buntsandsteinbedeckung) Fortsetzung die Basis des Zechsteins — bei Voraussetzung gleichen Fallens und Streichens — in derselben Höhenlage angetroffen wie im Raum westlich Forstel. Der Ausbiß läßt sich hier besonders schön durch den Aufschluß am Gumpersberger Abzweig (Abb. 2), durch die dünne Lesesteindecke südlich Hummetroth sowie durch die „Eisenkiesel" zwischen H. und Gumpersberg belegen. — Diese von WISSMANN (1839, S. 420) auf der Wasserscheide zwischen Mümling und Gersprenz gefundenen „Eisenkiesel" sind lediglich die Reste der unteren Zechsteinlagen, die durch die starke sekundäre Einkieselung (man rechnet allgemein mit Thermalquellen) von Verwitterung bewahrt wurden.

Etwa 50 m westlich des im Abbau befindlichen Bruches westl. Forstel durchörterten die Bohrungen bis zur Tiefe, in der bereits die Basis des Dolomits zu erwarten gewesen wäre, nur Lehm und Letten (Abraum). Noch weiter westlich traf man nur Grundgebirgszersatz bzw. Grundgebirge an. Im Bereich der alten römischen Niederlassung Haselburg (309,9 m) tritt bereits unter 300 m Kristallin zutage. Westlich der Haselburg wiederholt sich dieser Aufbau spiegelbildlich bis in den Raum zwischen Ober Kinziger Kalkbrüche und dem Steinbruch am Gumpersberger Abzweig (dazu Abb. 1).

Daraus ergibt sich zwischen diesen beiden Teilfeldern (Forstel und Ober Kinzig) im Bereich der Haselburg ein „Horst", dessen Begrenzungslinien — durch die Bohrungen (z. B. 1, 23, 81, 84 mit Dolomit; 12, 85—87 u. a. ohne Dolomit) ausgewiesen — eggisch gerichtet sind. Die Bohrungen 88 und 77 im Süden bzw. Südosten der Haselburg weisen wieder normale Dolomitlagerung und -mächtigkeit auf, während die Bohrung 78, etwas nördlicher gelegen, bis 3 m unter Oberfläche Zechstein erbohrte und nachdem sie weitere 5 m im Grundgebirge vorangetrieben, abgebrochen wurde.

Südlich dieser durch die 3 Bohrungen aufgezeichneten etwa erzgebirgisch verlaufenden Linie lassen sich die beiden Teillager verbinden. Hieraus läßt sich schließen, daß dieser Abbruch präzechstein ist, denn weder im Dolomit östlich und westlich des Horstes noch im Zechstein und Buntsandstein im Südosten sind diese Begrenzungslinien zu beobachten oder weiter zu verfolgen. Im Dolomitbruch von Forstel herrscht die 117° Kluftrichtung mit einem nahezu saigeren Einfallen neben der 20° streichenden Klüftung, deren Flächen vorwiegend ESE fallen, vor. Die geringe Dolomitbedeckung des Horstes im Süden (Bohrung 78) beweist lediglich, daß er im Laufe der Sedimentation unter den Meeresspiegel geriet.

Ähnliche Gebilde sind im Zechstein des Spessart von WEIDMANN (1929, S. 29 u. a.) mehrfach erwähnt worden; er beschreibt sie als südwest-nordöstlich streichende „Flözberge" im Scheitel der Schwellengebiete.

Die stärkeren Mächtigkeiten von roten Tonen und Löß an dem West- und Ostrand unseres „Flözberges" lassen sich durch die Ausräumung des Zechsteins an der Grenze gegen Kristallin und der pleisto- bis holozänen Zuschüttung erklären.

Das Kristallin kommt westlich der Linie Kinzig–Hummetroth und nördlich der Lagerstätte (von Hummetroth aus nach E in Richtung Annelsbach) mit dem „jüngeren, streifigen Granit" zutage. Die die Böllsteiner Gneiskuppel ummantelnden metamorphen Schiefer streichen im NE bei Annelsbach aus und bilden möglicherweise westlich von Forstel den Untergrund des Dolomitvorkommens.

Das gesamte Lager weist nach Konstruktion der Schichtlinienpläne ein Einfallen von 2—4° nach SE bei einem generellen NE—SW Streichen auf. Die aus den Bohrprofilen und den nachträglich von mir ermittelten Höhenlagen der Ansatzpunkte berechneten Basisflächen lassen auf eine nahezu auf ebener Fläche abgelagerte Sedimentfolge schließen. Nördlich der Straße Höchst–Hummetroth (Steinbruch) streicht die Basisfläche aus. Da sie hier, wie die Berechnung ergab, von 290 m auf 300 m über NN im Nordwesten ansteigt, konnten die dort angesetzten Bohrungen keine abbauwürdige Lagerstätte mehr vorfinden.

In dem stark ausgeräumten Tal südlich des Sternbuckel (SW von Forstel) fällt die Basis auf 260—250 m über NN und mehr ab. Die Erosion hat in diesem südlich davon gelegenen Tal den gesamten Zechstein bis auf die Kristallinbasis ausgeräumt.

Im Westen (östlich Ober Kinzig) ist der Dolomithorizont bis in Höhe auf Mittel Kinzig bzw. unterhalb der Höhe 288,6 unter der Bedeckung des Unteren Buntsandsteins auszukartieren. Am NW-Abhang der Mönchshöhe (Forsteler Wald) kommt im ausgeräumten Tal auf Kristallin verrutschter Bröckelschiefer und Schloßsandstein (olim $su_1 + su_2$), der am Prallhang des Baches über den Zechstein verstürzte, zu liegen. Nach Kartieren des Hanges und unter Berücksichtigung der su-Mächtigkeiten (s. BACKHAUS, 1960) müßte darunter Zechstein vorhanden sein.

Östlich Forstel ist die Schichtfolge offensichtlich durch eine Störung abgeschnitten. Der Verlauf dieser Störung muß auf Grund der Lagerungsverhältnisse der Buntsandsteinglieder im Höchster Klosterwald und auf der Mönchshöhe eggisch angenommen werden, wie es auch die CHELIUS'sche Karte bis zum Tal östlich Forstel bereits annimmt. Die Sprunghöhe beträgt hier etwa 40 m; das Einfallen ist nach E gerichtet.

Wir lassen die Störung südlich des Baches weiter in eggischer Richtung an der Ostseite des „Forsteler Waldes" vorbeiziehen. Sie überquert die Mönchshöhe —durch starke Lößbedeckung nicht direkt nachweisbar — und verläuft durch Nieder Kinzig in Richtung SSE nach Zell. Die Sprunghöhe nimmt nach Süden zu. — In den Buntsandsteinbrüchen südöstlich Nieder Kinzig (mittlerer Teil der Main-Neckar-Gruppe) tritt neben dem rheinischen Kluftsystem eine entsprechende Klüftung auf.

Stratigraphische Korrelation

Wir konnten bislang im Bereich des Odenwaldes weder das Zechsteinkonglomerat noch die Kupferletten, die noch im Spessart am Gräfenberg vorkommen — und die

BÜCKING (1892, S. 135) von Schweinheim bei Aschaffenburg angibt — oder ein Äquivalent feststellen. Allerdings erwähnt MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913b, S. 745) auch nur, daß beide Schichtglieder an den tiefsten Stellen der Eintiefungen liegen, wie er es im Spessart beobachten konnte.

In unserem Odenwaldbereich, der sowohl im Westen als auch im Süden randnäher als der Vorspessart ist, kennen wir im Liegenden nur einen als „Grauliegendes" zu bezeichnenden Horizont, der zu einem Teil Rotliegendmaterial zum anderen Kristallin der Böllsteiner Kuppel gebleicht enthält (s. Abb. 2 u. 3). Es fehlt ein Kupferschieferhorizont, der in der Wetterau vorhanden, im Vorspessart nur noch durch Kupferletten vertreten, bei Niederrodenbach (Hanau) ebenfalls nicht vorhanden ist. Der in Wetterau und Spessart vertretene Zechsteinkalk (zu_3) wird vielfach in einen unteren bituminösen, schieferigen, dünnplattigen und einen oberen gut gebankten Teil mit mergeligen Zwischenlagen, der dem von RICHTER-BERNBURG (1956b, S. 880) als „Hessische Fazies" bezeichneten Gesteinstyp entspricht, unterteilt. Hierüber folgen in der Wetterau die bekannten fossilführenden Mergel, die allgemein als „zm" — mit Ausnahme von BÜCKING (1878, S. 59) und VON REINACH, 1899 — angesprochen wurden.

Im eigentlichen Spessart, südlich der Orte Haingründau – Lieblos, wo sich faziell ein Grenzbereich — an der Grenze zum Saar-Saale-Trog — Schwelle/Becken kundtut (MEYER-HARRASSOWITZ, WEIDMANN u. a.), liegen über dem Kupferletten teilweise noch schwach bituminöse Kalkbänke (BÜCKING, 1892), die den oben beschriebenen unteren „zu"-Kalken gleich sind. Die höheren Kalke lassen sich schon sehr schwer oder gar nicht vom darüberlagernden Dolomit trennen, so daß WEIDMANN (1929, Abb. 5) nur noch bankige „Sapropeldolomite" gegen massige im oberen Teil des Zechsteins zwischen Kupferletten (zu_2) und „zo" unterscheidet. Auch bei uns ist der untere Teil stärker gebankt als der mittlere Abschnitt kurz unter dem Hauptfossilhorizont.

Das Material der Mergel des „zm" der Wetterau ist nur noch in einigen Rinnen bei Feldkahl im Spessart (WEIDMANN, 1929, S. 22) andeutungsweise anzutreffen. Im Odenwald selbst finden wir als Vergleichsmerkmal für den höheren Teil nur noch die etwas massigere Bankung des Spessarts. In Forstel ist der untere Teil bis zur Bruchsohle fester und leicht eingekieselt. Die Dolomitfolge beginnt aber gleich an der Basis mit einer dicken Bank und keinen dünnplattigen, bituminösen Ablagerungen, könnte also eher der oberen Abteilung des Zechsteinkalks entsprechen. Es scheint das Zechsteinmeer bei uns erst später transgrediert zu sein. Es muß nicht einmal der volle „zu_3"-Horizont zur Entwicklung gekommen sein.

Bei Hanau (Niederrodenbach, Bl. Langenselbold) liegt auch bereits auf wenigen Kilometern (BÜCKING, 1891, S. 24) auf einem sandigen Zechsteinkonglomerat der Dolomit in 20 m Mächtigkeit. Es lagern bestenfalls 2—4 cm Dolomit dort unter einer 30—40 cm starken Werksteinbank, die zahlreiche Steinkerne führt und durchaus mit unserem 1. Fossilhorizont aus dem Nordodenwald identisch sein könnte. Massiger wird dort der Dolomit erst einige km weiter ostwärts und im höheren Niveau.

Wir können hiernach auf eine Gleichstellung mit Niederrodenbach und darüber hinaus auf eine $\pm$ zeitliche mit dem übrigen Gebiet schließen. Damit wäre unsere Folge im wesentlichen dem „Mittleren Zechstein" der alten ortsüblichen Gliederung

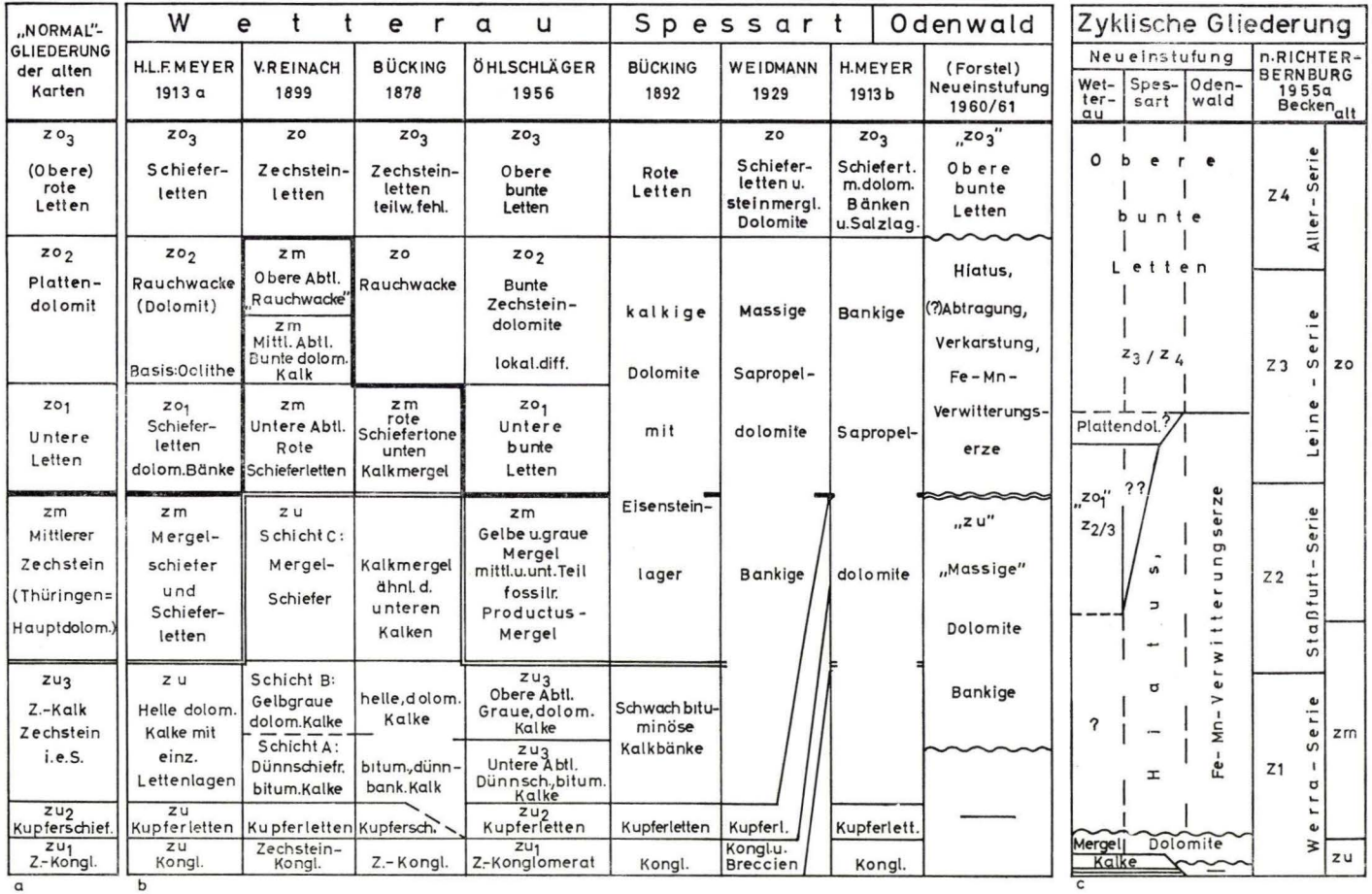


Abb. 4. Stratigraphische Vergleichstabellen. a) „Normalgliederung" der alten geol. Karten. b) Übersicht über Regionalgliederungen in Wetterau, Spessart und Odenwald in Gegenüberstellung zur Neueinstufung. (== Doppelstrich = „zu/zm"-Grenze, — dicker Strich = „zm/zo"-Grenze). c) Parallelisierungsversuch der für den südwestdeutschen Raum neugewonnenen Einstufung mit der zyklischen Gliederung RICHTER-BERNBURG's (1955a).

zuzurechnen. Wir sahen, daß die Mergelfazies des tiefergelegenen Teils — in den „zm"-Mergeln von Haingründau konnten vom Verfasser Netzleisten gefunden werden — zum Beckenrand hin durch die Kalkfazies (s. MEYER [-HARRASSOWITZ], (1913a, S. 71 u. 80) und diese durch die Dolomitfazies ersetzt wird; nach Süden tritt außerdem die bekannte Mächtigkeitsabnahme ein.

Muschelhorizonte konnten im Spessart außerdem noch bei Sommerkahl (Sportplatz) im oberen Teil und bei Rottenberg im sog. „Hösbacher Bruch" an der Südseite des Gräfenbergs (Bl. Schöllkrippen) gefunden werden. Am Gräfenberg liegt dieser Horizont 2,5 m unter der von WEIDMANN (1929, S. 26) angegebenen „zo"-Grenze, würde also mit unserem 3. Fossilhorizont in Einklang zu bringen sein. Nach den Barytlagen und der Störung zu urteilen, sind die von WEIDMANN in Abb. 4 eingetragenen Linsen dem Maßstab nach 12 m unter der „zo"-Grenze und könnten daher eher mit unserem Hauptfossilhorizont parallelisiert werden, wenn so etwas mit diesen Muschelhorizonten überhaupt möglich ist. Auch müßte man beim Versuch des Parallelisierens bedenken, daß sich die Mächtigkeiten zum Odenwald hin reduzieren.

Aus einem Vergleich der von WEIDMANN (1929, Abb. 7) im Spessart und der von Dr. H. BLITTERSDORF, im Auftrag der abbauenden Firma, im Nordodenwald durchgeführten Analysen ergibt sich zum Odenwald hin eine Erhöhung des MgO-Gehaltes um 1—2% und eine entsprechende Abnahme des CaO-Gehaltes.

Durch die von RICHTER-BERNBURG (1955a) aufgestellte zyklische Gliederung des Zechsteins ist die alte „zu-zm-zo"-Gliederung weitgehend gegenstandslos geworden. Um unser Gebiet an diese zyklische Gliederung anzuschließen, kann auf gewisse Parallelen, die in den Arbeiten von RICHTER-BERNBURG hinsichtlich der faziellen Veränderungen zu finden sind, zurückgegriffen werden.

Im reichgegliederten Küstenbereich Waldecks konnte RICHTER-BERNBURG (1951) die Fazieswechsel über größere Räume verfolgen und kam dabei zu den Feststellungen, daß es sich bei der Aufeinanderfolge Konglomerat-Kupferletten-Stinkkalke („zu")-Schaumkalk („zm"), die von einem rotbraunen Tongestein, das sowohl den Abschluß des 1. Zyklus als auch den Beginn des 2. Zyklus beinhaltet, überlagert wird, um den Fuß der Werra-Serie handelt.

Er weist im einzelnen nach, daß der am Rande fehlende Kupferletten beckeneinwärts in Kupferschiefer übergeht, daß die Stinkkalke des Beckens von hellen Kalken überlagert werden bzw. seitlich in Kalke übergehen und schließlich, daß die reine Kalkfazies des Beckens randlich in Schaumkalke und in Ufernähe in Dolomite übergeht. Letztere führen Myalinen. Massige riffartige Kalke sind auch hier dem Ufersaum nahe zu finden, wie z. B. bei Hailer (Bl. Langenselbold) im Spessart. Die Grenzen zwischen den Horizonten verschwimmen ebenfalls wie bei uns.

Von diesen gleichartigen Faziesverschiebungen und -übergängen in den petrographisch ähnlichen Schichtgliedern ausgehend dürfte es nicht schwer sein, auch unsere gesamte Dolomitfolge in die Werra-Serie zu stellen.

Leider fehlt uns aber der Abschluß durch salinare bzw. perisalinare Sedimente, so daß möglicherweise in unserer Dolomitfolge eine Zyklusgrenze versteckt sein könnte. Allerdings möchte ich die Faunenarmut in den beiden oberen Fossilhorizonten von Forstel (s. S. 193) nicht zu einem Vergleich mit der artenärmeren Fauna des Hauptdolomits (wie es in Thüringen der Fall ist) berechtigt halten, sondern diese Armut entweder dem Erhaltungszustand oder aber vor allem der steigenden Salinität

zuschreiben, die möglicherweise im Auftreten von länglichen Hohlräumen ehem. Gips(?)-Kristallnädelchen angezeigt wird.

Im Hangenden des Odenwälder Dolomits kennen wir die in ihren steinmergelartigen Dolomitbänkchen fossilführenden „Oberen Letten" („zo_3"), die nach RICHTER-BERNBURG (1955b, S. 896) die salinaren Schichtglieder des Zyklus 3 und den 4. Zyklus umfassen können. Die von H. L. F. MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913b, S. 744) u. a. nachgewiesene Salinität an der Basis und ihr Übergang in den Bröckelschiefer des Buntsandsteins nach oben dürfte diese Einstufung auch für unseren Raum rechtfertigen.

In der Wetterau werden sie von den Plattendolomiten („zo_2"), dem Karbonatgestein des 3. Zyklus, unterlagert. Darunter folgen die Unteren bunten Letten („zo_1") — die nach den paläogeographischen Karten, Profilen und Ausführungen RICHTER-BERNBURGS das Ende des Z 2 und den Beginn des Z 3 darstellen — über den Mergeln des alten „zm".

Im Vorspessart (Gräfenberg, Bl. Schöllkrippen) liegen unter dem eindeutigen „zo_3" mergelige Dolomite, die WEIDMANN (1929, S. 26) lediglich als zo bezeichnet. Der obere Abschnitt dieser Dolomite ähnelt den sog. Plattendolomiten der Wetterau, vor allem betreffs Fossilführung und Drusen des Gesteins, was mehrmals (u. a. WEIDMANN 1929 und ÖHLSCHLÄGER 1956) herausgestellt wurde. Der untere mergelige Teil (max. 1 m) könnte vielleicht incl. der untersten Oolithbank die Unteren Letten („zo_1") der Wetterau vertreten, aber gerade das Auftreten dieser Oolithbank spricht für „zo_2", da H. L. F. MEYER[-HARRASSOWITZ] (1913a, S. 74) diesen charakteristischen Horizont an der Basis des Plattendolomits aus der Wetterau eingehend beschreibt. Das häufige Auskeilen der Oolithbank, wie auch das Fehlen der Manganlager an der Grenze zum „Oberen Letten", deuten jedenfalls auf den Beginn einer neuen Ablagerung hin. In den vielen Aufschlüssen der näheren Umgebung von Feldkahl/Rottenberg (Bl. Schöllkrippen) sind die Dolomite durch Mangan lediglich von Klüften und Bankungsfugen her weitgehend imprägniert. Eine Zurechnung dieses „zo" zu älteren Schichten muß wegen des Fehlens des Mn in ihnen abgelehnt werden (s. a. weiter unten).

Bei den Fossilfunden im „Oberen" Zechstein von Eberbach am Neckar (SALOMON, 1903, S. 420) ist es wenig wahrscheinlich, daß ein Teil der Schichtenfolge dem Plattendolomit entsprechen könnte. Einmal spricht das Vorkommen der Fossilien in Manganmulm dagegen (für Werra-Serie) — STEUER (1906, S. 31) teilt 10 m mächtigen Dolomit aus einer Bohrung bei Eberbach[5]) mit —, zum anderen lassen die tonigen Zwischenlagen im oberen Teil auf „Obere Letten" schließen. Die Verhältnisse dürften

[5]) Während des Drucks stieß ich im anderen Zusammenhang auf die mir bislang leider unbekannt gebliebene Arbeit von BECKSMANN: „Verkarsteter Zechsteindolomit unter der Ziegelhäuser Neckarbrücke und die Ziegelhäuser Störungszone", Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **3**, 123–137, Freiburg 1958. Darin (u. a. O.) gibt Prof. BECKSMANN ein Ansteigen der Dolomitmächtigkeit auf 23 m (!) bei Eberbach an. B. weist auf die Verkarstung im 4 m mächtigen Dolomit bei Ziegelhausen hin und folgert, unter Bezugnahme auf RICHTER-BERNBURG (1955), in ähnlicher Weise wie ich, ein Trockenfallen vom Z 1 bis allerdings Beginn der Buntsandsteinsedimentation (Z 2 – Z 4). Die im Karst vorkommenden Residualtone mit Manganerz möchte BECKSMANN ebenfalls als Verwitterungslagerstätten ansehen.

denen in Forstel entsprechen. Auch dort halte ich trotz der Kalkspat- und Barytdrusen die Zugehörigkeit des 4. Fossilhorizontes zum Plattendolomit für unwahrscheinlich; einesteils weil noch 1 m stark verwitterter, stark manganvererzter Dolomit im Aufschluß folgt, andernteils ist im Feldbereich noch eine höhere Dolomitmächtigkeit erbohrt — die aber erst in einigen Jahren durch den Abbau angefahren wird —, so daß die darüberfolgenden Schichten noch Aufschluß geben müßten.

Wir hätten somit im Odenwald und teilweise auch im Spessart mit einem Sedimentationshiatus zu rechnen, der vom Salinar des 1. Zyklus bis zum Salinar des 3. Zyklus der Zechsteingliederung reicht (Abb. 4c). (S. auch RICHTER-BERNBURG 1960, Abb. 3).

Auf starke Aufarbeitung und Verkarstung vor Ablagerung der Oberen Letten weisen bereits mehrere ältere Autoren hin, so z. B. WEIDMANN (1929, Abb. 10 u. 11). Dafür, daß es sich bei diesen Vorgängen um eine Folgeerscheinung der pfälzischen Phase handelt — wie WEIDMANN (1929, S. 57) es wollte — ist in unserem Raum kein Hinweis gegeben. Während der langen Zeit der Abtragung und Verkarstung konnten sich unter den herrschenden klimatischen Verhältnissen die heute auf Dolomit bzw. älterem Gestein, aber stets unter den Oberen roten Letten liegenden abbauwürdigen Eisen-Manganerz-Verwitterungslagerstätten bilden. (Zur Genese s. UDLUFT 1923). Die Mächtigkeit dieser Manganlager ist im Odenwald größer als im Spessart und hört bei Lieblos-Haingründau auf. Da es sich um Verwitterungslagerstätten handelt, dürften zu einem großen Teil die paläogeographischen Vorstellungen damit erhärtet werden.

Abgesehen von dem Ausfall des Konglomerats, des Kupferschiefers bzw. -lettens und dem Fehlen des unteren Teils des „zu"-Kalkes kann für den Odenwald kein Beweis für ein Aufsteigen der Fazies, wie es WEIDMANN (1929, S. 32, 33) — wahrscheinlich in Anlehnung an MEYER [-HARRASSOWITZ] (1913a und 1914) — annehmen möchte, erbracht werden. Selbst für den Spessart, wo er die Möglichkeit erwägt, daß das Konglomerat nicht unbedingt dem Zechsteinkonglomerat (zu_1) zeitlich gleich sein muß und der Kupferletten als mechanisches (Ton)Sediment von ihm dem chemischen Sediment des Kupferschiefers entgegengestellt wird (S. 32), können wir das Aufsteigen der Fazies nicht als begründet ansehen. Sicher war diese Auffassung eine Folgerung, die sich aus der Einstufung des fossilführenden Mergels der Wetterau in den sog. „zm" ergab, woraus H. L. F. MEYER[-HARRASSOWITZ] (1914, S. 23—25) — durch die Faunengleichheit mit dem Unteren Zechstein Thüringens — „das Aufsteigen der Brachiopoden nach Süden" geschlossen hatte. Durch unsere Ergebnisse wird gleichzeitig die stark herabgesetzte „Leitfähigkeit" der Brachiopoden (unser „zm" = Teil des „zu") im Rahmen des Möglichen wieder aufgebessert.

Statistische Untersuchungen an Brachiopoden der Wetterau und ein Vergleich mit Formen anderer Gebiete, deren horizontierte Einstufung zweifelsfrei ist, Arbeiten auf paläobotanischem Gebiet (Sporenuntersuchungen) und in chemischer Hinsicht könnten möglicherweise mit Hilfe neuer Aufschlüsse unsere Kenntnisse über die südwestdeutsche Zechsteinausbildung und -gliederung verbessern.

Zusammenfassung

Durch Auswertung von Bohrergebnissen und eigener Kartierung wird die zusammenhängende Zechsteindolomitlagerstätte von Forstel-Hummetroth-Ober Kinzig im

Nordodenwald näher bekannt gemacht. Im Nordwesten ist die Lagerstätte durch einen schon zur Sedimentationszeit bestehenden eggisch und erzgebirgisch begrenzten „Flözberg" unterbrochen. Eine auf vier Horizonte verteilte reichhaltige Muschelfauna wurde entdeckt und mitgeteilt.

Durch regionalen Vergleich wird die Zugehörigkeit des Odenwälder Dolomits als Randfazies zur Werra-Serie wahrscheinlich gemacht. Ebenfalls werden dem Karbonatfuß der Werra-Serie die bisher als „zu" und „zm" ausgeschiedenen Schichten der Wetterau und des Spessarts zugerechnet. Die Verwitterungslagerstätte der Fe-Manganerze des Odenwaldes konnte sich in der sedimentationsfreien Zeit vom Beginn des 1. Salinars bis zum Eindringen der Perisalinarfazies des 3. Sedimentationszyklus bilden. Im Spessart beginnt die Sedimentation teilweise schon früher im Plattendolomit, während in der Wetterau der Hiatus höchstens vom 1. bis zum Beginn des 2. Salinars reicht.

Schriftenverzeichnis

Backhaus, E.: Zur Neugliederung des Odenwälder Buntsandsteins und ein Vergleich mit Nordhessen und Thüringen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1960, 292—313, Stuttgart 1960.

Benecke, E. W. & Cohen, E.: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Zugleich als Erläuterung zur geognostischen Karte der Umgegend von Heidelberg. 622 Seiten, Strassburg 1881.

Bubnoff, von, S.: Studien im südwestdeutschen Grundgebirge. II. Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläontol., Abt. B, Beil.-Bd. **55**, 468—496, Stuttgart 1926.

Bücking, H.: Die geognostischen Verhältnisse des Büdinger Waldes mit dessen nächster Umgebung, mit besonderer Berücksichtigung der tertiären Eruptivgesteine. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, **17**, 49—90, 1 Taf., Gießen 1878.

— Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Lieferung **49**, Blatt Langenselbold, 42 Seiten, Berlin 1891.

— Der nordwestliche Spessart. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 274 S., 8 Abb., 1 Karte, Berlin 1892.

Chelius, C.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogthums Hessen, Lieferung **5**, Blatt Brensbach-Böllstein, 54 S., Darmstadt 1897.

— Geologischer Führer durch den Odenwald. 80 S. Giessen, ohne Jahresangabe. [n. 1899]

Geinitz, H. B.: Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. — Heft I, Die Animalischen Überreste der Dyas. — 130 S., 23 Taf., Leipzig 1861.

King, W.: A Monograph of the Permian Fossils of England. — Palaeontograph. Soc., 258 S., 28 Taf., London 1850.

Meyer[-Harrassowitz], H. L. F.: Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Facies. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Giessen, N. F., Naturw. Abt., **5** (für 1912), 49—106, 1 Taf., Giessen 1913. [1913a]

— Ueber den Zechstein im Spessart und Odenwald. — Cbl. Mineral., Geol. u. Palaeontol., 1913, 742—751, Stuttgart 1913. [1913b]

— Die faunistische Gliederung des Zechsteins. — Ber. Versamml. niederrh. geol. Ver., 20—27, Bonn 1914.

Öhlschläger, F.: Geologische Untersuchungen im Zechstein der südöstlichen Wetterau. 72 S., 1 Karte, Unveröffentl. Diplomarbeit, Frankfurt/Main 1956.

Reinach, A. von: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen, Lieferung **77**, Blatt Hüttengesäß, Berlin 1899.

RICHTER-BERNBURG, G.: Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I. Waldeck, II. Nordsudeten, — Geol. Jb., **65**, (für 1949), 145—212, Hannover 1951.

— Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (für 1953), 843—854, Hannover 1955. [1955a].

— Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. Bericht über eine Exkursion zu den Zechsteinaufschlüssen dieses Gebietes anläßlich der Frühjahrstagung der DGG in Goslar 1953. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, (für 1953), 876—896, Hannover 1955. [1955b]

— Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelation im Zechstein. — Geol. Rdsch., **49**, 132—148, Stuttgart 1960.

SALOMON, W.: Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Odenwälder Manganmulme. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**, 419—431, Berlin 1903.

STEUER, A.: Über den Zechstein bei Eberbach am Neckar. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großherzogl. geol. Landesanst. Darmstadt, (4) **27**, 31—35, Darmstadt 1906.

UDLUFT, H.: Zur Entstehung der Eisen-Mangan-Erze des Oberen Zechsteins in Spessart und Odenwald. — Senckenbergiana **5**, 184—207, Frankfurt/Main 1923.

WEIDMANN, C.: Zur Geologie des Vorspessarts, Lithogenetische und tektonische Untersuchungen. — Rhein-Mainische Forsch., **3**, 72 S., Frankfurt/Main 1929. — Siehe dort weitere Hinweise auf ältere Literatur. —

WISSMANN, H. L.: Beiträge zur Geologie des Odenwaldes, besonders in Betreff der dasigen Zechsteinformation. — N. Jb. Mineral., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde, 1839, 418—421, Stuttgart 1839.

— Briefliche Mittheilung. — N. Jb. Mineral., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde, 1840, 212—214, Stuttgart 1840.

Manuskript eingegangen am 10. 1. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 203—234 | 6 Abb. | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Ein Buntsandstein-Aufschluß an der neuerbauten Bundesstraße 7/27, bei Hoheneiche in Hessen

Von

MANFRED LAEMMLEN, Wiesbaden

Mit 6 Abbildungen

Inhalt

I. Einleitung 203
II. Schichtenfolge 206
A. Unterer Buntsandstein 206
B. Mittlerer Buntsandstein 206
1. Eichsfeld Folge 206
2. Rhön Folge 209
3. Spessart Folge 216
a) Erste Abfolge 217
b) Zweite Abfolge 219
c) Dritte Abfolge 219
d) Vierte Abfolge 220
e) Fünfte Abfolge 220
4. Solling Folge 225
III. Vergleichende Betrachtungen 225
IV. Tektonik 227
V. Zusammenfassung 233
Schriftenverzeichnis 234

I. Einleitung

Südöstlich von Hoheneiche (Kreis Eschwege) war im Herbst 1957 durch den Neubau der Bundesstraße 7/27 am westlichen Fuße von Heuberg und Zeugmantel ein interessanter Aufschluß entstanden, der in verschiedener Hinsicht bemerkenswert erscheint.

An zwei, bis zu 10 m hohen Böschungsanschnitten war hier Unterer und Mittlerer Buntsandstein sehr gut aufgeschlossen.

Die geologische Karte dieses Raumes (Geologische Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Waldkappel), die in den Jahren 1869 bis 1872 durch MOESTA aufgenommen worden ist, zeigt hier im Niveau des Mittleren Buntsandsteins einen schmalen, maximal 450 m breiten, erzgebirgisch streichenden Zug von Unterem Muschelkalk. Dieser beginnt an der Kuppe des Heuberges, überquert das Sontratal, setzt sich jenseits dieses Tals über den

Großen Steinberg zu den Dachslöchern fort. Am Kleinen Steinberg biegt der Muschelkalkzug mit scharfem Knick in die rheinische Streichrichtung um, und südlich von Wellingerode vereinigt er sich mit dem Muschelkalk des herzyn streichenden Sontragrabens. In dem erzgebirgisch streichenden Abschnitt, zwischen Heuberg und Kleinem Steinberg, zeigt die Karte zu beiden Seiten des Muschelkalkzuges eine ungestörte Abfolge vom Oberen über den Mittleren zum Unteren Buntsandstein. Es handelt sich also nach der Auffassung MOESTAS hier um eine ausgeprägte muldenförmige Einsenkung der Muschelkalkschichten in das Niveau des umgebenden Buntsandsteins, mit anderen Worten also um eine bruchlose Verformung und nicht um einen durch Störungen bestimmten Grabenbruch. Erst am Kleinen Steinberg stellt MOESTA den Muschelkalkzug als rheinisch streichenden Halbgraben dar, der auf seiner Ostseite gegen Mittleren Buntsandstein verworfen ist.

Im größeren tektonischen Rahmen ist das schmale und langgestreckte Muschelkalkvorkommen in seiner Gesamtheit eingespannt zwischen dem am Spitzenberg ostnordöstlich Hoheneiche auslaufenden Netragraben im Norden und den Sontragraben im Süden, die beide herzyn streichen.

Eine tektonische Darstellung dieses Gebietes ähnlich wie MOESTA gibt BOSSE (1931), der hier, im Raum südlich des Unterwerrasattels, tektonische Spezialuntersuchungen vorgenommen hat und den oben beschriebenen Muschelkalkzug, nach dem alten Namen des parallel laufenden Sontraflusses, als „Suntergraben" bezeichnet. Auch BOSSE deutet das Muschelkalkvorkommen am Heuberg als eine erzgebirgisch streichende und nur flach durchgebogene Mulde, deren Einsenkung lediglich auf bruchloser Verbiegung beruht und die nur am Abfall des Heuberges gegen das Flußtal einige kleine und unbedeutende Quersprünge besitzt. Auch das erzgebirgisch streichende Teilstück des Muschelkalkzuges westlich des Sontratales stellt BOSSE als ungestörte, ziemlich flache Mulde dar. Nur zwischen dem Großen Steinberg und dem Sontratal besitzt diese Mulde deshalb etwas steilere Flügel, weil die Muldenachse gegen das Sontratal hin abgebogen ist. Flache Verwerfungen scheren hier die Muschelkalkschichten gegen den Röt ab. Das rheinisch streichende Stück des Muschelkalkzuges zwischen dem Kleinen Steinberg und der Ortschaft Wellingerode bildet ebenfalls eine langgestreckte Muldenzone, die aber an ihren Flanken durch Verwerfungen begrenzt wird, wobei die östliche Randverwerfung, die in ihrem generellen Verlauf schon von MOESTA erkannt worden ist, den Hauptsprung darstellt. Die Störungen gewinnen in ihrem Fortstreichen nach Südwesten mehr und mehr an Bedeutung und südlich Wellingerode, wo sich das Störungssystem des Suntergrabens mit dem des Sontragrabens vergittert, treten als Grabenfüllung Schichtglieder des Unteren Keupers und zugleich die höchsten Absenkungsbeträge auf.

Der Teil des Suntergrabens, der uns in der vorliegenden Arbeit speziell interessiert, ist der Abschnitt am Heuberg auf der Ostseite des Sontratales.

Zur Stratigraphie des Buntsandsteins ist zu bemerken, daß MOESTA (1876) die Grenze des Unteren gegen den Mittleren Buntsandstein bereits entsprechend unserer heutigen Auffassung zieht. In den Erläuterungen zu Blatt Waldkappel schreibt er (S. 10): „Die Grenze zwischen beiden ist in der Regel scharf markiert durch einige recht grobkörnige Bänke . . .". Etwas weniger klar drückt sich BOSSE (1931, S. 3) aus, der über diese Grenze schreibt: „Mit der Einlagerung von dickeren Bänken

gröberen Kornes zwischen die allmählich tonärmer werdende feinkörnige Schichtfolge beginnt der Mittlere Buntsandstein." Entsprechend dem Stand der geologischen Entwicklung der damaligen Zeit führt MOESTA (1876) keine weitere Untergliederung der einzelnen Stufen durch, doch war ihm unter anderem bereits bekannt, daß „das höchste Niveau" (des Mittleren Buntsandsteins) „besonders ausgezeichnet ist durch das Vorkommen trefflicher Bausteine". Auch BOSSE (1931) war es noch nicht möglich, den Mittleren Buntsandstein stärker zu untergliedern. Er bemerkt lediglich (S. 3), daß die hellfarbigen hangendsten Schichten gleichmäßig mittelkörnigen Bausandsteins durch zahlreiche Manganflecken getigert sind und „als Äquivalent des süddeutschen Chirotherienhorizontes angesehen" werden müssen und daß vom Mittleren Buntsandstein „zur mergelig-tonigen Fazies des Röts ... quarzitische, feinkörnige, rote und grünliche Sandsteine" überleiten.

Die Gliederung des Buntsandsteins und insbesondere des Mittleren Buntsandsteins, die in der vorliegenden Arbeit angewendet wird, geht auf die grundlegenden und richtungweisenden Arbeiten älterer Autoren zurück (GRUPE 1912 und 1926; KOLESCH 1921; BOIGK 1952 und 1956; GUNZERT 1954; A. HERRMANN 1956 u. a.). Sie erfolgt nach petrographischen Gesichtspunkten in der Art, wie sie erstmals von BOIGK (1956) für Niedersachsen und in ähnlicher Weise von KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958a und 1958b) für Hessen, und zwar für des Bereich des Hohen Meißners und für den Raum zwischen Knüll, Vogelsberg und Rhön (Hersfelder Becken) gegeben und ausführlich beschrieben worden ist.

Während BOIGK (1956) den Mittleren Buntsandstein in Niedersachsen bereits von Anfang an in vier deutlich abgegrenzte Gruppen unterteilen konnte, gelang in den hessischen Faziesbereichen nur eine Untergliederung in drei Gruppen. Vergleichende Profilaufnahmen im nördlichen Hessen und Begehungen im niedersächsischen Buntsandsteinraum führten verhältnismäßig früh zu der Erkenntnis, daß die (hessische) Schwarzenborner Gruppe der Solling-Gruppe BOIGKS gleichzustellen ist und daß die (hessische) Quecker-Gruppe der Volpriehausen Gruppe BOIGKS entspricht. Damit tauchte dann die Vermutung auf (vgl. LAEMMLEN 1958b, S. 242), daß der bisher komplexeste Teil des hessischen Mittelbuntsandsteins, die Hersfelder Gruppe, zwei rhythmische Sedimentationsfolgen (Detfurther und Hardegsener Gruppe) evtl. als Unterzyklen in sich einschließt[1]).

Die feinstratigraphische Aufnahme des Spezialprofils von Hoheneiche ermöglichte zum erstenmal eine Aufteilung der Hersfelder Gruppe in zwei rhythmisch aufgebaute Folgen, welche sich (wie im folgenden gezeigt werden wird) bis in die Einzelheiten mit der Detfurther und der Hardegsener Gruppe der hannoverschen Gliederung parallelisieren lassen.

Inzwischen wurden von den Mitarbeitern des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden, für die Schichtglieder des Mittleren Buntsandsteins neue örtliche Namen beschlossen (vgl. KUTSCHER 1960 und LAEMMLEN 1960) und außerdem mit den im Unterausschuß Buntsandsteinstratigraphie zusammengeschlossenen

[1]) Bei einer gemeinsamen Exkursion mit den Spezialbearbeitern des Buntsandsteins der Geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland hat sich bei einer Diskussion herausgeschält, daß auch bei Hoheneiche eine Viergliederung des Mittleren Buntsandsteins möglich erscheint.

Bearbeitern des Buntsandsteins der Bundesrepublik Deutschland vereinbart, daß die Bezeichnung „Gruppe" durch den Begriff „Folge" ersetzt werden soll. In den folgenden Ausführungen wird bereits die neue hessische Nomenklatur benutzt, die bisherigen niedersächsischen Bezeichnungen sind in Klammern beigefügt.

II. Schichtenfolge

An der ca. 500 m langen Straßenböschung ist die Schichtenfolge des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sehr gut erschlossen. Es liegt zwar keine völlig lückenlose Abfolge vor, doch lassen sich trotzdem einige bemerkenswerte Beobachtungen machen. Im stratigraphischen Sinne gilt das vor allem für den mittleren Teil des Mittleren Buntsandsteins, der vollständig vorhanden ist und dank der vorzüglichen Aufschlußverhältnisse Schicht für Schicht aufgemessen werden konnte.

Der Hauptteil des Böschungsaufschlusses entfällt auf den

A. Unteren Buntsandstein (su),

der mit seinem obersten Teil, der Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins, vertreten ist. Es handelt sich dabei um eine gleichförmige Wechsellagerung von meist kräftig rot bis braunrot (untergeordnet auch violettrot, grün, graugrün und weißlich) gefärbten, feinkörnigen (mittlere Korngröße 0,1—0,2 mm), milden, dünnplattigen und blättrigen, ebenschichtigen Tonsandsteinen, mit roten und z. T. auch graugrünen Tonsteinen und grünvioletten Tonglimmerlagen. Die Sandsteine sind meist reich an Glimmer, feingeschichtet und feingestreift und oft deutlich schräggeschichtet, und auch die Tonsteine weisen meist einen mehr oder weniger reichen Glimmeranteil auf. In den allerobersten Schichten unmittelbar im Liegenden des Mittleren Buntsandsteins herrschen die Sandsteinlagen etwas vor, außerdem stellt sich quarzitische Kornbindung ein, dadurch fallen die hier im allgemeinen heller gefärbten Bänke vor allem durch ihre Härte und ihre kompakte Ausbildung auf.

In demselben Habitus ist die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins auch am Hohen Meißner (KUPFAHL 1958 und LAEMMLEN 1958a) sowie in der Hersfelder Gegend (LAEMMLEN 1958b) entwickelt.

B. Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der Mittlere Buntsandstein ist zwar mit Schichtgliedern sämtlicher Folgen vertreten, in der vollen Mächtigkeit und ungestört sind aber lediglich Rhön Folge und Spessart Folge vorhanden.

1. Eichsfeld Folge (smE) (Volpriehausen Gruppe)

Die Eichsfeld Folge ist in zwei Ausschnitten vertreten, und zwar mit ihrem unteren Teil in einer etwa 65 m breiten Scholle, die gegen Unteren Buntsandstein gestört ist, und mit ihrem höchsten Teil (mit der Überlagerung durch Rhön Folge und Spessart Folge) in einer weiteren, südlich anschließenden Scholle (vgl. Abb. 1).

Die grobkörnige Basisschicht der Eichsfeld Folge, der Eichsfeld Grobsandstein, der im Profil den Einsatz des Mittleren Buntsandsteins markant kennzeichnet,

steht an dem Böschungsanschnitt nur mit seinen obersten Schichten an, die schon nicht mehr die ganz typische petrographische Ausbildung zeigen. Es treten hier bereits mittel- und feinkörnige (mittlere Korngröße 0,3—0,6 mm), dünnbankige und feingeschichtete Sandsteinlagen auf, in die nur noch wenige grobkörnige (0,6—0,8 mm) Schichten eingeschaltet sind, und die gelegentlich (besonders im höchsten Teil) schon mit dünnen, roten und graugrünen, glimmerigen Tonsteinlagen abwechseln können.

Etwa 3 m unter der Hangendgrenze des Eichsfeld Grobsandsteins steht gerade noch eine typisch ausgebildete, rotbraune, dickbankige und grobkörnige (mittlere Korngröße 0,8—1,2 mm, max. 3 mm) Sandsteinbank mit kaviarartigem Korngefüge an. Sie sandet stark ab und zeigt in ihrem Aufbau eine graduierte Schüttung, die sich infolge des rhythmischen Korngrößenwechsels (grobkörnig/mittelkörnig) bereits farblich als deutliche Bänderung kundtut.

Eine weitere grobkörnige Sandsteinbank, die allerdings nur 20—30 cm mächtig ist und braunrote bis violettrote Farbe zeigt, kennzeichnet die Grenze zum Eichsfeld Plattensandstein, über ihr setzen dann blaßrote bis fleischrote, meist deutlich feingestreifte und gebänderte, fein- bis mittelkörnige (mittlere Korngröße 0,2—0,5 mm), harte Sandsteinplatten ein, die mit roten, glimmerschichtigen Schluff- und Tonsteinen abwechseln und bereits dem Eichsfeld Plattensandstein angehören. Öfters treten in dieser Schichtenfolge auch grünlichweiße oder blaßgrüngraue oder weiße, glimmerführende, harte, fein- bis mittelkörnige, feingeschichtete Sandsteinplatten auf, die meist von winzigen Rostsprenkeln durchsetzt sind und mit graugrünen bis olivgrünen Tonsteinen wechseln. Sehr häufig sind die eben bis wellig ausgebildeten Schichtflächen dieser primär- und sekundärplattigen Sandsteine von flachgedrückten roten Tongallen überzogen, vielfach finden sich auch Netzleisten und Wellenrippeln, und verschiedentlich wurden sogar Wurmspuren beobachtet.

In dieser Ausbildung entspricht der untere Teil der Eichsfeld Folge völlig der Entwicklung, wie sie am Hohen Meißner von Kupfahl (1958) und Laemmlen (1958a) beschrieben worden ist.

Der höchste Teil der Eichsfeld Folge, die sogenannten *Avicula*-Schichten waren mit ihrem oberen Abschnitt an der Böschung sehr gut erschlossen. Wie das nachstehende Profil zeigt, handelt es sich, ähnlich wie beim Eichsfeld Plattensandstein, ebenfalls um eine Wechsellagerung von blaßroten bis blaßrotbraunen, fein- bis mittelkörnigen (mittlere Korngröße 0,1—0,4 mm), plattigen bis dünnbankigen Sandsteinen und roten, glimmerschichtigen, z. T. feinstsandigen Schluff- und Tonsteinen. Doch treten die pelitischen Gesteine in den *Avicula*-Schichten gegenüber dem Eichsfeld Plattensandstein mehr in den Hintergrund. Die Psammite überwiegen, und meist sind die Tonsteine nur auf langgestreckte, dünne Linsen beschränkt. Im Gegensatz zum Eichsfeld Plattensandstein treten in den *Avicula*-Schichten dagegen sehr häufig porige und manganfleckige, dickplattige bis dünnbankige, mürbe Sandsteine auf, die meist mittelkörnig (mittlere Korngröße 0,3—0,4 mm) ausgebildet sind, in manchen Lagen aber auch etwas gröbere Körnung (0,7 mm) zeigen. Gelegentlich können diese Lagen sogar schwach karbonatisch ausgebildet sein (vgl. z. B. die Schichten Nr. 23 oder 31 des nachstehenden Profils). Im Vergleich mit den Profilen vom Hohen Meißner (Kupfahl 1958 und Laemmlen 1958a), wo diese gröberkörnigen Bänke auch be-

obachtet werden konnten, ist zu bemerken, daß der Sandsteinanteil in den oberen *Avicula*-Schichten und die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke dort ganz allgemein größer zu sein scheint als hier bei Hoheneiche.

Das besondere Charakteristikum der *Avicula*-Schichten ist ihre Fossilführung. Vor allem in blaßroten, feinkörnigen, glimmerstaubigen und quarzitischen Sandsteinplatten tritt *Avicula murchisoni* GEIN. in Form von Abdrücken und Steinkernen vorwiegend in 3—8 mm großen Einzelexemplaren auf.

Spezialprofil Hoheneiche

Fortsetzung nach oben siehe Seite 216

Oberer Teil der *Avicula*-Schichten[2])

32. 0,05 m rote, blättrige Tonsteine, glimmerschichtig
31. 0,25 m blaßrotbraune, mittelkörnige (0,5 mm)[3]), mürbe, absandende Sandsteinplatten, porig, z. T. schwach karbonatisch, mit dünnen Zwischenlagen von rotem Tonstein
30. 0,55 m rote, mittelkörnige (0,4 mm) manganfleckige Porensandsteine, z. T. schwach karbonatisch, dünnbankig bis dickplattig, mit roten Tongallenlagen und bis 5 cm dicken Linsen von feinsandigem, rotem Tonstein
29. 0,45 m blaßrote, fein- bis mittelkörnige (0,1—0,4 mm), schräggeschichtete, feingestreifte, harte Sandsteinplatten, glimmerstaubig, mit kleinen Eisenrostflecken, roten Tongallen und vereinzelten Exemplaren von *Avicula murchisoni* GEIN.
28. 0,60 m blaßrotbraune, feinkörnige (0,1 mm), glimmerschichtige, mürbe Sandsteinplatten, aufblätternd, und rote, glimmerschichtige, blättrige Tonsteine
27. 0,05 m blaßrote, mittelkörnige (0,3 mm), feste Sandsteinbank mit einzelnen groben (0,7 mm) Körnern
26. 0,35 m rotbraune, feinkörnige (0,2 mm), dünnbankige Sandsteine, mürb, und rotbraune Schluff- und Tonsteine
25. 0,15 m blaßrote, feinkörnige (0,2 mm), harte, fossilführende Sandsteine wie Schicht Nr. 29
24. 0,30 m wie Schicht Nr. 28
23. 0,20 m braunrote, mittel- bis grobkörnige (mittlere Korngröße 0,5—0,7 mm, maximal 1,2 mm) feste Sandsteinbank, stark manganfleckig, schwach karbonatisch, mit roten Tongallenlagen
22. 0,70 m wie Schicht Nr. 26
21. 0,05 m braunviolette Tonglimmerlage mit zahlreichen millimetergroßen, hellen Glimmerschuppen
20. 0,05 m blaßrote, feinkörnige (0,2 mm), feingestreifte, glimmerige Sandsteinbank, hart, im oberen Teil aufblätternd, mit zahlreichen Exemplaren von *Avicula murchisoni* GEIN.
19. 0,55 m rote, glimmerschichtige Schluffsteine, mit feinkörnigen (0,1 mm), blaßroten Sandsteinlinsen
18. 0,45 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), dünnbankige bis plattige Sandsteine, feingestreift, quarzitisch, mit *Avicula murchisoni* GEIN., im Wechsel mit bis zu 5 cm dicken, roten Tonsteinzwischenlagen

---

[2]) Aus Gründen der Übersicht wurde das Profil nach den einzelnen Folgen aufgeteilt und die Profilanteile den jeweiligen Textabschnitten zugeordnet. Die Aufnahme des Profils im Gelände erfolgte von unten nach oben; dieser Reihenfolge entspricht die Numerierung der einzelnen Schichten.

[3]) Die der Körnungsangabe in Klammern beigefügten Millimeterwerte geben — wenn nicht ausdrücklich anders vermerkt — die mittlere Korngröße der betreffenden Schicht an.

17. 0,10 m rote, blättrige Tonsteine, glimmerschichtig
16. 0,15 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm) fossilführende Sandsteine wie Schicht Nr. 18
15. 0,55 m rotbraune, mittelkörnige (0,3—0,4 mm) mürbe, dickplattige Sandsteine und rotbraune Schluffsteine
14. 0,30 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), quarzitische Sandsteinbank, sehr hart
13. 0,60 m wie Schicht Nr. 26
12. 0,15 m blaßrotbraune, mittelkörnige (0,3—0,4 mm), harte Porensandsteinbank
11. 0,60 m überwiegend rote, fein- bis mittelkörnige (0,1—0,3 mm) mürbe, absandende Sandsteine, untergeordnet auch dünne, rotbraune Schluff- und Tonsteinlagen
10. 0,35 m blaßrotbraune, feinkörnige (0,2 mm), feste, glimmerstaubige Sandsteinplatten mit *Avicula murchisoni* Gein.
9. 0,55 m überwiegend rote, mürbe Sandsteine wie Schicht Nr. 11
8. 0,25 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), feingestreifte, sehr harte, ebenschichtige Sandsteinplatten, mit kleinen roten Tongallen auf den Schichtflächen
7. 0,05 m rote bröckelige Tonsteine
6. 0,20 m Wechsellagerung von roten Tonen und Schluffsteinen und rotbraunen, feinkörnigen (0,2 mm), festen und mürben Sandsteinplatten
5. 0,15 m blaßrotbraune, fein- bis mittelkörnige (0,2—0,4 mm), rauhe, feldspatreiche Porensandsteinbank mit einzelnen groben Körnern (0,7 mm), und roten Tongallen im unteren Teil
4. 0,30 m Wechsellagerung wie Schicht Nr. 6
3. 0,10 m blaßrote, sehr feinkörnige ($< 0{,}1$ mm), feingestreifte, quarzitische Sandsteinplatten mit *Avicula murchisoni* Gein.
2. 0,05 m rote, blättrige Tonsteine, glimmerschichtig
1. ? m Wechsellagerung von blaßroten, sehr feinkörnigen ($< 0{,}1$ mm), feingestreiften, quarzitischen Sandsteinplatten, die z. T. porig ausgebildet sind, und rotbraunen Schluff- und Tonsteinen

Die Gesamtmächtigkeit der Eichsfeld Folge konnte an der Straßenböschung nicht ermittelt werden, da die Folge hier nur unvollständig erschlossen ist. Bei Begehungen am Zeugmantel wurde die Mächtigkeit des Eichsfeld Grobsandsteins mit 22 m, die Mächtigkeit des Eichsfeld Plattensandsteins und der *Avicula*-Schichten zusammen mit etwa 68 m ermittelt.

2. Rhön Folge (smR) (Detfurth Gruppe)

Im Hangenden der überwiegend feinkörnigen Schichten der *Avicula*-Schichten folgt mit scharf ausgeprägter Grenze wieder eine ziemlich geschlossene und kompakte Grobsandschüttung, die als Rhön Grobsandstein den nächsten rhythmischen Sedimentationsablauf, die Rhön Folge, einleitet. Diese Folge bildet einen Teil der bisher (vgl. Kupfahl 1958 und Laemmlen 1958a und 1958b) unter der Bezeichnung Hersfelder Gruppe ausgeschiedenen Schichtenfolge und entspricht etwa deren unterer Hälfte (vgl. Laemmlen 1960), das heißt der bisherigen Hersfelder Wechselfolge und dem Hersfelder Grobsandstein.

Der Rhön Grobsandstein, der dem Detfurth Sandstein der hannoverschen Gliederung entspricht, baut sich aus mittel- bis grobkörnigen, kompakten und meist deutlich kreuz- oder schräggeschichteten Sandsteinbänken von rotbrauner Farbe auf. Die mittlere Größe der in der Regel gut verrundeten und mattierten Körner schwankt zwischen 0,5 und 1 mm, in manchen Lagen treten aber auch Einzelkörner auf, deren Durchmesser bis 5 mm erreicht (z. B. in Schicht Nr. 34 des nachstehenden Profils). Die Kornsortierung ist in den einzelnen Lagen meist recht

gut, so daß die gröberen Partien ein kaviarartiges Aussehen besitzen. Die Sandsteine sind in der Regel sehr reich an Kaolin oder mehr oder weniger stark zersetztem Feldspat und im allgemeinen bindemittelarm und mürbe ausgebildet. Sie sanden daher meist stark ab (vgl. z. B. Schicht Nr. 35 und Nr. 41 des nachstehenden Profils). Andere Lagen sind aber auch mehr oder weniger stark verkieselt und kaolinisch-quarzitisch gebunden; die einzelnen Sandkörner zeigen dann sekundäre Anwachszonen, die im Sonnenlicht lebhaft glitzern (z. B. Schicht Nr. 34 und Nr. 37 des nachstehenden Profils). Von besonderem Interesse ist außerdem, daß in manchen Sandsteinbänken karbonatisches Bindemittel nachgewiesen werden konnte (vgl. Schicht Nr. 38 und Nr. 43 des Spezialprofils); in anderen Lagen zeugen die meist recht zahlreich auftretenden Rost- und Manganflecken von dem ehemaligen Vorhandensein eines karbonatischen Zements. Die meist uneben ausgebildeten Schichtflächen sind häufig mit rotbraunen Tongallen bedeckt, oft werden die einzelnen Sandsteinbänke auch durch dünne, rotbraune, glimmerige Ton-, Schluff- und Feinsandsteine getrennt, die linsenartig in die Sandsteinfolge eingelagert sind, in der Regel nur wenige Zentimeter mächtig werden und nach den Seiten meist rasch auskeilen.

Wie in den benachbarten südhannoverschen Profilen ist der Rhön Grobsandstein auch bei Hoheneiche deutlich zweigeteilt[4]). Wir können ähnlich wie HERRMANN (1959) bei Wrexen/Waldeck eine, wenig mehr als 3 m mächtige, basale Hauptgrobschüttung (HERRMANNS Unterer Detfurther Sandstein) und eine 1,6 m mächtige Oberbank (HERRMANNS Oberer Detfurther Sandstein) unterscheiden. In ihrem Habitus unterscheiden sich Hauptgrobschüttung und Oberbank nur unwesentlich; es scheint, daß bei der Oberbank mehr violettstichige Farbtöne auftreten als im basalen Teil des Rhön Grobsandsteines.

Die beiden Grobschüttungen schließen die sogenannten *Zwischenschichten*, ein wenig mehr als 2 m mächtiges Paket ein, das sich aus feinkörnigen, oft wenig verfestigten Sandsteinen mit schlechter Kornsortierung aufbaut, die mit Schluffsteinen und Tonsteinen abwechseln.

Im Hangenden der Oberbank des Rhön Grobsandsteines folgt eine 19 m mächtige Serie aus feinkörnigen Sandsteinen, Schluff- und Tonsteinen, die dem Rhön Plattensandstein der Beckenfazies entspricht, die aber — ähnlich wie in den benachbarten niedersächsischen Profilen — auch in dem Profil von Hoheneiche weiter differenziert werden kann. Nach dem lithologischen Aufbau läßt sich eine Untergliederung in einen unteren, an Sandsteinen reicheren Teil und in einen oberen Teil vornehmen, bei welchem die pelitische Komponente überwiegt.

Der untere Teil des Rhön Plattensandsteins, der bei Hoheneiche in einer Mächtigkeit von 9,7 m vorliegt, baut sich aus grauvioletten, rotvioletten und cremefarbenen, dünnplattigen Sandsteinen und rotbraunen und violetten, untergeordnet auch graugrünen Tonsteinen und Schluffsteinen auf und entspricht — im Vergleich mit Niedersachsen — der Detfurth Wechselfolge. Die Sandsteine sind meist glimmerschichtig und flaserig ausgebildet, und eine feine,

[4]) Diese Zweiteilung wurde aus Niedersachsen zum erstenmal durch BOIGK (1956) bekannt.

durch dünne Tonbestege hervorgerufene Streifung ist durchgehend zu beobachten. Die Bankmächtigkeit erreicht maximal 10 cm, ist aber häufig geringer. Das Bindemittel ist meist quarzitisch, z. T. tritt aber auch karbonatisches Zement auf (die Schichten Nr. 61, 75, 85, 87 und 89 des nachfolgenden Profils). Eine gewisse Bedeutung kommt in dieser Schichtenserie auch den sogenannten Porensandsteinen zu, die ihre Entstehung einem ehemals vorhandenen karbonatischen Bindemittel verdanken. In erster Linie sind es grauviolette bis braunviolette, quarzitische Sandsteine, die vor allem deshalb ins Auge fallen, weil sie völlig regellos mit dunkelbraunen bis rostbraunen Flecken durchsetzt sind. Diese Flecken oder Poren können bis über 2 mm groß werden und treten erst am angewitterten Gestein deutlich hervor. Sie sind z. T. — dies gilt vor allem für die größeren Poren — mit schwarzbraunem Mangan-Mulm erfüllt, der beim Anschlagen meist herausfällt; bei den kleineren Poren fehlt eine solche Füllung. Neben den unregelmäßig gefleckten Porensandsteinen treten in dieser Schichtenserie gelegentlich, besonders in ihrem höheren Teil, auch stark verkieselte, blaßrote oder cremefarbene Sandsteine auf, bei welchen die kleinen, rost- bis dunkelbraunen Poren parallel den Schichtflächen oder Schrägschichtungsblättern in Reihen angeordnet sind. Im übrigen sind die Schichtflächen der harten Sandsteinplatten ganz allgemein sehr häufig von Rippelmarken, Trockenrissen und gelegentlich auch von Wurmspuren bedeckt.

Den oberen Teil des Rhön Plattensandsteins bildet eine 9,3 m mächtige Wechselfolge feinsandig-toniger und schluffiger Gesteine. In dieser Schichtenserie, die dem Detfurth Ton gleichzustellen ist, treten nur noch vereinzelt kompakte, meist schwach quarzitische, feinsandige und glimmerreiche, dünne Sandsteinlagen auf; meist schalten sich in die pelitischen Sedimente wenig verfestigte bis unverfestigte, flaserige und glimmerreiche, tonige Feinsandlagen ein. Die kompakten Sandsteinbänkchen sind grau, grauviolett oder rotviolett gefärbt und besitzen häufig karbonatisches Bindemittel (Schichten Nr. 125, 133, 136 und 137 des nachstehenden Profils). Im angewitterten Zustand erscheinen sie deshalb meist als Porensandsteine, wobei die kleinen, 1—2 mm messenden gelbbraun bis dunkelbraun gefärbten Poren in der Regel in schichtparallelen Reihen angeordnet sind. Im höchsten Teil des Rhön Plattensandsteines, d. h. also unmittelbar im Liegenden des Spessart Grobsandsteines, treten harte, feinkörnige Sandsteinplatten von grünlichweißer bis gelblichweißer Farbe wieder mehr in den Vordergrund; sie sind meist sehr reich an Glimmer, spalten dünnplattig auf und wechseln mit rotvioletten und grauvioletten Ton- und Schluffsteinen. Auffallend häufig sind in der ganzen Serie auch wieder Rippelmarken, Trockenrisse und Wurmspuren und verschiedentlich konnten auch Spreitenbauten beobachtet werden.

In dem Böschungsanschnitt von Hoheneiche war die Rhön Folge in ihrer gesamten Mächtigkeit so gut erschlossen, daß sie Schicht für Schicht aufgemessen werden konnte. Es ergab sich folgendes Spezialprofil:

Spezialprofil von Hoheneiche

Fortsetzung nach oben siehe Seite 225

Rhön Plattensandstein, Oberer Teil (= Detfurth Ton)
Gesamtmächtigkeit 9,3 m, im einzelnen:

149. 0,45 m Wechselfolge von überwiegend grünlichweißen, untergeordnet blaßroten, sehr feinkörnigen (mittlere Korngröße < 0,1 mm), feingeschichteten, glimmerreichen, festen Sandsteinen, die dünnplattig aufspalten und auf den Schichtflächen mit flachen, graugrünen Tongallen bedeckt sind, mit rotvioletten und grauvioletten, blättrigen Ton- und feinsandigen Schluffsteinen
148. 0,15 m gelblichweiße, sehr feinkörnige (mittlere Korngröße < 0,1 mm), rostig gesprenkelte, feldspatreiche Sandsteinbank, mild, absandend
147. 0,05 m grauviolette, feinstsandige Tonsteine, blätterig
146. 0,10 m grünlichweiße bis grünviolette, feinkörnige (0,1 mm), quarzitische Sandsteinbank
145. 0,45 m Wechselfolge wie Schicht Nr. 149
144. 0,05 m grauviolette, Schluff- und Tonsteine
143. 0,10 m blaßrotviolette, feinkörnige (< 0,1 mm), glimmerschichtige, blätterige Sandsteine mit Wurmspuren
142. 0,05 m grauviolette Tonglimmerlage
141. 0,20 m braunrote, glimmerreiche Ton- und Schluffsteine
140. 0,35 m Wechselfolge von hellen, blaßroten und lichtvioletten, sehr feinkörnigen (< 0,1 mm), wenig verfestigten, mürben Sandsteinen mit grauroten Schluffsteinen
139. 0,25 m violettrote, feinsandige Schluffsteine
138. 0,35 m rotviolette und rotbraune, glimmerschichtige Tonsteine mit einzelnen dünnen, hellroten Feinsandlinsen (0,1 mm)
137. 0,15 m Wechselfolge von grauen bis grauvioletten, feinkörnigen (0,2 mm) Porensandsteinen, z. T. schwach karbonatisch gebunden, und dünnen rotbraunen Tonsteinlagen
136. 0,20 m grauweiße bis grauviolette, z. T. rotviolett gefleckte oder gebänderte, mittelkörnige (0,4—0,5 mm), rauhe und wenig verfestigte, karbonatische Sandsteinbank, oben glimmerschichtig und aufblätternd, unten mit kleinen, schichtparallelen rost- bis dunkelbraunen Poren
135. 0,15 m rotbraune bis rotviolette, feinsandige Schluffsteine
134. 0,10 m rotbraune, bröckelige Tonsteine
133. 0,10 m grauviolette, sehr feinkörnige, porige Karbonatsandsteinbank, absandend
132. 0,25 m braunviolette, feinsandige Schluffsteine
131. 0,05 m rotbrauner Tonstein
130. 0,10 m grünlichweiße, feinkörnige (0,1 mm) Porensandsteinbank mit kleinen graugrünen Tongallen
129. 0,20 m rotviolette Ton- und Schluffsteine
128. 0,05 m wie Schicht Nr. 133
127. 0,35 m Wechselfolge von rotbraunen, glimmerschichtigen Schluff- und Tonsteinlagen mit feinstkörnigen (< 0,1 mm) glimmerschichtigen und wenig verfestigten Sandsteinlagen von grauvioletter Farbe
126. 0,10 m graurote, feinstsandige Tonsteine
125. 0,05 m grauviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), rostfleckige, wenig verfestigte Karbonatsandsteinbank
124. 0,25 m rotbraune und violette Ton- und Schluffsteine
123. 0,50 m Wechselfolge wie Schicht Nr. 127
122. 0,35 m rotbraune, glimmerige Schluffsteine mit dünnen roten Tonsteinzwischenlagen
121. 0,25 m rote Tonsteine
120. 0,10 m grünlichgraue, sehr feinkörnige, schräggeschichtete, feingestreifte Porensandsteine
119. 0,05 m rotviolette, blätterige Tonsteine
118. 0,05 m wie Schicht Nr. 120
117. 0,05 m rotviolette, glimmerschichtige Tonsteine und grauviolette Tonglimmerlagen
116. 0,15 m grauviolette bis rotviolette, feinkörnige (0,1 mm), schwach verfestigte Sande, mit dünnen, graugrünen Glimmerlagen und einzelnen graugrünen Tongallen

115. 0,05 m violettrote Tonsteine
114. 0,60 m rotbraune, glimmerreiche, blätterige, z. T. feinsandige Tonsteine, mit einzelnen dünnen, linsenförmigen Einlagerungen, von rosaviolett bis gelbbraun gefärbtem, sehr feinkörnigem Sand
113. 0,20 m graue bis blaßrotviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), feingestreifte, rostig gesprenkelte, dünnplattige Sandsteine
112. 0,10 m braunrote Schluffsteine
111. 0,10 m gelbbrauner, feinkörniger (0,2 mm) Sand
110. 0,80 m Wechselfolge von rotbraunen, glimmerschichtigen Tonsteinlagen, feinstsandigem Schluffstein und dünnen, grauvioletten Feinsandsteinlinsen (< 0,1 mm), die meist als Porensandsteine ausgebildet sind
109. 0,15 m rotbrauner, blätteriger Tonstein
108. 0,05 m wie Schicht Nr. 111
107. 0,50 m Wechselfolge wie Schicht Nr. 110
106. 0,20 m rotbraune, glimmerschichtige Ton- und Schluffsteine
105. 0,15 m wie Schicht Nr. 113, aber reich an graugrünen Tongallen, die sich im mittleren Teil der Schicht zu einem ca. 3 cm mächtigen Band zusammenschließen
104. 0,25 m rotviolette, glimmerige Schluff- und Tonsteine

Rhön Plattensandstein, Unterer Teil (= Detfurther Wechselfolge)

Gesamtmächtigkeit 9,7 m, im einzelnen:

103. 0,55 m Wechselfolge von blaßroten und cremefarbenen, sehr feinkörnigen (< 0,1 mm), dünnplattigen, quarzitischen Porensandsteinen mit kleinen, rost- bis dunkelbraunen Poren, die in Reihen, parallel den Schichtflächen angeordnet sind, und rotviolette bis grauviolette, feinsandige Schluff- und Tonsteine
102. 0,05 m violettrote Tonsteine
101. 0,20 m violettrote, z. T. gelblichweiß gefleckte oder gebänderte, feinkörnige (0,1 mm) Sandsteinplatten mit ausgezeichneter Feinschichtung, z. T. als Porensandsteine ausgebildet, mit in Reihen angeordneten Poren
100. 0,10 m grünlichweiße bis braunviolette, feinkörnige (0,1 mm), glimmerschichtige Sandsteinlage, unregelmäßig rostbraun gefleckt, plattig ablösend
99. 0,05 m rotviolette, glimmerige Tonsteine
98. 0,05 m grauviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), glimmerschichtige, mürbe, flaserige Sandsteinbank, aufblätternd
97. 0,05 m rotviolette, glimmerreiche Schluffsteine
96. 0,15 m schmutzigviolette, z. T. grünlichgelb entfärbte, feinkörnige (0,2 mm), stark rostig gefleckte, flaserige Sandsteine, plattig ablösend
95. 0,35 m Wechselfolge von rotvioletten, glimmerreichen, sehr feinkörnigen (< 0,1 mm), mürben Flasersandsteinen und rotbraunen, z. T. feinstsandigen, glimmerigen Tonstein- und Schluffsteinlagen, linsenschichtig
94. 0,05 m weiße, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), quarzitische, stark rostig gesprenkelte Porensandsteinbank, durchsetzt von kleinen, graugrünen Tongallen, im obersten Teil glimmerschichtig und aufblätternd, feingestreift
93. 0,30 m rotviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), stark mit Glimmer durchstäubte, mürbe, und zu lockerem Sand zerfallende Sandsteine, und feinsandige Schluffsteine, flaserschichtig
92. 0,15 m rote Tonsteine
91. 0,30 m weiße, im unteren Teil blaßrot gebänderte, feinkörnige (0,1—0,2 mm), harte, quarzitische Sandsteine, unregelmäßig rostig gesprenkelt und gefleckt, feingestreift, plattig ablösend
90. 0,65 m Wechselfolge von rotbraunen, feinsandigen Schluffsteinen und dünnen (2—3 cm mächtigen), weißen, feinkörnigen (0,1 mm) Porensandsteinlinsen

89. 0,20 m grauviolette bis braunviolette, feinkörnige (0,2 mm), feingestreifte, plattige bis dünnbankige (Bankmächtigkeit maximal 10 cm), quarzitische bis schwach karbonatische, flaserige Sandsteine, z. T. als unregelmäßig gefleckte Porensandsteine ausgebildet
88. 0,05 m rote feinsandige Tonsteine
87. 0,25 m grünlichweiße bis braunweiße und blaßviolette, rostig gesprenkelte, feinkörnige (0,2 mm) Karbonatsandsteine, feingestreift, dünnplattig
86. 0,10 m violette, feinsandige, bröckelige, glimmerstaubige Schluff- und Tonsteine
85. 0,15 m braunweiße, stark rostig gefleckte, feinkörnige (0,1—0,2 mm), dünnplattige, feste Porensandsteine mit karbonatischem Bindemittel, feingeschichtet
84. 0,25 m rotbraune bis rotviolette, untergeordnet auch grünlichweiße, feinkörnige (0,2 mm), mürbe und zu lockerem Sand zerfallende Sandsteine, feingeschichtet, z. T. flaserschichtig
83. 0,10 m rotbraune Tonsteine
82. 0,20 m wie Schicht Nr. 85
81. 0,30 m wie Schicht Nr. 86
80. 0,15 m violettrote Schluff- und Tonsteine
79. 0,05 m rotbraune, blätterige Tonsteine
78. 0,20 m rotbraune Schluff- und Feinstsandsteine, flaserschichtig
77. 0,35 m rotviolette, fein- bis mittelkörnige (0,2—0,3 mm), rauhe, dünnplattige, bröckelige Sandsteine, feingeschichtet
76. 0,30 m wie Schicht Nr. 78
75. 0,40 m gelblichweiße, wechselkörnige, vorwiegend mittelkörnige (0,3 mm), in dünnen Lagen auch grobkörnige (0,7 mm), rostig gefleckte, rauhe Karbonatsandsteine, lagenweise reich an hellem und dunklem Glimmer, flaserschichtig
74. 0,10 m rote, glimmerschichtige Tonsteine und graurote Tonglimmerlagen
73. 0,30 m blaßviolette bis weiße, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), glimmerschichtige, feingestreifte und rostig gefleckte, plattige Sandsteine, quarzitisch, mit dünnen rotvioletten Tonbestegen
72. 0,05 m rotviolette Tonsteine, glimmerschichtig
71. 0,20 m rotviolette, mittelkörnige (0,3—0,4 mm), mürbe Sandsteine, stark absandend
70. 0,05 m rote Tonsteine
69. 0,40 m rotviolette und gelblichweiße bis braungraue, mittelkörnige (0,3 mm), feste Karbonatsandsteine, unregelmäßig gelbbraun gefleckt, z. T. glimmerschichtig und aufblätternd
68. 0,20 m schmutzigviolette Schluffsteine mit Tonsteinlinsen
67. 0,60 m grauviolette, unregelmäßig weiß entfärbte, mittel- bis gröberkörnige (0,4 bis 0,7 mm), feste Sandsteine, dünnbankig, mit dünnen Tonbestegen oder Tongallenlagen auf den Schichtflächen
66. 0,15 m rotbraune, blätterige Tonsteine mit blaßviolettroten, sehr feinkörnigen (< 0,1 mm), flaserigen Sandsteinlinsen
65. 0,05 m braunviolette, feinkörnige (0,1 mm) Porensandsteinbank, flaserschichtig
64. 0,35 m wie Schicht Nr. 69
63. 0,50 m Wechselfolge wie Schicht Nr. 90
62. 0,20 m lichtviolette, mittel- bis gröberkörnige (0,4—0,6 mm), mürbe Sandsteine, flaserig
61. 0,35 m schmutzigviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), glimmer- und tonreiche, bröckelige Feinsandsteine, mit einzelnen karbonatischen Porensandsteinpartien, feingeschichtet, z. T. flaserschichtig
60. 0,15 m rotbraune Ton- und Schluffsteine

Rhön Grobsandstein, Oberbank

Gesamtmächtigkeit 1,6 m, im einzelnen:

59. 0,10 m rotviolette, mittel- bis grobkörnige (0,5—0,8 mm), feldspat- und glimmerreiche Sandsteine, bröckelig zerfallend

58. 0,15 m gelblichweiße bis lichtviolette, mittelkörnige (0,3—0,4 mm), unregelmäßig gefleckte Porensandsteinbank
57. 0,35 m wie Schicht Nr. 59
56. 1,00 m violette bis violettrote, vorwiegend mittel- bis grobkörnige (0,4—0,8 mm), untergeordnet auch feinkörnige (0,2—0,3 mm), stark schräggeschichtete, bankige bis dickbankige Sandsteine, durch rhythmischen Korngrößenwechsel z. T. deutlich gebändert bis feingestreift, stellenweise rostig gesprenkelt oder manganfleckig, mit rotbraunen Tongallen auf den Schichtflächen

Rhön Grobsandstein, Zwischenschichten

Gesamtmächtigkeit 2,05 m, im einzelnen:

55. 0,20 m blaßviolettrote, fein- bis mittelkörnige (0,2—0,3 mm), wenig verfestigte Sandsteine
54. 0,05 m rotbraune, feinsandige Tonsteine
53. 0,05 m wie Schicht Nr. 55
52. 0,15 m violettrote, fein- bis mittelkörnige (0,2—0,4 mm), mürbe, stark absandende, glimmerschichtige Sandsteine, mit schlechter Kornsortierung, aufblätternd
51. 0,35 m rotbraune bis violettrote Schluff- und Feinsandsteine (0,1 mm), mit dünnen, roten Tonsteinzwischenlagen
50. 0,10 m roter Tonstein
49. 0,25 m braunviolette bis schmutzigweiße, feinkörnige (0,1 mm), wenig verfestigte Sandsteine
48. 0,55 m blaßrote und blaßviolette, z. T. weiß gestreifte, verschiedenkörnige (0,1 bis 0,5 mm), schlecht kornsortierte Sandsteine, lagenweise mit grobkörnigen (0,8 mm) Nestern und Bändern, schwach rekristallisiert, stark absandend, im oberen Teil mit unregelmäßigen rostbraunen Sprenkeln und Flecken
47. 0,10 m rotbraune, glimmerschichtige Ton- und Schluffsteine
46. 0,05 m blaßrotbraune, weißgefleckte, mittel- bis grobkörnige (0,6—0,8 mm), mürbe Sandsteinbank, stellenweise mit sehr groben (1,2—1,4 mm) Körnern
45. 0,05 m rote, glimmerige, blätterige Tonsteine
44. 0,15 m blaßrote bis lichtviolette, feinkörnige (0,1—0,2 mm), mürbe Sandsteine mit roten Tonsteinlinsen und Tongallenlagen

Rhön Grobsandstein, basale Hauptgrobschüttung

Gesamtmächtigkeit 3,05 m, im einzelnen:

43. 0,20 m blaßrotbraune, grobkörnige (0,8 mm), feste Sandsteine mit karbonatisch-kaolinischem Bindemittel, stark manganfleckig
42. 0,15 m blaßviolettrote und weiße, feinkörnige (0,2 mm), mürbe Sandsteine, aufblätternd, mit dünnen, glimmerigen Tonsteinlinsen
41. 0,30 m blaßrotbraune bis blaßviolette, grobkörnige, feldspatreiche Sandsteinbank, mangenfleckig, stark absandend
40. 0,05 m weiße bis blaßrotbraune, feinkörnige (0,2 mm), dünnschichtige Porensandsteinbank
39. 0,65 m blaßrotbraune, mittel- bis grobkörnige (0,6—0,8 mm), kreuzgeschichtete, dickbankige Sandsteine, reich an Feldspat bzw. Kaolin, absandend, stark kreuzgeschichtet, manganfleckig
38. 0,05 m weiß bis blaßrot gefärbte, mittelkörnige (0,3 mm), mürbe Sandsteine, karbonatisch gebunden, reich an Kaolin
37. 0,95 m blaßrotbraune bis blaßviolettrote, grobkörnige (mittlere Korngröße 0,8 bis 1,0 mm, maximal 3,5 mm), dickbankige, feste, kreuzgeschichtete Sandsteine, mit gut gerundeten Körnern, reich an Feldspat und Kaolin, schwach quarzitisch gebunden, im Wechsel mit mittel- bis feinkörnigen (0,4—0,2 mm) harten Zwischenlagen, auf den Schichtflächen finden sich häufig zahlreiche bis handtellergroße, flache, rotbraune Tongallen

36. 0,05 m rotbraune, glimmerige Ton- und Schluffsteine
35. 0,25 m rotbraune bis blaßrotbraune, mittelkörnige (0,5—0,6 mm), mürbe Sandsteinbank, z. T. gelblichweiß entfärbt, Körner gut gerundet
34. 0,20 m gelblichweiße bis blaßrotbraune, grobkörnige (0,8 mm), mürbe, kreuzgeschichtete Sandsteinbank, mit bis zu 5 mm großen, sehr gut gerundeten Einzelkörnern, schwach rekristallisiert
33. 0,20 m rotbraune, grobkörnige (mittlere Korngröße 0,6—0,8 mm, maximal 2,5 mm), mürbe Sandsteinbank, reich an Feldspat und Kaolin, kreuzgeschichtet, Körner gut gerundet, z. T. schwach rekristallisiert

Fortsetzung des Profils nach unten siehe Seite 208

3. Spessart Folge (smSp) (Hardegsen Gruppe)

Die Spessart Folge bildet einen Teil der bisher (vgl. KUPFAHL 1958 und LAEMMLEN 1958a und 1958b) unter der Bezeichnung Hersfelder Gruppe ausgeschiedenen Schichtenfolge und entspricht etwa deren oberer Hälfte (vgl. LAEMMLEN 1960), d. h. der bisherigen Hersfelder Sandsteinfolge, die das Hangende der bisherigen Hersfelder Wechselfolge bildet.

Bereits diese früher angewandten Bezeichnungen machten den lithologischen Wechsel deutlich, der sich in vertikaler Richtung im Profil der Hersfelder Gruppe vollzieht. Im Gegensatz zu den entsprechenden tieferen Schichtgliedern beteiligen sich am Aufbau der Spessart Folge mehr kompaktere Sandsteinbänke, und insgesamt ist die farbliche und petrographische Variationsbreite der Gesteinstypen, wie bereits BOIGK 1956 ausgeführt hat, verhältnismäßig gering. In erster Linie finden sich helle, mittel- bis feinkörnige und grobkörnige, feldspatreiche Sandsteine, die oft karbonatisch gebunden sind und Bankmächtigkeiten von in der Regel 30 cm bis 1 m besitzen. Reine Tonsteinlagen treten im Vergleich mit äquivalenten Schichtgliedern des Mittleren Buntsandsteins sehr stark in den Hintergrund, recht häufig sind dagegen Feinsandstein- und Schluffsteinlagen am Aufbau beteiligt.

Der Einsatz der Spessart Folge wird, wie bei den tieferen Folgen durch ein deutlich ausgebildetes basales Grobsandsteinpaket, den Spessart Grobsandstein gekennzeichnet, der bei Hoheneiche in einer Mächtigkeit von 1,85 m ausgebildet ist. Es handelt sich dabei um weiß bis blaßviolett gefärbte überwiegend grobkörnige (mittlere Korngröße 0,8—1,0 mm, maximal 3 mm), feldspat- bzw. kaolinreiche Sandsteine, deren — in der Regel gut verrundete — Körner meist eine gleichmäßige Sortierung zeigen. Das Bindemittel ist in erster Linie kaolinisch-quarzitisch und nur gelegentlich treten auch noch Reste von karbonatischem Zement auf (Schicht Nr. 153 des nachstehenden Profils). Die dicken, z. T. bis 1 m mächtigen Bänke, sind meist deutlich kreuzgeschichtet und führen auf den Schichtflächen lagenweise oder intrasedimentär unregelmäßig verteilt graugrüne, flache Tongallen.

Das Hangende dieses Grobsandsteins bildet der Spessart Plattensandstein, dessen Mächtigkeit durch die Spezialaufnahme an der Straßenböschung von Hoheneiche zu 16,20 m ermittelt werden konnte. Cremefarbene, fleischfarbene und blaßrote Sandsteinbänke, die eine gute Kornsortierung zeigen, d. h. meist auffallend gleichkörnig entwickelt sind, wechseln mit rotbraunen Schluffsteinen und Tonsteinen

ab, die z. T. feinsandig und unrein ausgebildet sein können. Die Sandsteine, die in der Regel 30 cm bis 1 m mächtig werden, sind meist etwas quarzitisch gebunden (vgl. die Schichten Nr. 161, 179, 182, 186, 189, 197, 209, 210, 212, 213, 215, 217 und Nr. 227 des nachstehenden Profils), häufig auch karbonatisch (Schichten Nr. 163, 171, 175, 199, 202, 207, 221, 222, 231, 236 und Nr. 237) oder als Porensandsteine (Schichten Nr. 154, 164, 165, 169, 184, 191, 217, 219, 229 und Nr. 233) ausgebildet und stets reich an Kaolin oder stark zersetztem Feldspat. Dieser tut sich bereits im Handstück durch eine weiße Sprenkelung des Gesteins kund und überzieht z. T. auch die gutgerundeten Quarzkörner.

Von besonderer Wichtigkeit für die weitere Untergliederung ist das Auftreten einiger grobkörniger und kreuzgeschichteter Sandsteinlagen im vertikalen Sedimentationsablauf des Spessart Plattensandsteins. Sie erlauben in Verbindung mit einigen ebenfalls vorhandenen tonsteinreicheren Partien und im Hinblick auf die Entwicklung der Korngröße und der Farbtönung im vertikalen Schichtenprofil — wenn man den Spessart Grobsandstein an der Basis mit einbezieht — wie in Südhannover so auch bei Hoheneiche eine Untergliederung der Spessart Folge in fünf mehr oder weniger rhythmisch aufgebaute Abfolgen[5]). Eine jede dieser Abfolgen umfaßt, genauso wie eine Großfolge, den rhythmischen Sedimentationsablauf von einer basalen Grobsandsteinlage über eine Wechselfolge zu einem mehr oder weniger tonigen Endglied. Wie die Abb. 1 zeigt, nimmt innerhalb der Spessart Folge die Mächtigkeit und gleichzeitig damit die Vollständigkeit in der rhythmischen Ausbildung von der ersten Abfolge bis zur vierten Abfolge zu. Dies entspricht im Prinzip dem Ergebnis, zu dem auch Backhaus, Lohmann und Regenhardt (1958) im Reinhardswald gekommen sind. Die fünfte Abfolge ist bei Hoheneiche nur sehr geringmächtig ausgebildet; dies ist auf die paläogeographische Lage des Profils auf der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (siehe Seite 226) zurückzuführen, die mit Schichtausfällen verknüpft ist (vgl. hierzu auch A. Herrmann 1958).

a) Erste Abfolge

Die erste rhythmische Abfolge der Spessart Folge beginnt mit den grobkörnigen Schichten des Spessart Grobsandsteins (Schichten Nr. 150—153 des Spezialprofils), der im vorhergehenden bereits eingehend beschrieben worden ist.

Über dieser 1,85 m mächtigen basalen Grobsandschüttung folgen in einer Mächtigkeit von 1,20 m blaßviolettrote bis braunrote, mittel- bis feinkörnige (mittlere Korngröße 0,3—0,5 mm), quarzitische Sandsteine, die meist sehr reich an Kaolin sind und in 3—5 cm dicken Platten auftreten. Sie wechseln mit rotbraunen, feinsandigen Schluffsteinen und dünnen, unreinen Tonsteinlagen und werden ferner durch dünne Tonbestege oder Tongallenlagen unterteilt (Schichten Nr. 154—161 des Spezialprofils).

---

[5]) Backhaus, Lohmann und Regenhardt konnten 1958 im Reinhardswald die äquivalente Schichtenfolge, die Hardegsen Gruppe, in vier Unterzyklen aufgliedern, die sie mit Lokalnamen belegten.

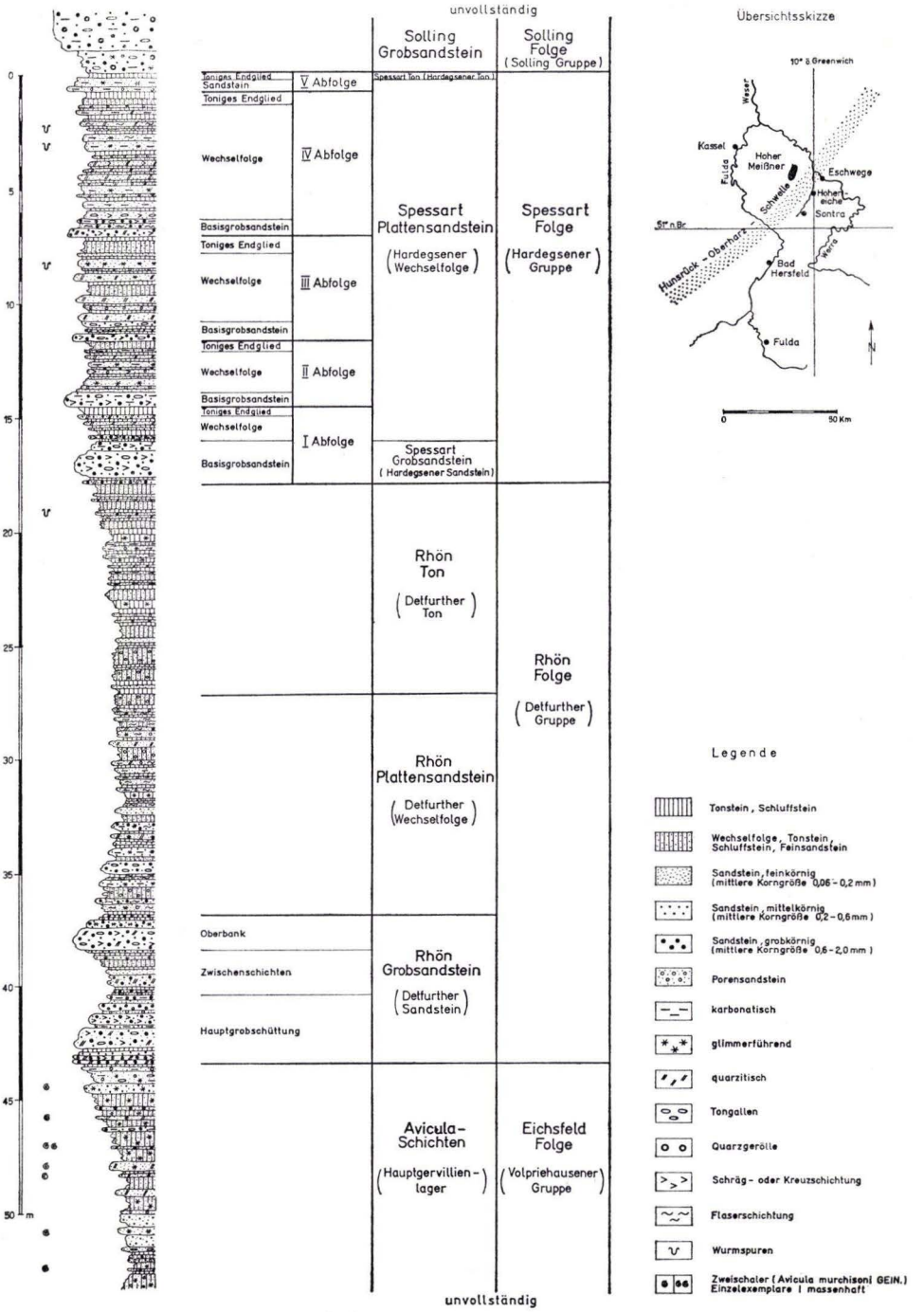


Abb. 1. Spezialprofil Rhön Folge und Spessart Folge an der Straßenböschung bei Hoheneiche.

Den Abschluß der ersten Abfolge bildet ein 35 cm mächtiges Paket roter, blätteriger Tonsteine (Schicht Nr. 162), das dünne, flaserige Schluff- und Feinsandlinsen einschließt.

b) Zweite Abfolge

Die Basis der zweiten Abfolge bildet ein heller, blaßrotbraun bis weiß gefärbter, kreuzgeschichteter, 60 cm dicker, bankiger Sandstein (Schicht Nr. 163). Er ist verschiedenkörnig ausgebildet und zeigt eine deutliche, durch rhythmischen Korngrößenwechsel (graded bedding) hervorgerufene Bänderung, dabei werden mittelkörnige Lagen (mittlere Korngröße 0,5—0,6 mm) von schwächeren, sehr grobkörnigen Bändern (mittlere Korngröße 1,0—1,2 mm) abgelöst. Das Bindemittel dieses Basissandsteins ist kaolinisch, stellenweise schwach karbonatisch. Charakteristisch ist die starke Manganfleckung, die indessen auch höheren Grobsandsteinlagen eigen ist.

Im Hangenden folgen mit einer Mächtigkeit von 1,85 m weiße, blaßrote und blaßviolette, z. T. auch schmutzigweiße, überwiegend feinkörnige (mittlere Korngröße 0,1 mm), untergeordnet auch mittelkörnige (mittlere Korngröße 0,3 mm) Sandsteinplatten, die mit dünnen, z. T. feinsandigen, hellroten Tonsteinlagen abwechseln (Schichten Nr. 164—175 des Spezialprofils). Die Sandsteine sind sehr reich an Feldspat und Kaolin, z. T. karbonatisch gebunden (Schichten Nr. 171 und Nr. 175 des nachstehenden Profils) und weisen meist kleine rostbraune Flecken oder Löcher auf.

Der tonige Abschluß der zweiten Abfolge ist nicht besonders gut ausgeprägt. Er wird von einer 45 cm mächtigen Wechselfolge (Schicht Nr. 176) gebildet, die sich aus grünlichweißen bis grünvioletten, feinkörnigen (mittlere Korngröße 0,1 mm), mürben Sandsteinen mit tonigem Bindemittel, hellroten Tonsteinlagen und rotbraunen Schluffsteinen aufbaut, in welchen sich nicht selten Wurmfraßgänge finden.

c) Dritte Abfolge

An der Basis der dritten Abfolge liegt ein 85 cm dicker, weiß bis gelbgrau gefärbter, mittel- bis grobkörniger (0,5—0,7 mm), wenig verfestigter Sandstein, der sich durch seinen Reichtum an Kaolin auszeichnet. Er sandet stark ab, ist kreuzgeschichtet und von Manganflecken durchsetzt, in manchen Lagen schließt er bis 5 cm große flache Tongallen von grünvioletter Farbe ein (Schichten Nr. 177—181 des Spezialprofils).

Darüber treten in einer 3 m mächtigen Serie (Schichten Nr. 182—194) vor allem helle, überwiegend feinkörnige (0,1—0,2 mm), harte, quarzitische Sandsteine auf, die Backstein-artig zerfallen. Sie sind gelegentlich als Porensandsteine ausgebildet (vgl. die Schichten Nr. 184 und Nr. 191 des nachfolgenden Profils) und meist deutlich feingeschichtet. Letzteres gilt vor allem für den oberen Teil dieser Serie, der von dickbankigeren, plattig zerfallenden, violetten Sandsteinen eingenommen wird, die sich durch ihren Reichtum an Glimmer besonders auszeichnen. Im Wechsel mit den Sandsteinlagen treten dünne Tonsteinzwischenlagen oder Tongallenlagen und Schluffsteine auf, und es kann die Feststellung getroffen werden, daß der Tonanteil — gegenüber den vergleichbaren tieferen Schichtenserien — in diesem Bereich der dritten Abfolge wesentlich zugenommen hat. Dazu paßt sehr gut der auffallende Reichtum an Netzleisten, Rippelmarken und Wurmspuren, der diese Schichten der dritten Abfolge auszeichnet.

Den höchsten Teil der dritten Abfolge nimmt zunächst eine Wechselfolge aus feinkörnigen Sandsteinplatten, Schluff- und Tonsteinen ein (Schicht Nr. 195). Sie ist mit einer Mächtigkeit von 55 cm in ihrem lithologischen Aufbau ähnlich entwickelt wie die abschließenden Schichten der zweiten Abfolge, doch überwiegt hier — im Vergleich mit jener — der Anteil an pelitischem Material und außerdem wird mit einer 20 cm mächtigen reinen Tonsteinlage im Hangenden (Schicht Nr. 196) bei der dritten Abfolge der tonige Abschluß im Sinne des rhythmischen Sedimentationsprinzips erreicht.

d) Vierte Abfolge

Die vierte Abfolge ist ebenso wie die dritte Abfolge als vollständig entwickelte rhythmische Sedimentationseinheit ausgebildet und besitzt außerdem bei Hoheneiche zugleich die größte Mächtigkeit (vgl. Abb. 1).

Die Basis bildet ein 75 cm mächtiges Sandsteinpaket (Schichten Nr. 197—199 des nachstehenden Profils), das sich aus blaßrotbraunen, rostbraun- bis dunkelbraun gefleckten, wechselkörnigen, überwiegend mittel- bis grobkörnigen (0,4—0,7 mm) und untergeordnet auch feinkörnigen (0,2 mm) Sandsteinbänken aufbaut, die meist deutlich kreuzgeschichtet sind. Ihr Bindemittel ist teils kieselig, teils kaolinisch-karbonatisch. Oft werden die Sandsteine von rotbraunen Tongallen unregelmäßig oder schichtig durchsetzt.

Im Hangenden der basalen Grobsandsteinlage folgen zunächst (Schichten Nr. 200 bis Nr. 215) blaßrote, feingestreifte, kieselige Sandsteine von feinem Korn (0,1 bis 0,2 mm), die mit dünnen, grauroten Tonsteinlagen oder Tongallenlagen wechseln. Darüber (Schichten Nr. 216—233) setzen dann mehr violettstichige, blaßrotbraune und z. T. auch rotbraune, fein- bis mittelkörnige (0,1—0,3 mm), dünnplattige, glimmerschichtige, z. T. flaserige Sandsteine ein, die quarzitisch oder karbonatisch-kaolinisch gebunden sind und häufig als Porensandsteine in Erscheinung treten. Auffallend ist außerdem ihr meist hoher Anteil an Kaolin oder stark zersetztem Feldspat. Diese Sandsteinlagen wechseln mit unreinen roten Tonsteinen und feinsandigen Schluffsteinlagen. Außerordentlich häufig sind in dieser Serie Netzleisten, Rippelmarken und Wurmspuren und verschiedentlich treten auch Spreitenbauten von *Corophioides luniformis* BLANCK. auf (vgl. die Schichten Nr. 221 und Nr. 225 des nachfolgenden Profils). Die Mächtigkeit des mittleren, als Wechselfolge ausgebildeten Hauptabschnitts der vierten Abfolge beträgt 5,00 m.

Das Endglied besteht bei der vierten Abfolge aus einer 60 cm mächtigen Serie roter Ton- und Schluffsteine (Schichten Nr. 234 und Nr. 235), in die sich — nach oben anteilmäßig abnehmend — blaßrote oder gelblichweiße, harte Feinsandsteinlinsen einschalten.

e) Fünfte Abfolge

Die fünfte Abfolge ist in dem unterernährten Schwellenprofil von Hoheneiche nur sehr geringmächtig ausgebildet und auch nur sehr wenig sedimentologisch differenziert.

Sie wird eingeleitet durch ein 60 cm mächtiges Paket weißer, sehr feinkörniger (mittlere Korngröße 0,1 mm) Sandsteine, die karbonatisch gebunden sind und be-

sonders im unteren Teil als rostig gesprenkelte Porensandsteine erscheinen. Nach oben nimmt die mittlere Korngröße mehr und mehr ab und erreicht im Durchschnitt Werte unter 0,1 mm. Gleichzeitig steigt der Glimmeranteil der einzelnen Lagen erheblich, die Sandsteine werden glimmerschichtig und bröckelig und blättern leicht in sehr dünnen Schichten auf (vgl. die Schichten Nr. 236 und Nr. 237 des nachfolgenden Profils).

Im Hangenden stellt sich dann eine 20 cm dicke Lage eines graugrünen Tones ein (Schicht Nr. 238), der kaum eine Schichtung erkennen läßt und schmierig verwittert. Im Vergleich mit den benachbarten niedersächsischen Profilen muß diese Tonlage dem Hardegsener Ton und wahrscheinlich dessen tieferem Teil gleichgestellt werden, der die Zone der grauen Schieferletten Haacks (1923) repräsentiert.

Spezialprofil von Hoheneiche

Hangendes: Solling Folge

Spessart Folge[6])

Fünfte Abfolge

Gesamtmächtigkeit 0,80 m, im einzelnen:

238. 0,20 m graugrüner, wenig geschichteter Ton, schmierig verwitternd
237. 0,40 m grünlichweiße bis blaßgelbe, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), glimmerschichtige, in sehr dünnen Lagen aufblätternde, bröckelige Sandsteine, z. T. karbonatisch gebunden
236. 0,20 m weiße bis gelblichweiße, karbonatisch gebundene Feinsandsteine (mittlere Korngröße 0,1 mm), besonders im unteren Teil als rostig gesprenkelte Porensandsteine entwickelt

Vierte Abfolge

Gesamtmächtigkeit 6,35 m, im einzelnen:

235. 0,30 m rote Ton- und Schluffsteine, blätterig bis bröckelig, mit blaßroten, sehr feinkörnigen (< 0,1 mm), festen Sandsteinlinsen
234. 0,30 m Wechselfolge von rotbraunen Schluffsteinen, roten, z. T. feinstsandigen Tonsteinen und blaßroten oder gelblichweißen, harten Feinsandsteinlinsen (0,1 mm)
233. 0,10 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), feingestreifte, glimmerschichtige Porensandsteinbank, quarzitisch
232. 0,05 m rotbraune, feinsandige Tonsteine
231. 0,25 m rotbraune, feinkörnige (0,2 mm) Sandsteine, quarzitisch, z. T. auch karbonatisch gebunden, fest bis mürb, reich an zersetztem Feldspat oder Kaolin, mit roten Tongallenlagen und dünnen Linsen von braunrotem, feinsandigem Schluffstein
230. 0,20 m rote, glimmerschichtige Schluff- und Tonsteine
229. 0,10 m blaßrote Porensandsteinbank wie Schicht Nr. 233
228. 0,05 m rote, blätterige Tonsteine
227. 0,15 m blaßviolette, weißgepunktete, feingestreifte, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), quarzitische Sandsteinbank, reich an zersetztem Feldspat bzw. Kaolin, im unteren Teil flaserschichtig

---

[6]) In diesem Profil entsprechen die Schichten Nr. 154—237 je einschließlich dem Spessart Plattensandstein, die Schichten Nr. 150—153 je einschließlich dem Spessart Grobsandstein; die Schicht Nr. 238 stellt das Äquivalent zum Hardegsen Ton der niedersächsischen Gliederung dar und wäre dementsprechend als Spessart Ton auszuscheiden.

226. 0,05 m violettrote, feinstsandige Tonglimmerlage
225. 0,10 m blaßviolettrote, feingestreifte, feinkörnige (0,1 mm), harte Sandsteinbank mit Spreitenbauten von *Corophioides luniformis* BLANCK.
224. 0,15 m rotbraune Schluffsteine
223. 0,05 m roter, blätteriger Tonstein
222. 0,30 m rotbraune, überwiegend mittelkörnige (0,3—0,4 mm), im oberen Teil feinkörnige (0,1—0,2 mm), dünnplattig absondernde, glimmerschichtige und z. T. flaserige Sandsteine, karbonatisch-kaolinisch gebunden, stellenweise mit dunkelbraunen, kleinen, in schichtparallelen Reihen angeordneten Poren, im oberen Teil mit unregelmäßigen Zwischenlagen von feinstsandigen, rotbraunen Tonsteinlinsen und Tongallenlagen
221. 0,45 m blaßviolettrote, z. T. weiß gebänderte, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), feingestreifte, ebenschichtige, karbonatisch-kaolinische Sandsteine, bankig bis plattig, mit Spreitenbauten von *Corophioides luniformis* BLANCK.
220. 0,20 m rotbraune Schluffsteine, z. T. feinsandig und flaserschichtig
219. 0,05 m blaßrote, feinkörnige (0,2 mm), rostig gefleckte Porensandsteinbank
218. 0,15 m rotbraune, glimmerschichtige Tonsteine mit unregelmäßigen, flaserigen Linsen von hellbraunem Feinsand (< 0,1 mm)
217. 0,25 m lichtviolette bis blaßrote, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), kieselige, z. T. rostig gefleckte und gesprenkelte, schräggeschichtete Sandsteine, kaolinreich
216. 0,10 m blaßrotbraune, feinsandige Schluffsteine
215. 0,15 m blaßrote, z. T. gelblichweiß gestreifte oder gepunktete, feinkörnige (0,1 mm), kieselige Sandsteinbank
214. 0,05 m rotbraune, z. T. feinsandige Schluffsteine
213. 0,05 m Sandsteinbank wie Schicht Nr. 215
212. 0,25 m blaßrote bis weiße, feingestreifte, feinkörnige (0,1—0,2 mm), kieselige Sandsteine, mit grauroten Tonsteinzwischenlagen und Tongallenlagen abwechselnd
211. 0,05 m graurote Schluffsteine und glimmerschichtige Tonsteine
210. 0,05 m blaßrote, feingestreifte, feinkörnige (0,1–0,2 mm), kieselige Sandsteinbank
209. 0,10 m wie Schicht Nr. 212
208. 0,05 m blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), harte Sandsteinbank, stellenweise als Porensandstein ausgebildet
207. 0,35 m blaßrote bis weiße, feinkörnige (0,1—0,2 mm), mürbe, z. T. zu lockerem Sand zerfallene Sandsteine, mit dünnen, grauroten Tonsteinzwischenlagen, z. T. schwach karbonatisch gebunden, reich an Feldspat und Kaolin
206. 0,15 m harte Sandsteinbank wie Schicht Nr. 208
205. 0,05 m graurote Schluffsteine, feinsandig
204. 0,05 m rote, blätterige Tonsteine
203. 0,10 m wie Schicht Nr. 205
202. 0,30 m wie Schicht Nr. 207
201. 0,10 m graurote Tonsteine mit flaserigen Feinsandlinsen
200. 0,40 m blaßrote, feingestreifte, feinkörnige (0,1—0,2 mm), feingeschichtete, z. T. auch schräg-geschichtete, harte Sandsteine, mit roten, bis 3 cm dicken, blätterigen Tonsteinlagen und roten Tongallenlagen
199. 0,15 m braune, grobkörnige (0,7 mm), stark manganfleckige, harte Sandsteinbank mit kaolinisch-karbonatischem Bindemittel, unregelmäßig von dicken, roten Tongallen durchsetzt, kreuzgeschichtet
198. 0,25 m blaßrotbraune, feinkörnige (0,2 mm), dünnplattige bis blätterige, teils feste, teils mürbe Sandsteine mit flaserigen Grobsandlinsen (0,5—0,7 mm) und roten Tongallenlagen
197. 0,35 m blaßrotbraune bis gelblichweiße, rostbraun bis dunkelbraun gefleckte, wechselkörnige, überwiegend mittelkörnige (0,4 mm) bis grobkörnige (0,7 mm), kieselig-kaolinisch gebundene, deutlich kreuzgeschichtete, feste Sandsteinbank; im oberen Teil herrschen mittlere Korngrößen (0,4—0,6 mm) vor

Dritte Abfolge

Gesamtmächtigkeit 4,60 m, im einzelnen:

196. 0,20 m rote blätterige Tonsteine
195. 0,55 m rotbraune, z. T. feinsandige Schluffsteine und hellrote, blätterige Tonsteine, mit lichtvioletten bis grünlichweißen, sehr feinkörnigen (0,1 mm), tonigen Sandsteinplatten wechselnd
194. 0,20 m grauweiße, sehr feinkörnige (0,1 mm), feingeschichtete, plattig zerfallende, harte Sandsteinbank
193. 0,05 m graugrüne bis grünviolette, glimmerschichtige Tonsteine
192. 0,50 m blaßviolette, feinkörnige (0,1 mm), feingeschichtete, glimmerreiche Sandsteinbank, plattig zerfallend, mit Wurmspuren
191. 0,05 m weißer, rostig gefleckter oder gesprenkelter, feinkörniger (0,2 mm) Porensandstein
190. 0,05 m rotviolette Schluffsteine, feinsandig
189. 0,40 m violettrote bis violette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), glimmereiche, bankige Sandsteine, plattig zerfallend, quarzitisch
188. 0,15 m rotviolette, glimmerige Schluffsteine
187. 0,45 m Wechselfolge von blaßrotbraunen bis blaßviolettroten mittelkörnigen (0,3—0,5 mm) bis feinkörnigen (0,2 mm), plattigen, z. T. schräggeschichteten, feingestreiften Sandsteinen und rotbraunen Schluff- und Tonsteinen
186. 0,35 m grünlichweißer, feinkörniger (0,1 mm), ebenschichtig feingestreifter, harter, quarzitischer Sandstein, mit graugrünen Tongallenlagen auf den Schichtflächen, backsteinartig zerfallend
185. 0,10 m blaßrote bis graurote, glimmerige und feinsandige Schluffsteine
184. 0,25 m gelblichweiße bis blaßrotbraune, feinkörnige (0,1—0,2 mm), feingeschichtete, wenig verfestigte Porensandsteine, mit dünnen, linsenförmigen, rotbraunen Tonsteinzwischenlagen
183. 0,05 m blaßrote Schluffsteine mit roten Tongallenlagen
182. 0,40 m helle, feinkörnige, quarzitische Sandsteine wie Schicht Nr. 186
181. 0,30 m weißer, mittelkörniger (0,4 mm), fester Sandstein, deutlich feingeschichtet, z. T. rostschlierig, mit unregelmäßig eingelagerten rotbraunen bis braunvioletten Tongallen
180. 0,05 m rote, bröckelige Tonsteine
179. 0,10 m weißer, z. T. auch blaßrotbrauner, mittelkörniger (0,4—0,5 mm), fester, quarzitisch gebundener Sandstein
178. 0,10 m rotbraune, blätterige Tonsteine, schluffig bis feinsandig ausgebildet, mit dünnen, bis 2 cm mächtigen, weißen, fein- bis mittelkörnigen (0,1—0,4 mm) Sandsteinlinsen
177. 0,30 m weiße bis gelbgraue, mittel- bis grobkörnige (0,5—0,7 mm), wenig verfestigte und stark absandende Sandsteinbank, kreuzgeschichtet, von Manganflecken und bis 5 cm großen, flachen, grünvioletten Tongallen durchsetzt; reich an Kaolin bzw. mehr oder weniger stark zersetztem Feldspat

Zweite Abfolge

Gesamtmächtigkeit 2,90 m, im einzelnen:

176. 0,45 m Wechselfolge von grünlichweißen bis grünvioletten, feinkörnigen (0,1 mm), mürben Sandsteinen, mit tonigem Bindemittel, und rotbraunen, z. T. feinsandigen Schluffstein-, und hellroten, blätterigen Tonsteinlagen
175. 0,15 m schmutzigweiße bis blaßviolette, fein- bis mittelkörnige (0,2—0,3 mm), feingeschichtete, mürbe Sandsteinbank, reich an Feldspat und Kaolin, schwach karbonatisch gebunden, lagenweise mit rostbraunen Flecken oder Löchern
174. 0,05 m hellrote, feinsandige Tonsteine
173. 0,15 m weiße bis blaßviolette, feinkörnige (0,1 mm), harte Sandsteinbank, reich an Feldspat und Kaolin

172. 0,10 m hellrote, z. T. feinsandige, z. T. schluffige, glimmerschichtige Tonsteine
171. 0,25 m blaßviolette bis blaßrote, feinkörnige (0,1 mm), feldspatreiche Sandsteinbank, im mittleren Teil mürb und aufblätternd, sonst fest, oben rostbraun gefleckt und mit karbonatischem Zement
170. 0,10 m blaßrote und hellgraue, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), mürbe, glimmerschichtige Sandsteine, mit dünnen, roten Tonsteinzwischenlagen
169. 0,20 m blaßrote, feinkörnige (0,2 mm), rostfleckige, z. T. porige bis löcherige, schräggeschichtete Sandsteinbank, reich an Feldspat und Kaolin
168. 0,05 m rote, blätterige Tonsteine
167. 0,15 m blaßrote bis blaßviolette, sehr feinkörnige (< 0,1 mm), feste Sandsteinbank
166. 0,35 m wie Schicht Nr. 170
165. 0,10 m blaßrote, feinkörnige (0,2 mm) Sandsteinbank mit Poren wie Schicht Nr. 169
164. 0,20 m blaßviolette bis schmutzigweiße, feinkörnige (0,1 mm), untergeordnet auch mittelkörnige (0,3 mm), rostig gefleckte oder gesprenkelte, plattige Sandsteine mit dünnen, hellroten, z. T. feinsandigen Tonsteinlagen wechselnd
163. 0,60 m blaßrotbrauner bis weißer, stark manganfleckiger, verschiedenkörniger, mittel- (0,5—0,6 mm) bis untergeordnet grobkörniger (1,0—1,2 mm), gebänderter, bankiger Sandstein, kreuzgeschichtet, mürb, stark absandend, reich an Feldspat und Kaolin, Bindemittel meist kaolinisch teils karbonatisch, im oberen Teil mit großen braungrauen Tongallen

Erste Abfolge

Gesamtmächtigkeit 3,40 m, im einzelnen:

162. 0,35 m roter, blätteriger Tonstein und dünne, flaserige Schluff- und Feinsandlinsen
161. 0,20 m blaßviolettrote, mittel- bis feinkörnige (0,3—0,2 mm), rostig gefleckte Sandsteine, quarzitisch, reich an Kaolin, in dünne Platten zerfallend
160. 0,10 m rotbraune, feinsandige Schluffsteine
159. 0,15 m braunrote, feinkörnige (0,2 mm), quarzitische Plattensandsteine, reich an Feldspat bzw. an Kaolin, mit dünnen, roten Tonbestegen bzw. Tongallenlagen auf den Schichtflächen
158. 0,10 m rotbraune Schluffsteine mit blaßviolettroten Feinsandsteinlinsen (0,1 mm)
157. 0,10 m braunrote, mittel- bis feinkörnige (0,5—0,2 mm), gebänderte, harte Sandsteinbank, plattig ablösend
156. 0,30 m rotbraune, feinsandige Ton- und Schluffsteine, mit dünnen (bis 3 cm dicken), flaserschichtigen Linsen von fein- bis mittelkörnigem (0,2—0,4 mm), festem Sandstein von braunroter Farbe
155. 0,15 m blaßviolettrote, gelblichweiß gebänderte, z. T. rostgelb gefleckte, wechselkörnige, mittel- bis grobkörnige (0,3—0,7 mm), gebänderte und deutlich schräggeschichtete, kaolinreiche, mürbe Sandsteinbank, absandend
154. 0,10 m rotbrauner, blätteriger Tonstein mit blaßrotbraunen, feinkörnigen Sandsteinlinsen, die kaolinisch-karbonatisch gebunden sind und z. T. als Porensandsteine ausgebildet sein können
153. 0,40 m weiße, mittel- bis grobkörnige (0,5—1,2 mm), gebänderte, feldspat- und kaolinreiche, feste Sandsteine mit karbonatischem Bindemittel, kreuzgeschichtet, im oberen Teil lagenweise mit graugrünen Tongallen und plattig ablösend
152. 1,20 m blaßviolett, z. T. gelblichweiß gefärbte, überwiegend grobkörnige (mittlere Korngröße 0,8—1,0 mm, maximal 3 mm), feldspat- bzw. kaolinreiche Sandsteine, mit gut sortierten und wohlgerundeten Körnern, untergeordnet treten auch mittelkörnige (0,3—0,5 mm) Lagen auf; die Sandsteine sind z. T. fest, z. T. (besonders im unteren Teil) mürb ausgebildet und sanden dann stark ab; die dicken, bis nahezu 1 m mächtigen Bänke sind deutlich kreuzgeschichtet und führen auf den Schichtflächen lagenweise oder intrasedimentär unregelmäßig verteilt, graugrüne, flache Tongallen

151. 0,05 m rotbraune, feinkörnige (0,1—0,2 mm) Lage von wenig verfestigtem, glimmerschichtigem und tonigem Sand
150. 0,20 m weiße bis blaßviolette, im unteren Teil mittelkörnige (0,5 mm), gegen oben sehr grobkörnige (mittlere Korngröße 0,8—1,0 mm, maximal 2,5 mm), feste Sandsteinbank, kaolinisch-quarzitisch gebunden, reich an Feldspat bzw. Kaolin, Körner meist sehr gut gerundet, häufig etwas rekristallisiert

Fortsetzung des Profils nach unten siehe Seite 211

4. Solling Folge (smS) (Solling Gruppe)

Im Hangenden der graugrünen Tonlage, die die Spessart Folge nach oben abschließt, waren an dem Böschungsanschnitt bei Hoheneiche gerade noch die tiefsten Schichten der Solling Folge erschlossen. Es handelt sich dabei um hellgraue, weiße und gelblichweiße, rostig gestreifte oder gesprenkelte und manganfleckige, mittel- bis grobkörnige (mittlere Korngröße 0,4—1,0 mm, maximal 2,5 bis 3 mm), dickbankige, z. T. schwach karbonatische, feingeschichtete Sandsteinbänke, die meist verhältnismäßig mürb ausgebildet sind. Sie führen oft reichlich Feldspat bzw. Kaolin und wechseln mit ganz dünnen (nur wenige Zentimeter mächtigen) grünvioletten Tonsteinlagen, die häufig in Form langgestreckter Linsen auftreten. Die Sandsteine enthalten ganz spärlich kleine (bis kirschkerngroße) Gerölle von weißem und hellem Quarz.

Die Gesamtmächtigkeit der Solling Folge wurde bei Begehungen am Fuße des Heuberges mit etwa 15 bis höchstens 18 m ermittelt.

III. Vergleichende Betrachtungen

Wenn man die Mächtigkeiten der einzelnen Folgen des Mittleren Buntsandsteins in dem Profil von Hoheneiche den Profilen am Hohen Meißner (vgl. KUPFAHL 1958 und LAEMMLEN 1958a) gegenüberstellt, so zeigt es sich, daß die Eichsfeld Folge mit ihren einzelnen Gliedern an beiden Lokalitäten in etwa derselben Mächtigkeit entwickelt ist. Der Eichsfeld Grobsandstein mißt am Hohen Meißner 18—20 m, bei Hoheneiche 22 m. Eichsfeld Plattensandstein und *Avicula*-Schichten zusammen besitzen am Hohen Meißner eine Mächtigkeit von 67—74 m, bei Hoheneiche von 68 m. Im tiefen Mittelbuntsandstein ist demnach von einer spürbaren Mächtigkeitsschwankung zwischen Hohem Meißner und Hoheneiche nichts zu bemerken.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse auch im mittleren Teil des Mittleren Buntsandsteins. Die Mächtigkeit dieses Profilabschnitts, der in Anlehnung an die damalige hessische Buntsandsteinbecken-Nomenklatur en bloc unter der Bezeichnung Hersfelder Gruppe ausgeschieden worden war und der nach unseren heutigen Kenntnissen (vgl. LAEMMLEN 1960) die Rhön Folge und die Spessart Folge repräsentiert, ist vom Hohen Meißner durch die Aufnahmen von KUPFAHL (1958) und LAEMMLEN (1958a) bekannt geworden. KUPFAHL konnte am Ostabhang des Hohen Meißners 35—40 m, LAEMMLEN am Südwestabhang des Hohen Meißners 43—47 m als Gesamtmächtigkeit der Hersfelder Gruppe bestimmen. Rhön Folge und Spessart Folge zusammen sind bei Hoheneiche in einer Gesamtmächtigkeit von

43,75 m, d. h. also in einer etwas höheren Mächtigkeit als am Meißner-Ostabhang entwickelt. Es erfolgt also in der Richtung von Nordwesten nach Südosten, nämlich vom Westhang zum Osthang des Hohen Meißners im mittleren Mittelbuntsandstein zunächst eine Mächtigkeitsreduktion, die sich weiter nach Südosten, in Richtung auf Hoheneiche zu zunächst vielleicht noch fortsetzt, um dann aber in eine Mächtigkeitszunahme umzuschlagen.

Etwas anders läuft die Entwicklung dagegen im oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins, in der Solling Folge. Diese ist am Hohen Meißner in einer Mächtigkeit von etwa 40 m entwickelt und bei Hoheneiche auf etwa 15 m bis höchstens 18 m, d. h. auf über die Hälfte zurückgegangen.

Nach G. RICHTER (1951) nimmt die Mächtigkeit im mittleren und oberen Mittelbuntsandstein im Richelsdorfer Gebirge, also in Richtung nach Süden wieder erheblich zu und dasselbe trifft auch für die noch weiter südlich gelegenen Profile aus dem Hersfelder Raum (vgl. LAEMMLEN 1958b) zu. Daraus und aus den vorstehenden Erörterungen ergibt es sich, daß das Buntsandsteinprofil bei Hoheneiche ein ausgesprochenes Schwellenprofil darstellt und vor allem mit seinem stark verringerten oberen Teil (Solling Folge) wohl der maximalen Aufwölbung der Hunsrück-Oberharz-Schwelle zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins entspricht, d. h. also eine Scheitellage einnimmt.

Im Vergleich mit den Mächtigkeitsreduktionen, die A. HERRMANN (1956) im Mittleren Buntsandstein des Eichsfeldes festgestellt und beschrieben hat, zeigt es sich, daß die Reduktion bei Hoheneiche in äquivalenter Profillage, nämlich ebenfalls im mittleren und oberen Mittelbuntsandstein erfolgt. Diese Schichtreduktionen scheinen allerdings eng mit der Lage der Schichten im Profil verknüpft zu sein, da in den verschiedenen Profilabschnitten verschiedenartige Erscheinungen zu beobachten sind. Im mittleren Mittelbuntsandstein (Rhön Folge und Spessart Folge) sind es vor allem die feinkörnig-pelitischen Schichtenserien, die z. T. stark reduziert sind oder gar gänzlich ausfallen können. Die grobkörnigen, oder ganz allgemein, die mehr sandig ausgebildeten Serien, bleiben dagegen mehr oder weniger unbeeinflußt, d. h. sie reagieren nicht oder nur gering durch eine Reduktion ihrer Mächtigkeit auf die Paläogeographie des Sedimentationsgebietes. Im oberen Mittelbuntsandstein (Solling Folge) hat diese Regel dagegen ihre Gültigkeit verloren, und die Schichten dieser Folge, die schon rein lithologisch gesehen von dem allgemeinen Bild des Mittleren Buntsandsteins so sehr abweichen, fallen auch insbesondere mit ihrem Verhalten gegenüber der Paläogeographie des Sedimentationsgebietes sehr stark aus dem Rahmen.

Ganz ähnliche Verhältnisse ergeben sich übrigens auch bei einem Vergleich der Mächtigkeiten der in Frage kommenden Folgen des Hersfelder Raumes (LAEMMLEN 1960) mit dem beschriebenen Profil von Hoheneiche.

In diesem Zusammenhang ist schließlich noch darauf hinzuweisen, daß die Schwellenlage des Profils von Hoheneiche sich bereits in einer veränderten Ausbildung der *Avicula*-Schichten anzudeuten scheint, indem in dieser Serie hier weniger pelitisches Material zur Sedimentation gekommen ist, als in den ausgesprochenen Becken-Profilen des Hersfelder Raumes. Bei Hoheneiche schalten sich besonders im oberen

Teil der *Avicula*-Schichten häufig dünnbankige und dickplattige, mürbe, mittel- und z. T. auch gröberkörnige Sandsteine ein, die indessen auch bereits in den Profilen am Hohen Meißner beobachtet werden konnten.

IV. Tektonik

Wie bereits eingangs erwähnt, hat Moesta (1876) das schmale Muschelkalkvorkommen, das sich vom Heuberg über den Großen Steinberg jenseits des Sontratales zu den Dachslöchern hinzieht, als eine Einsenkung mit „muldenartigem Bau" angesehen, die eine „eigentliche Gebirgsfalte repräsentirt" und bereits die Buntsandsteinschichten erfaßt.

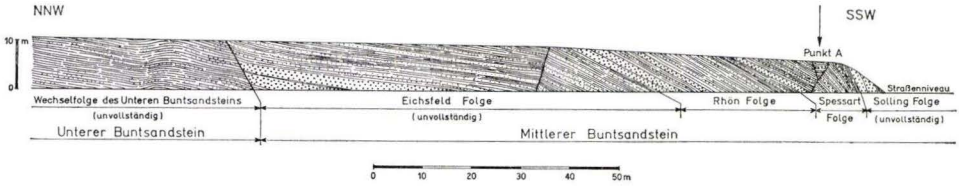


Abb. 2. Südlicher Teil des Buntsandsteinprofils bei Hoheneiche.

Auch Bosse (1931) deutet in seiner spezialtektonischen Arbeit über die niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels sowohl das Muschelkalkvorkommen am Heuberg, als auch das erzgebirgisch streichende Teilstück des Muschelkalkzuges westlich des Sontratales, im wesentlichen als eine ungestörte, nur flach durchgebogene Mulde, deren Einsenkung lediglich auf bruchloser Verbiegung beruht. Nur am Abfall des Heuberges gegen das Flußtal nahm er einige kleinere und unbedeutende Quersprünge an; außerdem beschreibt er bei dem Teilstück zwischen Großem Steinberg und Sontratal flache Verwerfungen, die hier die Muschelkalkschichten gegen den Röt abscheren; sie rufen ein Abbiegen der Muldenachse hervor, das zum Sontratal hin gerichtet ist und östlich des Großen Steinberges etwas steilere Muldenflügel ergibt.

Der neue Aufschluß, der durch den Umbau der Bundesstraße 7/27 bei Hoheneiche entstanden ist, lehrt aber, daß diese Auffassungen nicht der Wirklichkeit entsprechen. Es liegt hier vielmehr ein schmaler Grabenbruch vor, der — wie die meisten unserer hessischen Gräben — muldenförmigen Bau besitzt und sich nur deshalb nicht ohne weiteres zu erkennen gibt, weil seine Hauptstörungen nicht Muschelkalk gegen Buntsandstein verwerfen, sondern innerhalb der Buntsandsteinabfolge angelegt sind.

Die Abb. 2, die ein nicht überhöhtes Profil des Aufschlusses südöstlich Hoheneiche gibt, skizziert die tektonischen Lagerungsverhältnisse innerhalb der Buntsandsteinabfolge.

Auffallend ist vor allem das teilweise sehr starke Einfallen der Buntsandsteinschichten auf den schmalen Muschelkalkzug zu und senkrecht zu dessen Streichrichtung. Dabei lassen sich im oberen Mittelbuntsandstein maximale Einfallbeträge von 80—85° beobachten. Mit zunehmender Entfernung von dem Muschelkalkvorkommen

nehmen die Fallwinkel zunächst rascher, dann langsamer ab; nach 100 m sind es noch 40—50°, nach 250 m noch 25—30° und nach 500 m schließlich noch 8—10°.

Bei genauerer Betrachtung zeigt es sich aber, daß kein kontinuierliches Einsinken der Schichten vorliegt, sondern daß bei der Absenkung auch Verwerfungen beteiligt sind. Es sind zwei Störungen, die das Buntsandsteinprofil durchsetzen und mit ihren beachtlichen Sprunghöhen ganz wesentlich zur Versenkung der Muschelkalkschichten in das Niveau des Buntsandsteins beigetragen haben.

Die nördliche Hälfte des Profils erschließt die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins, deren Schichten ganz allgemein mit flacher Neigung nach Südsüdosten einfallen, die Fallwinkel betragen hier im Durchschnitt etwa 8—12°. Interessant ist,

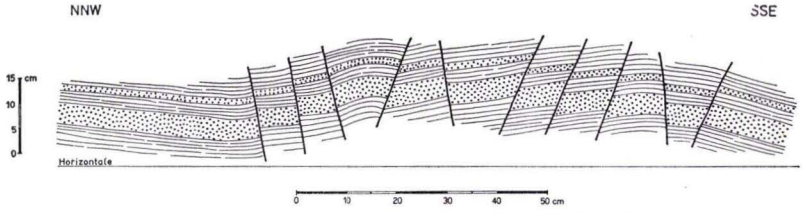


Abb. 3. Kleintektonik im Unteren Buntsandstein an der Bundesstraße 7/27 bei Hoheneiche, etwa 45 m südlich der Einmündung des zum Zeugmantel emporführenden Feldweges.

daß sich verschiedene schmale Partien ausscheiden lassen, in welchen die Schichten umgekehrt, d. h. also auf eine kurze Erstreckung hin nach Nordnordwesten einfallen. Bei oberflächlicher Betrachtung erscheint die Schichtenfolge bruchlos verbogen. Sieht man jedoch näher hin, so bemerkt man an den Schichtflächen kleine Versetzungen und Verschiebungen um Millimeter- und Zentimeterbeträge, sie stehen im Zusammenhang mit den zahlreichen Klüftchen, die das Gestein mehr oder weniger weit durchsetzen. Die aus dünnen, feinkörnigen Sandsteinbänkchen und Tonsteinlagen aufgebaute Wechselfolge läßt diese Erscheinungen sehr schön erkennen. Ein hübsches Beispiel solcher Kleintektonik zeigt der in Abb. 3 schematisch dargestellte Ausschnitt, der an dem Böschungsanschnitt an der Bundesstraße 7/27 etwa 45 m südlich der Einmündung des zum Zeugmantel emporführenden Feldweges aufgenommen werden konnte. Ein etwa 5 cm dickes, feinkörniges Sandsteinbänkchen, das von Tonsteinlagen eingeschlossen ist und von einer weiteren, dünnen Sandsteinplatte überlagert wird, gestattet hier eine genaue Aufnahme und zeigt die Störung der normalen Schichtenlagerung sehr deutlich. An einem System von steil einfallenden, nach Norden oder Süden geneigten Kleinverwerfungen, die der allgemeinen Klüftung folgen und dem Muschelkalkzug am Heuberg etwa parallel streichen, hat eine staffelförmige Versetzung der einzelnen Teilschöllchen stattgefunden. Auf beiden Flanken der Schichtenaufwölbung lassen sich zahlreiche antithetische Aufschiebungen beobachten, durch welche der Schichtenverband eine deutliche Einengung erfahren hat. Auf der nördlichen Flanke ist auch eine synthetische Einengungsform ausgebildet, dagegen treten Abschiebungen sehr stark zurück. Nur im Scheitel der Aufwölbung und auf der südlichen Flanke derselben, kurz bevor das normale Süd-Fallen der Schichten wieder einsetzt, ist je eine synthetische Zerrungsform mit kleinem Versatz vorhanden. Bei den Aufschiebungen schwanken die Sprunghöhen

zwischen 2 und 7 cm und insgesamt ergibt sich längs des dargestellten, etwa einen Meter langen Profilabschnittes eine horizontale Einengung um etwa 8 cm, d. h. also um etwa 8%.

Solche Störungen der normalen Schichtenlagerung, die an die vorhandene Klüftung geknüpft sind und an denen sich eine ganz eindeutige Einengungstendenz ausprägt, lassen sich überall dort beobachten, wo die Einfallrichtung wechselt und umschlägt und wo die Schichten deshalb aufgewölbt erscheinen. Das Kluftsystem, dem diese Verschiebungen folgen, streicht etwa 90—100° und fällt mit 70—85° nach Süden bzw. Norden ein. Es ist auffallend, daß der Versatz der Schichten auf den nördlichen Flügeln der Aufwölbungen im allgemeinen größer ist als auf den nach Süden gerichteten Umbiegungen in die normale Fallrichtung.

Eine 60° streichende Störung begrenzt die aus Unterem Buntsandstein aufgebaute Scholle im Süden (vgl. Abb. 3), sie fällt mit 45° nach Süden ein und bringt Mittleren Buntsandstein der Eichsfeld Folge neben die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins. Sie erscheint also als eine Hauptversatzfläche, die spitzwinkelig zu den erwähnten kleinen Klüften streicht. Ihre Sprunghöhe beträgt 87 m, sie läßt sich mit Hilfe der Obergrenze des Eichsfeld Grobsandsteins sehr genau festlegen. Dieser ist auf der südlichen Scholle mit seinen höchsten Schichten gerade noch erschlossen und kann auf der nördlichen Scholle in einem alten, aufgelassenen Steinbruch beobachtet werden (vgl. Abb. 4). Nordöstlich dieses Steinbruches knickt die Störung leicht ab und schwenkt etwas nach Osten ein. Die Sprunghöhe scheint hier mit 78 m etwas geringer zu sein, als an dem Böschungsanschnitt an der Bundesstraße 7/27.

Etwa 65 m südlich dieser Störung tritt eine weitere wichtige Verwerfung auf, die die Schichten des Eichsfeld Plattensandsteins gegen die *Avicula*-Schichten versetzt (vgl. Abb. 3). Sie streicht etwa 65° und fällt mit 80° sehr steil nach Norden ein. Ihre Sprunghöhe errechnet sich als Differenz an Hand der bekannten Gesamtmächtigkeit von Eichsfeld Plattensandstein und *Avicula*-Schichten zu etwa 53 m. In ihrem Verlauf nach Osten streicht diese Störung auf dem Sattel zwischen Heuberg und Zeugmantel zu und schwenkt dabei allmählich in die Ost-West-Richtung ein (Abb. 4).

Die Einsattelung zwischen diesen beiden Bergen erscheint damit tektonisch vorgezeichnet. Sie ist aber zweifellos dadurch so besonders gut herausgearbeitet, weil die tiefste Depression zwischen den beiden Bergen von den weichen und leicht erodierbaren Gesteinen des Röt eingenommen wird, welche an der Störung abgesunken sind, am Heuberg von den widerständigen Schichten des Unteren Muschelkalks überlagert werden und am Südhang des Zeugmantels gegen die harten, plattigen Sandsteine der Rhön Folge des Mittleren Buntsandsteines grenzen. Die Sprunghöhe der Verwerfung ist hier etwas geringer als an dem Böschungsanschnitt an der Bundesstraße 7/27 und auf 45—46 m zurückgegangen.

Die beiden beschriebenen Störungen bilden zusammen den nördlichen Grabenrandsprung. Die Fortsetzung dieser Nordrandstörung nach Westen läuft durch das tief eingeschnittene Seitentälchen, das vom Großen Steinberg nach Ostnordosten zur Sontra hinabzieht.

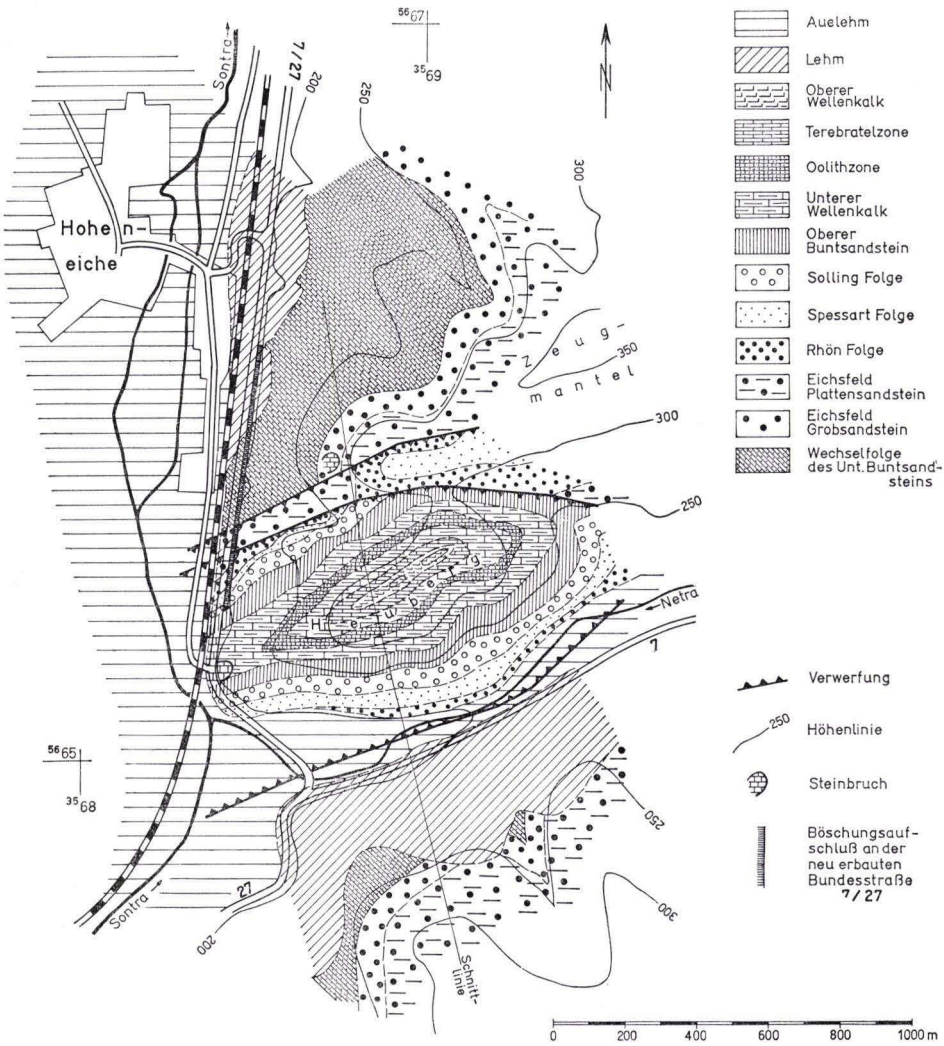


Abb. 4. Geologische Übersichtskarte des östlichen Suntergrabens am Heuberg bei Hoheneiche.

Schließlich konnte an dem Böschungsaufschluß weitere 55 m südlich der nördlichen Grabenrandverwerfung eine dritte Störung beobachtet werden (Punkt A in Abb. 2), die mit ihrem geringen Verwurf von nur 50 cm in Bezug auf die Einsenkung der jüngeren Schichten zwar nur eine untergeordnete Rolle spielt, aber trotzdem einer kurzen Betrachtung wert erscheint. Es handelt sich hier nämlich nicht um eine einzelne, sondern um zwei zeitlich und funktionell verschiedene Verwerfungen, die miteinander in Beziehung stehen und einen kleinen Y-Bruch bilden. Es haben hier wie der Aufschluß klar erkennen ließ (vgl. Abb. 5), zwei verschiedene Bewegungen stattgefunden: eine 80° streichende und mit 70° nach Süden einfallende Ver-

werfung, die eine normale Abschiebung darstellt, wird von einer 85—90° streichenden und relativ stark verbogenen, im Durchschnitt mit 65° nach Norden einfallenden Störung abgeschnitten. Wie die Schichtenfolge — ein Wechsel von Sandsteinbänken und Tonsteinlagen — auf beiden Flügeln und innerhalb des Y-Bruches, sowie auch dessen antithetische Schichtenlagerung zeigt, hat an dieser Verwerfung eine beachtliche Einengung stattgefunden. In dem in Abb. 5 dargestellten Profilabschnitt ergibt sich bei einer etwa 5 m langen horizontalen Erstreckung eine seit-

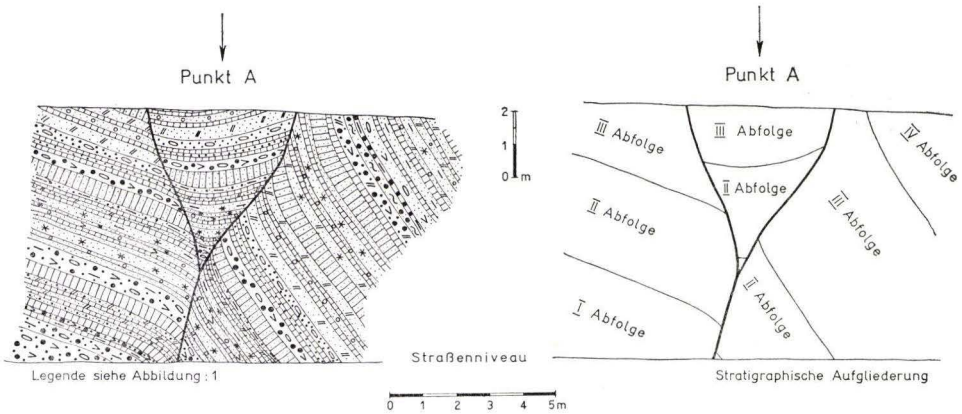


Abb. 5. Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 2, Punkt A.

liche Einengung von 2,7 m, d. h. also um 54%. Auch das z. T. intensiv zerbrochene oder verknetete Gestein im Bereich dieses Y-Grabens läßt die Auswirkungen des Bewegungsvorganges gut erkennen. Nach Art und Anlage entspricht die stark verbogene und nach Norden einfallende Verwerfung den kleinen Klüften im Unteren Buntsandstein, an welchen die dortigen Kleinst-Verschiebungen stattgefunden haben.

Auf dem südlichen Flügel des Böschungsanschnittes erfolgt von dem beschriebenen Graben bis zum Ende des Aufschlusses ein steiles Einfallen (mit Fallwinkeln von 45—50°) der Schichten nach Süden, das bruchlos allmählich immer mehr zunimmt, bis am südlichen Ende der Böschung die Schichten schließlich mit 80—85° steil zur Tiefe geneigt sind (vgl. Abb. 2).

Begehungen am Heuberg haben erbracht, daß die Solling Folge normal von den Tonsteinlagen des Röt abgelöst wird, und daß auch zwischen Röt und Unterem Muschelkalk konkordante und ungestörte Lagerung vorhanden ist (vgl. Abb. 4). Bereits im Röt nimmt das Einfallen allmählich wieder geringere Werte an, eine Messung am nordwestlichen Fuße des Heuberges erbrachte Werte zwischen 60 und 45°, und eine weitere Ausmuldung findet dann im Unteren Muschelkalk statt, der in dem großen Aufschluß in Höhe des Bahnwärterhauses bereits ein Einfallen in umgekehrter Richtung, nämlich mit 10—15°, nach Norden aufweist.

Die südliche Randverwerfung des Suntergrabens ist nicht erschlossen. Sie läuft durch den vorderen Teil des Netratales (vgl. Abb. 4) und wird durch

dessen quartäre Talfüllung verhüllt. Der vorderste Abschnitt des Netratales von der Mündung in die Sontra, bis zum Eintritt des Tals in den herzyn streichenden Netragraben läuft dem Streichen des Muschelkalkzuges am Heuberg genau parallel. Die Höhen östlich Wichmannshausen werden von wesentlich älteren Schichten des Buntsandsteins aufgebaut, als der südliche Fuß des Heuberges. Während hier am Talrand die Schichten der Rhön Folge, als tiefstes Glied eines geschlossenen und ungestörten Profils bis zum Oberen Wellenkalk gerade noch zutage treten (vgl. Abb. 4 und Abb. 6), bildet südlich des Netratales die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins den Sockel der Höhenrücken, die sich zwischen Ulfe-, Sontra- und Netratal

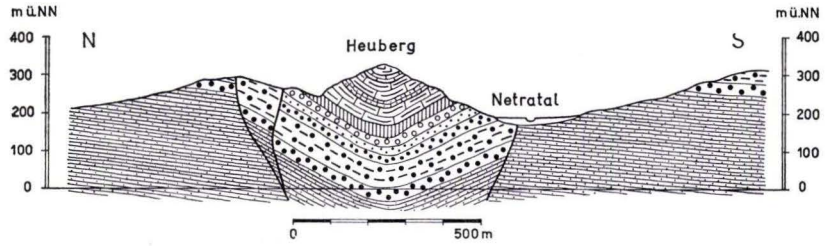


Abb. 6. Querprofil durch den Suntergraben am Heuberg südöstlich Hoheneiche.

erheben. Über den Schichten des Unteren Buntsandsteins folgen dann hier die Schichten der Eichsfeld Folge und erst auf den höheren Erhebungen, morphologisch also wesentlich höher als in der Grabenscholle am Heuberg, treten in der Hochscholle von Wichmannshausen auch Schichten der Rhön Folge auf. Die Sprunghöhe der südlichen Randverwerfung beträgt etwa 180—190 m. Ihre Fortsetzung nach Westen ist in dem tiefen Wasserriß zu suchen, der von den Dachslöchern, westlich der Sontra, zwischen Großem Steinberg und Huberich nach Ostnordosten zum Sontratal hinabzieht.

Die Schichten der Grabenscholle mulden an der südlichen Randstörung aus, so daß der Suntergraben — zumindest in seinem östlichen Abschnitt am Heuberg — einen verhältnismäßig symmetrischen und einen klassisch muldenförmigen Bau besitzt (vgl. Abb. 6), wie er für die niederhessischen Gräben ganz allgemein charakteristisch ist.

Betrachten wir nun nochmals das Gesamtbild: In einem etwa Nord–Südstreichenden Böschungsaufschluß ist Unterer und Mittlerer Buntsandstein erschlossen. Synthetische und antithetische vertikale Verschiebungen bewirken eine Zerstörung des geschlossenen Schichtenverbandes und eine Zerlegung in verschiedene Einzelschollen, die normalerweise ein nach Süden gerichtetes, mehr oder weniger starkes Einfallen zeigen. Dabei entfällt der Hauptverwurf auf zwei Störungen, die reine Abschiebungen darstellen. Die Gebirgsbewegungen haben also in einem Auseinanderrücken der Schollen, d. h. in einer Dehnung bestanden, die letztlich zur Bildung des Suntergrabens geführt hat. Neben Zerrungsvorgängen hat aber auch noch eine spätere Einengung stattgefunden, die sich in zahlreichen Pressungserscheinungen dokumentiert. Aufschiebungen und eine ganze Reihe von antithetischen Kleinst-Schollentreppen komplizieren das tektonische

Bild. Es erscheint dabei sehr interessant, daß sich die Einengungsbeträge in den tonigen und milden Schichten des Unteren Buntsandsteins auf eine Vielzahl von kleinen und kleinsten Aufschiebungen verteilen, während die Pressung in den starrer ausgebildeten Schichten des Mittelbuntsandsteins lediglich an einer einzigen, bereits vorgezeichneten Schwächezone zur vollen Auswirkung kommen konnte.

Im größeren tektonischen Rahmen der Umgebung handelt es sich um einen schmalen Grabenbruch, dessen Hauptverwerfungen im Buntsandstein angelegt sind. Dieser Graben — der Suntergraben — ist zwischen dem Auslauf des Netragrabens im Nordosten und den Sontragraben im Südwesten eingespannt und gehört der Quertektonik dieser Schwächezonen an. Er besitzt — wie die meisten der hessischen Gräben — einen ausgeprägt muldenförmigen Bau, der bewirkt, daß sich in der Grabenmitte Unterer Muschelkalk erhalten hat. Der nördliche Randsprung setzt sich aus zwei Teilbrüchen zusammen, von welchen der nördliche synthetisch, der südliche aber zumindest in seinem oberen Teil (vgl. Abb. 6) antithetisch angelegt ist. Die Sprunghöhen betragen 87 m und 53 m, zusammen also 140 m. Der bedeutsamere Südrandsprung weist eine Sprunghöhe von 180—190 m auf und fällt — wie aus Beobachtungen am westlichen Hang des Sontratales geschlossen werden kann — nach Norden ein, d. h. er ist synthetisch angelegt. Wahrscheinlich bildet die südliche Grabenrandverwerfung mit ihrer größeren Sprunghöhe den primären und in größere Tiefen reichenden Zerrsprung, an dem die nördliche Randverwerfung endigt, ähnlich wie es Lotze (1931) vom Oeyenhausen-Everser Graben bzw. vom Oeyenhausener Senkungsfeld beschreiben konnte.

V. Zusammenfassung

Ein bei Hoheneiche, Kreis Eschwege, aufgenommenes Buntsandsteinprofil wird stratigraphisch-petrographisch und tektonisch beschrieben. Die guten Aufschlußverhältnisse ermöglichten eine sehr detaillierte Profilaufnahme und eine eingehende Beschreibung der verschiedenen Folgen vor allem im mittleren Mittelbuntsandstein (Rhön Folge und Spessart Folge). Beim Vergleich mit Profilen vom Hohen Meißner und aus dem benachbarten Niedersachsen ergeben sich weitestgehende Übereinstimmungen hinsichtlich Gesteinsausbildung und Schichtenfolge. Im mittleren und oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins zeigt sich, ähnlich wie es A. Herrmann (1956) vom Eichsfeld beschreibt, auch hier eine starke Mächtigkeitsreduktion der einzelnen Schichtenfolgen, die vor allem die feinsandig-pelitischen Schichten betrifft und auf die, in unmittelbarer Nachbarschaft durchziehende, Hunsrück-Oberharz-Schwelle zurückgeführt wird. Bei der tektonischen Betrachtung des Profils ergibt es sich, daß der schmale Muschelkalkzug, der vom Heuberg über den Großen Steinberg zu den Dachslöchern zieht, nicht einer *alleinigen* bruchlosen Einsenkung seine Erhaltung verdankt, sondern daß es sich dabei um einen symmetrisch gebauten tektonischen Grabenbruch handelt, dessen Randverwerfungen im Buntsandstein angelegt sind. Die bedeutendere südliche Randverwerfung folgt dem Netratal, der nördliche Randsprung setzt sich aus zwei Teilbrüchen zusammen. Die tektonischen Erschei-

nungen zeigen, daß bei der Anlage des Suntergrabens neben einer klar ausgeprägten Dehnung auch eine spätere Einengung stattgefunden hat, die das tektonische Bild im einzelnen modifiziert.

Schriftenverzeichnis

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.

BOIGK, H.: Möglichkeiten und Wege zu einer Feingliederung im Mittleren Buntsandstein, erläutert an den Verhältnissen des nordwestlichen Vorharzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, (1951), S. 102—105, Hannover 1952.

— Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., **72**, S. 325—340, 3 Abb., Hannover 1956.

BOSSE, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels. — Mit 1 Tafel u. 10 Abb. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 128, S. 1—37, Berlin 1931.

GRUPE, O.: Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. preuß. geol. L.-A., **33** (1912), I, S. 397—421, Berlin 1912.

— Voltziensandstein, Chirotheriensandstein und Bausandstein und ihre stratigraphische Stellung innerhalb der Buntsandsteinformation. — Cbl. Mineral. Geol. Paläontol., B, 1926, S. 129—145, Stuttgart 1926.

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.

HAACK, W.: Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A., **42** (1921), S. 560—594, Berlin 1923.

HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., **72**, S. 341—345, 1 Abb., Hannover 1956.

KOLESCH, K.: Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla (S.-A.). — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, (II), S. 307—382, 15 Abb., Berlin 1921.

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, F.: Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 243—245, Wiesbaden 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, (1958a).

— Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 241—268, 1 Abb., Wiesbaden 1958, (1958b).

— Über die Aufteilung der Hersfelder Gruppe des Mittleren Buntsandsteins. — Mit 3 Abb., 3 Tab. u. 1 Tafel. — Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1960, **112**, Teil 3, S. 491 bis 512, Hannover 1961.

LOTZE, F.: Das Falkenhagener Störungssystem. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 128, S. 38—128, mit 5 Taf. u. 52 Abb., Berlin 1931.

MOESTA, F.: Erläuterungen zur geologischen Special-Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. — Blatt Waldkappel 1 : 25000, Berlin 1876.

RICHTER, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raume. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61** (1940), S. 283—332, Taf. 23—25, Berlin 1941.

Manuskript eingegangen am 14. 12. 1960

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 235—241 | 1 Abb. | Wiesbaden, 21. 7. 1961 |

Die Gliederung der Volpriehausen Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen

Von

HANS-GÜNTHER KUPFAHL und JOE-DIETRICH THEWS, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung

Einleitung

Das Gebiet des Blattes 4723 Oberkaufungen liegt in den südlichen Ausläufern des Kaufunger Waldes südöstlich Kassel. Während einer gemeinsamen Kartierung der Herren KUPFAHL, MATTHESS, RÖSING und THEWS im Jahre 1959 konnte im Süd- und Südostteil des Blattes die Volpriehausen Folge[1]) von den Verfassern näher gegliedert werden. Sie ist die unterste der vier großen Abfolgen des Mittleren Buntsandsteins, die BOIGK (1957) in Südhannover ausschied und die in Anlehnung an seine Gliederung auch auf Blatt Oberkaufungen ermittelt werden konnten.

Das Gebiet von Blatt Oberkaufungen stellt ein wichtiges Bindeglied zwischen dem Kaufunger Wald und Reinhardswald im Norden und dem Knüllgebirge im Süden, sowie dem Eichsfeld und dem Hohen Meißner im Osten und dem Vorland des Schiefergebirges im Westen dar. Daher soll das Oberkaufunger Profil der Volpriehausen Folge nachstehend kurzgefaßt mitgeteilt werden. Aufgrund eines Vergleiches mit den genannten Nachbargebieten wird insbesondere die Frage der Grenzziehung zwischen der Volpriehausen Wechselfolge und den Avicula-Schichten zur Diskussion gestellt (vgl. Abb. 1).

A. Einzelbeschreibung

Die Volpriehausen Folge läßt sich hier, wie auch in anderen Gegenden, in Volpriehausen Grobsandstein, Volpriehausen Wechselfolge und Avicula-Schichten gliedern.

1. Volpriehausen Grobsandstein

Der Grobsandstein bildet im Gelände eine markante morphologische Steilkante. Seine Farbe ist schmutziggrau bis rotbraun, selten schwach violett. Die Mächtigkeit beträgt ca. 22 m. Man kann einen dickbankigen unteren Sandstein mit Korngrößen

[1]) Die „Volpriehausen Folge" der südhannoverschen Gliederung ist stratigraphisch der „Eichsfeld Folge" der Gliederung in Mittelhessen äquivalent (vgl. KUTSCHER 1960).

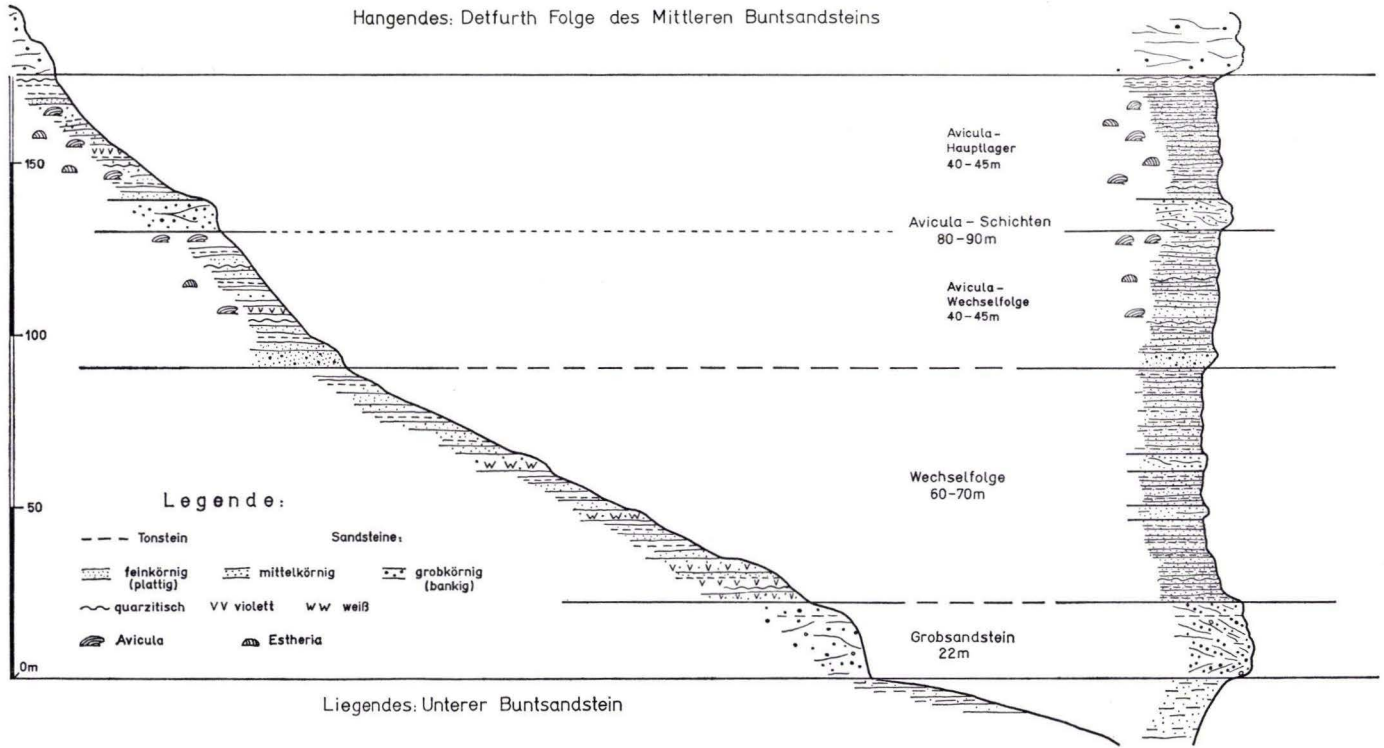


Abb. 1. Das Profil der Volpriehausen Folge auf Blatt Oberkaufungen.

von 0,3 bis 3,0 mm und einen etwas geringer mächtigen, bankigen oberen Sandstein mit Korngrößen zwischen 0,3 und 2,0 mm unterscheiden. In beiden können kleine Gerölle (bis 5 mm Durchmesser) auftreten. Neben den meist gut gerundeten Quarzkörnern sind untergeordnet Feldspäte vorhanden; der Glimmergehalt ist kaum nennenswert.

Die Sandsteine besitzen eine ausgeprägte Schrägschichtung und sind überwiegend fest beschaffen, neigen jedoch zum Absanden. Eine mürbe bis sandige Ausbildung, wie sie z. B. aus der Gegend von Bad Hersfeld bekannt ist, liegt nur in der Sandgrube südwestlich von St. Ottilien aufgeschlossen vor.

Die Schichten sind im ganzen sehr tonarm. Ihre Sandsteine haben nur sehr wenig toniges Bindemittel, jedoch sind zahlreiche Tongerölle, oft lagenweise angeordnet, eingestreut. Die wenigen durchgehenden Tonsteinlagen sind auf den mittleren und höchsten Teil der Schichten beschränkt und werden selten über 10 cm stark.

2. Volpriehausen Wechselfolge

Die über dem Steilanstieg des Volpriehausen Grobsandsteins mit einer deutlichen Geländeverflachung bzw. mit mäßig steilem Anstieg folgenden Schichten sind 60 bis 70 m mächtig. Sie bestehen vorwiegend aus „Wechselfolge Gesteinen", d. h. aus plattigen, feinkörnigen Sandsteinen von meist 1—3 cm Stärke und aus Tonsteinlagen. Sandstein und Tonstein sind durchschnittlich im Verhältnis 60:40 am Aufbau der Schichten beteiligt. Im höheren Teil der Volpriehausen Wechselfolge ist das Verhältnis etwas zugunsten des Tonsteins verschoben. Die Sandsteine sind mild bis fest beschaffen, oft feinschichtig gebändert, mit Korngrößen zwischen 0,1 und 0,5 mm. Einige gröbere Bänke sind eingeschaltet. Vorherrschende Farbe ist Rotbraun, seltener, aber sehr charakteristisch für bestimmte Lagen, sind grauviolette Farbtöne. Die gröberen Bänke sind oft grau bis weiß. Glimmer findet sich auf Schichtflächen und ist gelegentlich auch in Lagen angereichert.

Im einzelnen zeigt die Volpriehausen Wechselfolge das nachstehende Profil:

Hangendes:	Avicula-Schichten
15—20 m	Tonstein und feinkörniger Sandstein wechsellagernd (Wechselfolge), rotbraun; Tonsteinanteil größer als Sandsteinanteil.
5 m	Sandstein, blaßrot, auch grau bis weiß, plattig, mäßig fest, mit Korngrößen von 0,4 bis 0,7 mm; Lesesteine oft kantengerundet; bildet auf flachen Hängen deutliche Geländestufe.
15 m	feinkörniger Sandstein und Tonstein wechsellagernd (Wechselfolge), rotbraun, selten violettstichig.
3—4 m	Sandstein, vorwiegend grauweiß, daneben auch rötlich, hart, quarzitisch, plattig bis bankig, mittel- bis grobkörnig (⌀ um 0,5 mm); bildet auf flachen Hängen deutliche Geländestufe.
10—15 m	feinkörniger Sandstein und Tonstein wechsellagernd (Wechselfolge), rotbraun, selten violettstichig.
12—13 m	Sandstein mit Tonsteinlagen; Sandsteine überwiegend rotbraun, daneben charakteristisch grauviolett, feinkörnig, hart, quarzitisch, feinstreifig gebändert, dickplattig (3—6 cm); bildet morphologisch einen relativ steilen Anstieg, der in engen Tälern den des Volpriehausen Grobsandsteins fortsetzen kann.
Liegendes:	Volpriehausen Grobsandstein.

3. Avicula-Schichten

Die 80—90 m mächtigen Schichten bilden einen deutlichen Geländeanstieg über der Wechselfolge. Sie besitzen durchgehend steilere Hänge und sind in ihrer Gesamtheit von der Wechselfolge durch einen Geländeknick abgesetzt (vgl. Abb. 1). Eingeschaltete Grobsandsteinpakete heben sich als Geländestufen besonders heraus. Die Schichten bestehen ebenso wie die liegende Wechselfolge vorwiegend aus plattigen bis dünnbankigen Sandsteinen und Tonsteinlagen, doch treten die glimmerreichen Sandsteine gegenüber den Tonsteinen im tieferen Teil stärker in den Vordergrund. Sie sind meist feinkörnig, fest und quarzitisch mit muscheligem Bruch, teilweise aber auch mittelkörnig und weniger fest. Die Farbe wechselt zwischen rotbraun, hellrot, violett und grau. Helle Bleichungsfarben sind sehr selten. Die besten Aufschlüsse liegen im Wasserriß zwischen Trieschkopf und Roten-Berg östlich von Wellerode. Die Avicula-Schichten lassen sich mit Hilfe der Fossilführung und der petrographischen Ausbildung in einen unteren Teil (Avicula-Wechselfolge) und einen oberen Teil (Avicula-Hauptlager) gliedern.

Sie zeigen im einzelnen das nachstehende Profil:

Hangendes: Detfurth Folge des Mittleren Buntsandsteins

30—40 m Sandstein, plattig, feinkörnig, vereinzelt auch bankig, grobkörniger, und Tonsteinlagen, kräftig rot bis rotbraun; die Tonsteine können in einzelnen Partien bis zu 50% der Sedimente ausmachen, in den obersten 8—10 m scheint Tonstein vorzuherrschen. *Avicula murchisoni* (GEINITZ) ist im unteren und mittleren Teil sehr häufig. In einzelnen ca. 4 cm starken, mürben, mittelkörnigen Lagen, die zwischen fossilfreien Sandsteinen liegen, kommt die Muschel bei regelloser Anordnung der Individuen massenhaft vor. Steinkerne und Abdrücke finden sich meist in Sandsteinen und auf Glimmerlagen, selten dagegen in Tonsteinen. Die Individuen sind bei unterschiedlicher Wölbung meist zwischen 0,5 und 1,0 cm lang, einzelne bis 3,0 cm. Bei den größeren Exemplaren sind häufig Anwachsstreifen zu erkennen. Etwa 8—10 m unterhalb der Hangendgrenze wurden nur noch Kleinformen der Muschel ($<$ 6,0 mm) beobachtet, in dem darüberfolgenden Teil des Hauptlagers konnte sie trotz örtlich guter Aufschlüsse nicht mehr nachgewiesen werden. Im Gegensatz zu manchen anderen Gebieten reicht also hier die Muschel nicht bis zur hangenden Grenze der Schichten nach oben.
Ähnlich wie *Avicula* scheint sich hinsichtlich des Schwerpunktes in ihrer vertikalen Verbreitung auch *Estheria* zu verhalten. Während im tieferen Teil der Schichten nur einzelne Exemplare gefunden wurden — und zwar meist in Tonsteinen, selten in Sandsteinen — konnten im höheren Teil bis zu fünf auf einer Schichtfläche von 4 $\times$ 4 cm beobachtet werden.

8—10 m Sandstein, rotbraun bis graubraun, teilweise auch gelbbraun, grobkörnig ($\varnothing$ bis 2,0 mm), bankig. Der Sandstein tritt morphologisch als Steilkante hervor und sieht dem Volpriehausen Grobsandstein ähnlich, ist aber weniger mächtig und grobkörnig, fester und weniger dickbankig. Auf Grund seiner deutlichen Steilkante, seiner petrographischen Ausbildung sowie seiner Stellung im Hangenden des unten erwähnten *Avicula*-Pflasters ist er im Gelände meist sehr gut zu erkennen und stellt einen wichtigen Leithorizont dar.

Avicula-Wechselfolge:

40—45 m Sandstein und Tonstein wechsellagernd, mit überwiegendem Sandsteinanteil, hellrot bis rotbraun, die gröberen Lagen auch bräunlich, fein- und mittelkörnig; grobkörnige Bänke sind besonders in den basalen 3 m eingeschaltet. *Avicula murchisoni* (Geinitz) tritt einzeln oder mit höchstens 5—6 Exemplaren auf einer Schichtfläche von 10 × 10 cm auf. Sie ist nicht selten und nach einigem Suchen stets zu finden. Am Top der Serie, unmittelbar unter dem hangenden grobkörnigen Sandstein, ist die Individuenzahl plötzlich stark erhöht, und die Muschel bedeckt pflasterartig die Schichtflächen fester, dicker und großer Sandsteinplatten[2]).

Liegendes: Volpriehausen Wechselfolge.

B. Die Grenzziehung zwischen Wechselfolge und Avicula-Schichten

Während die Abgrenzung der gesamten Folge gegen die liegenden und hangenden Schichten und auch die Abgrenzung des basalen Grobsandsteins nach oben in den bisher untersuchten Gebieten von allen Autoren übereinstimmend vorgenommen ist, wird die Grenzziehung zwischen der Wechselfolge und den *Avicula* führenden Schichten nicht einheitlich gehandhabt. Auch bleibt in einigen Arbeiten das Niveau dieser Grenze unklar. Die Mehrzahl der Autoren — und das gilt vor allem für die Bearbeiter nördlich gelegener Gebiete — richtet sich nach der Haupt-Fossilführung und grenzt — örtlich mit Hilfe basaler grobkörniger Lagen — das „Haupt-Gervillienlager" von der tieferen „Wechselfolge" ab (H. Boigk u. a.), wobei im allgemeinen das Vorkommen einzelner Aviculiden in der Wechselfolge, besonders in ihrem höheren Teil, vermerkt wird. Bezüglich des Auftretens von *Avicula* kann man auch auf Blatt Oberkaufungen zunächst eine obere Schichtfolge mit besonders starker Fossilführung ausscheiden. Dies „Avicula-Hauptlager" einschließlich des basalen Grobsandsteins ist mit größter Wahrscheinlichkeit dem „Haupt-Gervillienlager" Boigks und dem „Avicula-Sandstein" anderer Autoren äquivalent. Die unmittelbar darunter liegenden Schichten enthalten nun aber auf Blatt Oberkaufungen und in anderen Gebieten Nordhessens (Blätter Melsungen, Großalmerode, Waldkappel, Bad Sooden-Allendorf) so zahlreich *Avicula*, daß man nicht von vereinzeltem Auftreten sprechen kann. Einen Aufschluß dieser Schichten beispielsweise, der nicht im Zusammenhang einer durchgehenden Abfolge liegt, könnte man nur *Avicula* führenden Schichten zuordnen, in erster Linie also fälschlich dem Avicula-Hauptlager. Daher erscheint es zweckmäßig, die genannten Schichten als „Avicula-Wechselfolge" auszuscheiden, sie mit dem Avicula-Hauptlager zusammenzufassen und von der Volpriehausen Wechselfolge abzutrennen. Dieser erstrangige Schnitt zwischen einem fossilführenden höheren Teil (Avicula-Schichten) und einem etwa gleich mächtigen, im ganzen fossilfreien tieferen Teil der Volpriehausen Folge ist petrographisch ähnlich gut, morphologisch aber wesentlich besser ausgeprägt als

[2]) Diese Lagen wurden nicht anstehend gefunden. Da sie jedoch auch dort auftreten, wo das Profil mit dem Grobsandstein abschließt, bestehen keine Zweifel an ihrer Lage im Profil. Offenbar beobachtete auch H. Stark in Südhannover in diesem Niveau eine Häufung des Fossils (vgl. Stark 1957, S. 323 unten).

der Schnitt an der Basis des Avicula-Hauptlagers. Auch aus diesem Grunde ist er stärker zu betonen (vgl. Abb. 1).

Zur gleichen Auffassung bezüglich der Grenzziehung wird man auch in weiter südlich gelegenen Gebieten gelangen. Zwar setzt die Fossilführung in südlicher Richtung im wesentlichen von unten her aus und hält sich am längsten im „Hauptlager", aber wie im Norden Hessens liegt auch dort (Knüllgebirge) der besser ausgeprägte morphologische und auch lithologische Schnitt an der Basis der in der vorliegenden Arbeit ausgeschiedenen Avicula-Schichten. Weiter im Süden (Rhön), wo man zur Untergliederung allein lithologische und morphologische Merkmale zur Verfügung hat, ist man ganz besonders auf diese stratigraphische Grenze angewiesen.

Zusammenfassung

Die Volpriehausen Folge wird abweichend von der Gliederung im Raume Südhannover auf Blatt Oberkaufungen in folgender Weise gegliedert:

80—90 m Avicula-Schichten { 40—45 m Avicula-Hauptlager
40—45 m Avicula-Wechselfolge
60—70 m Volpriehausen Wechselfolge
22 m Volpriehausen Grobsandstein.

Schriftenverzeichnis

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.

BOIGK, H.: Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., **72**, S. 325—340, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1957.

— Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., **76**, S. 597—636, 6 Abb., Hannover 1959.

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.

HAACK, W.: Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Nordwestdeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1921, **42**, S. 560—594, Berlin 1923.

HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., **72**, S. 341—345, 1 Abb., Hannover 1957.

KOLESCH, K.: Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla (S.-A.). — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, II, S. 307—382, Berlin 1919.

KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 72—83, 3 Abb., Stuttgart 1957.

— Ein Profil des Mittleren Buntsandsteins vom Kaufunger Wald zur Rheinischen Masse. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 328—334, 1 Abb., Stuttgart 1957 (1957b).

KUPFAHL, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 202—214, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1958.

Kutscher, F.: Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 243—245, Wiesbaden 1960.

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.

Stark, H.: Versuch einer Gliederung des Unteren Buntsandsteins und einer Feingliederung des Mittleren Buntsandsteins bis zu den Hauptgervillienbänken im Vogler und Homburgwald. — Geol. Jb., **72**, S. 315—324, 3 Abb., Hannover 1957.

Manuskript eingegangen am 23. 6. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 242–265	4 Abb.	Taf. 14–15	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld

PETER R. LANGE und KARL-CHRISTIAN KÄDING

Mit 4 Abbildungen und den Tafeln 14–15

A. Einleitung (LANGE) 243
B. Stratigraphie 244
I. Unterer Buntsandstein (KÄDING) 244
1. Bröckelschiefer 244
2. Sandsteinfolge des Unteren Buntsandsteins 244
3. Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins 245
II. Mittlerer Buntsandstein 246
1. Eichsfeld Folge (KÄDING) 248
a) Eichsfeld Grobsandstein 248
b) Eichsfeld Plattensandstein 249
2. Rhön Folge (LANGE) 250
a) Rhön Grobsandstein 250
b) Rhön Plattensandstein 251
3. Spessart Folge (LANGE) 251
a) Spessart Grobsandstein 252
b) Spessart Plattensandstein 252
4. Solling Folge (KÄDING) 254
III. Oberer Buntsandstein, Röt (LANGE) 255
1. Schiefertonschichten 256
2. Quarzitschichten 256
3. Grüngraue Mergel 256
IV. Muschelkalk (KÄDING) 257
V. Tertiär und Pleistozän (LANGE) 258
C. Tektonik (LANGE) 258
I. Strukturen 258
II. Störungen 259
1. NS- (rheinisch) streichende Störungen 259
2. NW–SE- (herzynisch) streichende Störungen 260
3. SW–NE- (erzgebirgisch) streichende Störungen 260
III. Auslaugungen 261
1. Morphologisch erkennbare Einbruchstrichter 261
2. Einbruchsgebiete mit pleistozäner Sedimentfüllung 261
IV. Salzhang 262
D. Zusammenfassung (LANGE) 262
E. Schriftenverzeichnis 263

A. Einleitung (LANGE)

Das Kartierungsgebiet liegt östlich Bad Hersfeld und erstreckt sich bis zur thüringisch-hessischen Landesgrenze im Osten (Abb. 1). Als Kartierungsunterlagen wurden die Kartenblätter 1:25000 Hönebach (5025), Berka (5026), Hersfeld (5124), Friedewald (5125), Vacha (5126), Eiterfeld (5224) und Geisa (5225) benutzt. Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Kartierungsergebnisse, die die Verfasser in den Jahren 1958 und 1959 machten.

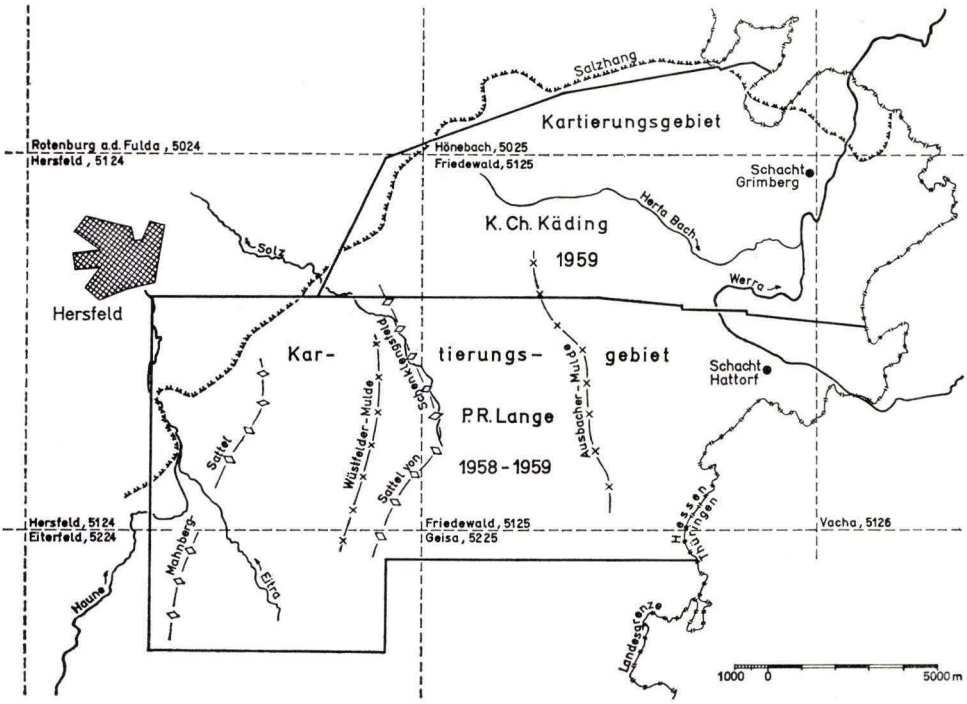


Abb. 1. Übersichtskarte des bearbeiteten Gebietes östlich von Bad Hersfeld mit den geologischen Strukturen und dem Salzhang.

Im Vordergrund der Arbeit stand die Aufnahme faziell verschieden ausgebildeter Horizonte im Buntsandstein. Der petrographische Wechsel von Grobsandstein und Plattensandstein, besonders im Mittleren Buntsandstein, erlaubt eine Lesesteinkartierung zwischen den nur sehr selten zu findenden Aufschlüssen in den einzelnen Schichtgliedern. Im Mittleren Buntsandstein wurden Schichtfolgen gefunden, die sich weitgehend an die Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im südhannoverschen Raum in vier Folgen anlehnen (BOIGK 1951 u. a.).

Diese Untergliederung des gesamten Buntsandsteins in 13 petrographisch einheitlich aufgebaute Schichtfolgen machte eine Neukartierung der Buntsandsteingebiete auf den geologischen Kartenblättern 1:25000 Hönebach (F. MOESTA, 1876), Berka 2. Aufl. (H. BÜCKING und E. FULDA, 1925), Hersfeld (A. v. KOENEN, 1888), Friede-

wald 2. Aufl. (H. BÜCKING und C. DIETZ, 1927), Vacha 2. Aufl. (H. BÜCKING und E. FULDA, 1925), Eiterfeld (A. v. KOENEN, 1888) und Geisa (A. v. KOENEN, 1888) erforderlich. Diese Aufnahme erlaubte die Konstruktion eines Strukturplanes, eine abgedeckte geologische Karte bezogen auf 300 m über NN. Für die Kaliindustrie wurden Hinweise über die mögliche Verbreitung der Kalilagerstätten im Zechstein bis zur Salzhanginnengrenze gegeben. Außerdem vermittelt die geologische Strukturkarte mit den Verbreitungsgebieten von Pleistozän einen Überblick über Einbruchsgebiete im Buntsandstein, die durch Subrosionserscheinungen im Zechsteinsalinar verursacht worden sind.

Die Verfasser danken der Salzdetfurth AG und der Wintershall AG für die Genehmigung zur Veröffentlichung ihrer Kartierungsergebnisse.

Für die Anregung zu dieser Arbeit und die jederzeitige hilfreiche Förderung dankt Herr KÄDING seinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. RICHTER.

B. Stratigraphie

I. Unterer Buntsandstein (KÄDING)

1. Bröckelschiefer

Die Basis des Buntsandsteins ist im Kartierungsgebiet nicht anstehend. Die Grenze des Bröckelschiefers gegen die oberen Zechsteinletten wurde aber in den Bohrungen auf Kalisalz durchörtert. Lithologisch ähneln sich die beiden Horizonte sehr, deshalb ist eine genaue Abtrennung in den Bohrungen nicht erfolgt. Aus der Gamma-Ray-Messung der Bohrung Weisenborn 2 läßt sich die Mächtigkeit des Bröckelschiefers mit 41 m ermitteln. Den Hauptanteil der Bröckelschiefer bilden schokoladenbraune Letten, in die gelegentlich bis zu 10 cm dicke hellbraune bis grüngraue Sandsteinlagen eingelagert sind. Einzelne Fasergipsschnüre und selten dolomitische Lagen durchsetzen die Folge.

2. Sandsteinfolge des Unteren Buntsandsteins (su's)

Im nordöstlichen Teil des Arbeitsgebietes bei Heringen an der Werra tritt die Sandsteinfolge des su zutage. Jedoch lassen sich Angaben über die Gesamtmächtigkeit dieser Schicht nur aus Bohrungen entnehmen, da nur 90—100 m im kartierten Gebiet aufgeschlossen sind.

In dieser Folge treten rosarote, zum Teil verwachsene, sehr feine und mürbe Sandsteine auf. Die Korngröße beträgt 0,2—0,4 mm. Die Schichten besitzen durchweg eine starke Schrägschichtung. 2,0—5,0 cm große grüne oder rotbraune Tongallen sind in fast allen Schichten zu finden. In einzelnen Lagen sind die Tonschmitze in die Schrägschichtung eingeregelt. Die Sandsteinbänke weisen unregelmäßig verteilte Reduktionshöfe von 0,2—0,8 cm auf. Zum Unterschied dazu sind in den Plattensandsteinen die Reduktionshöfe von gleichbleibender Größe. Die Folge besitzt einen reichlichen Anteil an Muskovit und Biotit. Die Glimmer liegen in bestimmten Lagen, so daß die Sandsteinbänke bei der Verwitterung auf diesen Flächen bevorzugt spalten. Eine Fossilführung konnte in der Sandsteinfolge nicht festgestellt werden.

Durch den sehr geringen Tonanteil der Sandsteinfolge unterscheidet sich diese von der darüberliegenden Wechselfolge. Im Grenzbereich der Sandsteinfolge zur Wechsel-

folge liegt eine 30—40 cm starke gelblichgraue Sandsteinbank. Durch Manganlagen und Manganhöfe erscheint diese getigert. Die Lesesteine dieser Bank weisen bei der Kartierung auf die Grenze der Sandsteinfolge gegen die Wechselfolge hin. Manchmal ist die Bank in Hohlwegen an Berghängen aufgeschlossen. Über dieser Bank nimmt im Hangenden der Tonanteil erheblich zu. Die Grenze der Sandsteinfolge zur Wechselfolge ist deshalb wohl am besten an die gelblichgraue Sandsteinbank zu legen. Die Verwitterungsfarbe der Böden der Sandsteinfolge ist aschgrau und unterscheidet sich von der der Wechselfolge, da die rötlichen Anteile aus dem Ton, wie sie die Wechselfolge besitzt, in der Sandsteinfolge fast gar nicht vorhanden sind. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 0,5—1,5 m.

In den Bohrungen Friedewald 2 und Weisenborn 2 ist eine Mächtigkeit von 220 bis 230 m in der Sandsteinfolge durchteuft worden. Inwieweit die Mächtigkeit der Sandsteinfolge schwankt oder von Nordosten nach Südwesten zunimmt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, da die Angaben über die Grenzen in den anderen Bohrungen nicht nach einheitlichen petrographischen Gesichtspunkten erfolgt sind.

In einem Steinbruch etwa 40 m nordwestlich der Grundmühle bei Leimbach und am Prallhang des westlichen Werraufers zwischen dem Kalischacht Grimberg und dem Ort Widdershausen ist die Sandsteinfolge in 15—20 m hohen Wänden aufgeschlossen. Auch östlich von Heringen findet man an den Feldwegen einzelne Aufschlüsse.

Die bei Heringen an der Oberfläche ausstreichende Sandsteinfolge bildet morphologisch eine einheitliche Tafelfläche, die von der Werra und den zur Werra entwässernden Bächen stark zerschlitzt ist. Die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins dagegen besitzt im Südosten von Heringen am Stein-Berg und am Vachaer-Berg ein steileres Relief als die Sandsteinfolge im Liegenden. Auch im Haunetal ist das Relief der Wechselfolge steiler als das der Sandsteinfolge.

Die Sandsteine wurden in früherer Zeit in Steinbrüchen gewonnen. Heute sind die Brüche häufig offengelassen und nur noch selten wird Material für Wegeschotter hier gewonnen. Die Böden, die bei der Verwitterung aus der Sandsteinfolge entstehen, sind vorwiegend landwirtschaftlich genutzte Flächen.

3. Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins (su't)

Über der Sandsteinfolge des Unteren Buntsandsteins liegt im Hangenden die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins. Zwischen Philippsthal, Heimboldshausen und Widdershausen ist die Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins an dem steilen Werraufer an vielen Stellen gut aufgeschlossen. Im Westen sind im Solztal und im Haunetal zwischen Unterhaun und Meisenbach weitere gute Aufschlüsse zu finden. Die Wechselfolge wird von schluffsandigen, leicht quarzitischen, dünnplattigen Sandsteinbänken mit einem Korndurchmesser von 0,1 mm aufgebaut. Im liegenden Teil der Folge ist ein kleineres Maximum gröberer Korngrößen von 0,2—0,3 mm zu beobachten. Auch im hangenden Teil unterhalb des Eichsfeld Grobsandsteins konnten Korngrößen von 0,2—0,3 mm festgestellt werden. Die Farbe dieser Wechselfolge ist im frischen Bruch ziemlich intensiv rot, verblaßt aber sehr bald, wenn die Gesteine längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt sind. Eine Schrägschichtung fällt in den dünnen Sandstein-

platten nicht besonders auf. Der Glimmeranteil der Wechselfolge nimmt in manchen Lagen erheblich zu. Die Folge besteht vorwiegend aus 10—20 cm starken plattigen Sandsteinbänken mit 2—5 cm schwachen tonigen Zwischenlagen. In der Wechselfolge wurden bisher keine Fossilien gefunden.

Die Mächtigkeit der Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins beträgt 100—110 m.

Die besten Aufschlüsse der Wechselfolge liegen im Westen am nördlichen Hauneufer nördlich von Odensachsen und am südlichen Hauneufer östlich Hermannspiegel. Im Osten sind die Aufschlüsse am Sauloch östlich Heringen und westlich von Widdershausen auf dem Wege zur Hornungskuppe zu erwähnen. Hier sind alte Hohlwege vielfach in die Wechselfolge eingeschnitten.

Im Gelände baut die Wechselfolge häufig sehr steile Hänge auf. An der Hornungskuppe westlich von Widdershausen und am Vachaer-Berg sowie am Stein-Berg ist das steile Relief gut zu beobachten. Die Hangneigung nimmt vom Liegenden zum Hangenden der Folge zu. An der Basis des Eichsfeld Grobsandsteins staut der Tonanteil der Wechselfolge das Grundwasser, dadurch wird dieser Horizont zum Quellbereich.

In der Wechselfolge liegen keine Steinbrüche. Die Verwitterungsböden werden landwirtschaftlich genutzt, jedoch dienen die steileren Hänge der Forstwirtschaft.

II. Mittlerer Buntsandstein

Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins nehmen weitaus den größten Bereich im Kartierungsgebiet ein. Die zur Werra und Fulda entwässernden Bäche sind mit ihren Tälern tief in diese Schichten eingeschnitten, so daß an den Talhängen gute Aufschlußverhältnisse vorliegen.

Die Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins ist gerade in den letzten Jahren wesentlich erweitert worden. Die rhythmische Sedimentation von grob- und fein-

	25. Februar 1960	BOIGK 1959	LANGE 1958 (unveröffentl.)	LAEMMLEN 1958 (Bl. Queck)
Oberer Buntsandstein	Röt Folge			
Mittlerer Buntsandstein	Solling Folge	Solling Gruppe	Schwarzenborner Gruppe	Schwarzenborner Gruppe
	Spessart Folge	Hardegsener Gruppe	Obere Hersfelder Gruppe	
	Rhön Folge	Detfurther Gruppe	Untere Hersfelder Gruppe	Hersfelder Gruppe
	Eichsfeld Folge	Volpriehausener Gruppe	Quecker Gruppe	Quecker Gruppe
Unterer Buntsandstein	Wechselfolge des su Sandsteinfolge des su			

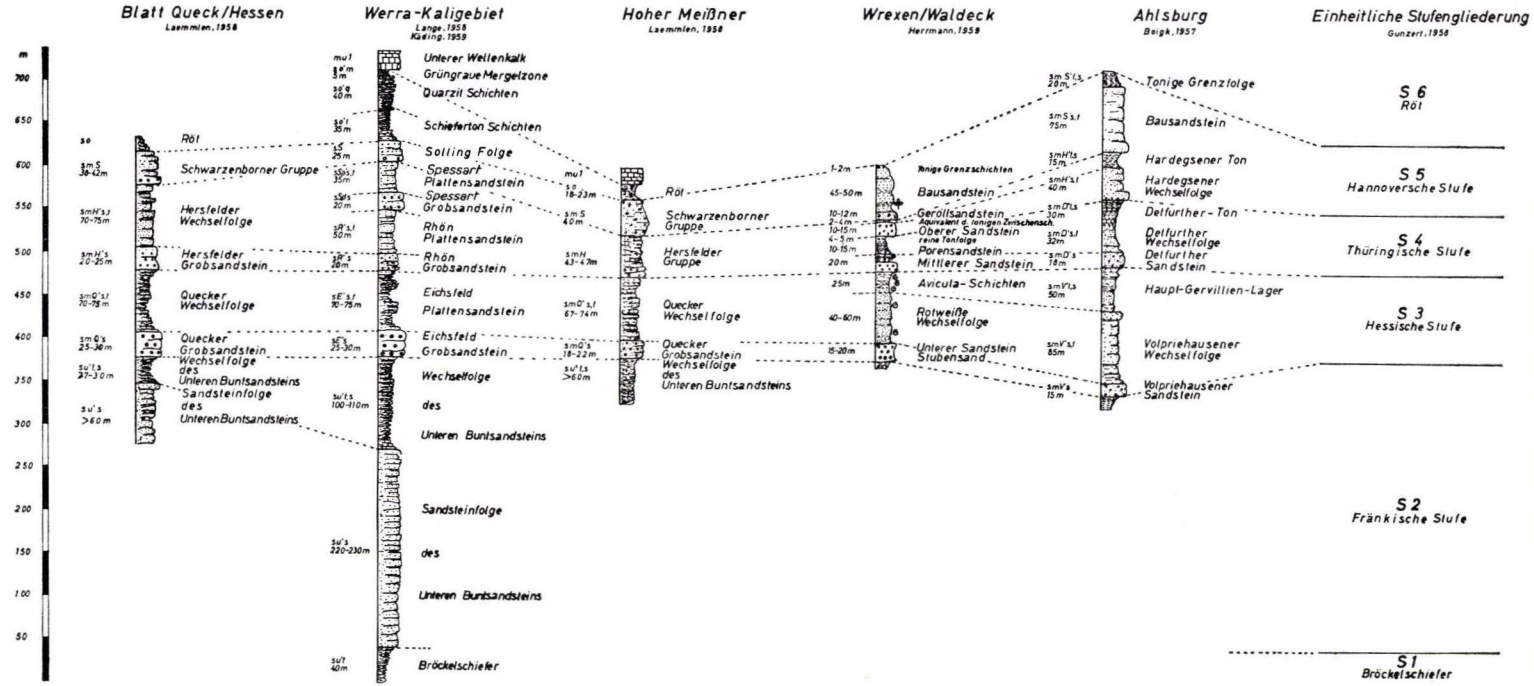


Abb. 2. Faziesprofile des Buntsandsteins in Nordhessen und Südhannover.

körnigem Material ermöglicht eine Einteilung des Mittleren Buntsandsteins in vier Folgen. Dadurch wurde eine Parallelisierung der Schichten mit der Gliederung Südhannovers gegeben (Abb. 2). Nach Übereinkunft der geologischen Landesämter von Hannover und Wiesbaden wurden in Wiesbaden am 25. Februar 1960 einheitliche Namen für die vier Folgen vorgeschlagen. Die neue Nomenklatur kommt im Bericht zur Anwendung.

1. Eichsfeld Folge (KÄDING)

a) Eichsfeld Grobsandstein (sE's)

Mit Beginn der ersten Grobschüttung setzt der Mittlere Buntsandstein ein. Im Westen und im Nordwesten sind die Aufschlüsse dieses Eichsfeld Grobsandsteins im Haunetal zwischen Unterhaun und Meisenbach und im Solztal bis zum Nausesgrund zu finden. Im Norden ist durch die Salzablaugung im Untergrund der Eichsfeld Grobsandstein nicht mehr anstehend. Erst im Osten bei der Bohrung Lehnberg streicht er erneut aus und ist von dort bis Philippsthal zu verfolgen.

Beim Eichsfeld Grobsandstein handelt es sich um einen grobkörnigen, in manchen Lagen leicht absandenden Sandstein, der deutlich zwei Korngrößenmaxima von 0,6 bis 1,0 mm und von 1,4—2,2 mm besitzt. Einige Quarze können jedoch Korngrößen von 3—4 mm erreichen. Die Farbe ist blaßrot bis rotbraun. Der Tonanteil bleibt fast aus. Selten treten kleine Tonschmitze auf. Diese bindemittelarmen, in manchen Lagen schräggeschichteten Sandsteine, die teils locker und absandend, teils stärker verfestigt vorliegen, bilden gute gerundete Lesesteine, die das Ansprechen dieser Schichtfolge im Gelände relativ leicht machen. Die einzelnen Bänke besitzen eine Mächtigkeit von 0,4—1,0 m.

Der Eichsfeld Grobsandstein ist 25—30 m mächtig und bildet durch seine Korngrößen eine markante Grenze. Im Westen liegt die Folge am Schurz-Berg nordwestlich von Giesenhain und am Südhang der Hard vor. Am Eintritt des Lämmertals in das Solztal nördlich Malkomes befindet sich auf dem westlichen Talhang eine Sandgrube, die im Eichsfeld Grobsandstein angelegt ist. Gute Aufschlüsse mit 10—12 m Grobsandstein sind östlich von Schacht Herfa an der Straße nach Heringen vorhanden. Etwa 1 km südöstlich der Bohrung Lehnberg liegt ein Steinbruch, in dem die Grenze der Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins gegen den Eichsfeld Grobsandstein aufgeschlossen ist. Auch östlich der Bohrung Lehnberg unterhalb Bodesruh an der Straße nach Kleinensee steht der Eichsfeld Grobsandstein an. Sehr gut läßt sich auch die Liegend- und Hangendgrenze des Eichsfeld Grobsandsteins auf dem Kammweg vom Bahnhof Lengers zum Limmesberg zwischen 280—305 m an Hand der Lesesteine erkennen. Am Prallhang der Werra nördlich von Heimboldshausen steht der Grobsandstein mit 20—25 m an.

Morphologisch bildet dieser Horizont, wenn er von dem Eichsfeld Plattensandstein überlagert wird, einen flachen Anstieg. Am Limmesberg westlich Lengers läßt die Hangneigung der Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins im Eichsfeld Grobsandstein nach und der Grobsandstein streicht in breiter Front aus. An der Basis der Folge treten häufig Quellen auf, die bei stärkerer Hangüberschotterung auf die Grenze der Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins gegen den Eichsfeld Grobsandstein hin-

weisen. Eine Reihe von Quellen befindet sich auf der Westseite des Haunetales zwischen Sieglos und Unterhaun. Weitere Quellen treten am West- und Nordhang des Rote-Bergs westlich von Friedewald auf. Häufig liegen in dieser Folge Sandsteinbrüche, in denen die leichtabsandenden Bänke zur Sandherstellung gewonnen werden.

b) Eichsfeld Plattensandstein (sE's, t)

Über dem Eichsfeld Grobsandstein folgt mit einer feineren Sedimentation der Eichsfeld Plattensandstein. Die Plattensandsteine sind im westlich, nördlich und östlich bearbeiteten Gebiet ziemlich weit verbreitet. Die Talhänge des Eitra-, Fischbach-, Haune-, Solz- und Nausestals werden vorwiegend von den Plattensandsteinen aufgebaut. Auch am Steilabfall des Salzhanges im Norden, an den Hängen des Tals von Bengendorf nach Hönebach und an der Werra bei Lengers, Heimboldshausen und Philippsthal bauen die Plattensandsteine große Flächen auf.

Die Korngrößen der Sandsteine liegen zwischen 0,1—0,3 mm. Gelegentlich konnten Korngrößen bis zu 0,8 mm beobachtet werden. Etwa 20—25 m über der Basis der Plattensandsteine tritt eine etwas gröbere 10—15 m mächtige Schicht mit 0,4 bis 0,8 mm Korndurchmesser auf. Gleichzeitig zeigte sich an dieser Stelle im Gelände ein etwas steilerer Anstieg. Die darauf folgende Sedimentation ist wie an der Basis entwickelt. 55 m über der Basis liegt eine zweite 10—15 m mächtige Schicht mit Korngrößen wie bei 20—25 m. Die intensiv rotbraun gefärbten, feingeschichteten, sehr dünnplattigen, leicht quazitischen Sandsteinbänke kennzeichnen das Verbreitungsgebiet der Eichsfeld Plattensandsteine. Das karminrot gefärbte Tonmaterial stammt aus den Tonzwischenlagen, die im Verhältnis 2:3 am Aufbau der Schichtfolge beteiligt sind.

Die Hohlwege mit ihrem tomatenroten Boden weisen auf den hohen Tonanteil der Folge hin. Die Sandsteinbänke spalten bei der Verwitterung auf bestimmten Schichtflächen, die häufig mit Glimmerlagen versehen sind. Die Lesesteine, die dabei entstehen, sind plattig und hart, besitzen scharfe Kanten und die 0,2 cm großen Reduktionshöfe geben ihnen das charakteristische Aussehen, so daß sie von den Plattensandsteinen der Rhön- und Spessart Folge zu unterscheiden sind. In den dünnen Sandsteinplatten ist eine sehr feine rhythmische Sedimentation von gröberem zu feinerem Material zu erkennen. Gelegentlich enthalten die Sandsteinplatten nußgroße Tongallen von brauner Färbung, auch können sie schräggeschichtet sein und Rippelmarken aufweisen. Der hangende Teil dieser Folge, der im westlichen Anschlußgebiet auf dem Blatt Queck (Laemmlen, 1958) als Avicula-Sandstein bezeichnet wird, wurde nicht weiter ausgeschieden. Im Westen, östlich vom Solztal, konnten einige Aviculiden gefunden werden.

Die Mächtigkeit der Plattensandsteine beträgt im Durchschnitt 70—75 m. Größere Mächtigkeitsschwankungen treten nicht auf.

Ein guter Aufschluß im Plattensandstein liegt nördlich von Malkomes in einem 12—15 m hohen Steinbruch. Auch östlich der Linie Philippsthal, Heimboldshausen und Herfa streicht der Eichsfeld Plattensandstein aus.

Morphologisch bildet der Plattensandstein stets ein steiles Relief. Nur an der Werra sind Plattensandsteinböden auf dem Niveau der Werraterrassen landwirtschaftlich

genutzt. Größtenteils sind die Steilhänge bewaldet. Als Werksandsteine werden sie kaum genutzt. Nur in kleineren Brüchen werden Wegeschotter gewonnen.

2. Rhön Folge (LANGE)

Bei der Kartierung dieser Schichtfolge zeigten sich zunächst starke Mächtigkeitsschwankungen und abnorme Sprunghöhen zwischen den Aufschlüssen in dieser Folge. Auf dem westlich vom Blatt Eiterfeld (5224) anschließenden Kartenblatt Queck (5223) wurde zwischen der Eichsfeld Folge (Quecker Gruppe) und der Solling Folge (Schwarzenborner Gruppe) die Hersfelder Gruppe ausgeschieden (LAEMMLEN, 1958). Die Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins in drei Gruppen ließ sich aber im Kartierungsgebiet nicht mehr aufrechterhalten. Für die tektonische Analyse des Kartierungsgebietes mußte die Hersfelder Gruppe unterteilt werden in eine Obere und Untere Hersfelder Gruppe. Mit dieser Viergliederung im Hersfelder Raum wurde eine Parallelisierung der Gliederung des Mittleren Buntsandsteins möglich, wie sie für den südhannoverschen Raum aufgestellt worden ist (BOIGK, 1957).

Auch in Nordhessen konnte schon die hannoversche Gliederung des Mittleren Buntsandsteins in vier Gruppen im Reinhardswald nachgewiesen werden (BACKHAUS, LOHMANN und REGENHARDT, 1958). Südöstlich Hoheneiche bei Eschwege wird ein Aufschluß an der Bundesstraße 27 beschrieben, wo in der Hersfelder Sandstein- und Wechselfolge vier Dezimeter starke Grobsandlagen aufgeschlossen sind (LAEMMLEN, 1959). Vielleicht sind diese Grobsandlagen eine Faziesvertretung des Spessart Grobsandsteins, wie er ca. 20 km weiter südlich von diesem Aufschluß im Kartierungsgebiet weit verbreitet ist.

a) Rhön Grobsandstein (sR's)

Der Rhön Grobsandstein ist im Westen des Kartierungsgebietes an den Hängen des Eitra- und Haunetales, im Solztal südöstlich Sorga und im Osten an den Hängen des Werra- und Herfatales gut aufgeschlossen.

Entsprechend der zyklischen Sedimentation im Mittleren Buntsandstein ist die petrographische Beschaffenheit ähnlich wie beim Eichsfeld Grobsandstein. Blaß rotbraune, sehr grobkörnige, mürbe, dicke Sandsteinbänke wechsellagern mit leicht zergrusenden Sandlagen ohne festes Bindemittel. Die starke Kreuzschichtung ist in diesem Horizont besonders auffallend, entsprechend wechselt auch die Bankung sehr stark. Markant sind die rostbraun anwitternden, manganfleckigen Lagen. Zahlreiche kleine Tongallen kann man in den festen, dickeren Bänken finden, die häufig als eckig abgerissene Tonfetzen in Erscheinung treten.

Diese Grobsandsteinfolge besitzt eine geringe Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung und baut vorwiegend flache Geländestufen auf, die morphologisch gut zwischen den beiden Plattensandsteinfolgen mit steilem Relief zu erkennen sind. Vielleicht steht auch die Vegetation mit dem quarzreicheren Gestein der Rhön Grobsandsteinfolge in einem gewissen Zusammenhang. Häufig kann man nämlich auf diesem sandigen Boden saure Moose und Mischwald finden.

Die Hauptmerkmale sind: Wenig widerstandsfähige, blaß rote Sandsteinbänke, die recht bald verwittern und einen grobsandigen Boden bilden, wo nur noch sehr kleine Lesesteine ihre Herkunft verraten.

Gute Aufschlüsse im Rhön Grobsandstein liegen an den Hängen des Tälchens südwestlich Friedewald. Im Südwesten des Kartierungsgebietes sind zahlreiche kleine Sandgruben in dem Rhön Grobsandstein angelegt worden und im Norden, im Herfatal und im Osten im Werratal bei Philippsthal läßt sich die Basis dieses Horizontes an den zahlreichen Quellen erkennen, die auf dem Eichsfeld Plattensandstein austreten, der hier als Wasserstauer in Erscheinung tritt.

Die Mächtigkeiten im Rhön Grobsandstein können 15—20 m betragen. Da sich im hangenden Rhön Plattensandstein die Korngröße an der Basis allmählich verliert, läßt sich nicht immer eine scharfe Grenze zwischen dem Rhön Grobsandstein und Plattensandstein ziehen, zumal der Rhön Plattensandstein mit seinem steileren Relief seine liegenden Schichten stark überschottert. In der Tiefbohrung Wüstfeld wurde der Rhön Grobsandstein mit 15 m durchteuft.

b) Rhön Plattensandstein (s R′ s, t)

Den Rhön Plattensandstein findet man hauptsächlich in den tiefer eingeschnittenen Tälern. Die besten Aufschlüsse liegen im westlichen Kartierungsgebiet im Haune-, Eitra- und Solztal und im nördlichen Aufnahmegebiet an den Hängen des Werra- und Herfatales.

Das Verbreitungsgebiet des Rhön Plattensandsteins zeichnet sich morphologisch durch ein etwas steileres Relief zwischen den liegenden und hangenden Grobsandsteinhorizonten ab. Es ist eine Wechsellagerung von blaßrot, fleischfarbenen, dickeren Sandbänken mit sandigen Schiefertonlagen. Die Schichtung ist recht unruhig, d. h. Kreuzschichtung innerhalb der Bänke und häufig wechselnde Sedimentationsbedingungen wie Strömungsrichtung usw. sind in vielen Aufschlüssen in dieser Folge festzustellen. Die Bänke, die zwar 40—60 cm mächtig werden, keilen auf kurze Entfernung zwischen den begleitenden Bänken sehr rasch aus. Das Auftreten von zahlreichen Tongallen wurde auch schon in anderen Schichtgliedern beobachtet, tritt aber in dieser Zone lagenweise auf, an denen sich die einzelnen Sandsteinbänke leicht ablösen. Die freiliegende Fläche vermittelt einen tigerfellähnlichen Eindruck. Die Korngrößenfraktion ist vorwiegend Schluffsand. Manganflecken, die rostbraun anwittern, treten auch hier auf. Die gröbere Schüttung im Liegenden dieser s R′ s, t tritt lagenweise auf, wo vereinzelt Korngrößen bis zu 2 mm zu finden sind. Die weiße, sehr feine Sprenkelung einzelner Sandsteinbänke ist auf einen Kaolingehalt zurückzuführen.

Im Gelände baut diese Zone wieder recht steile Geländeformen auf, soweit eine Hangendbedeckung eine flache Kuppelform nicht verhindert hat.

Einen recht guten Aufschluß in diesem s R′ s, t findet man an der Wegböschung östlich Bodes an der Nordseite des Fischbaches, wo die gesamte Schichtfolge mit 20—30° nach Westen einfällt.

Die Mächtigkeiten im Rhön Plattensandstein betragen generell 50 m.

3. Spessart Folge (Lange)

Die Spessart Folge ist jener Sedimentationszyklus, der bislang im Gebiet südlich des Reinhardswaldes in Nordhessen nicht auskartiert worden ist und somit eine Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins in vier Folgen (Gruppen) noch nicht ermöglichte. Südöstlich Bad Hersfeld sind zusammenhängende Profile zu finden, in

denen im Mittleren Buntsandstein immer wieder eine zyklische Sedimentation von vier Grobsandsteinhorizonten und vier Plattensandsteinhorizonten zu beobachten ist.

a) Spessart Grobsandstein (s Sp′ s)

Der Spessart Grobsandstein streicht an den Hängen westlich Wippershain aus und läßt sich von hier über Dinkelrode bis südwestlich Friedewald verfolgen. Im Südwesten des Kartierungsgebietes findet man die Lesesteine aus diesem Grobsandsteinhorizont an den Hängen des Taleinschnitts zwischen Fischbach, Bodes und Arzell. Im Osten ist der Grobsandstein auf der Westseite des Werratales zwischen Philippsthal und Heimboldshausen zu finden.

Der Spessart Grobsandstein ist ein auffallend dickbankiger, fester Sandstein mit sehr blassen Farben. Linsenartig treten in einer Sandsteinbank Geröllagen mit Korngrößen vom max. 4—5 mm auf. Die blaßroten Sandsteinbänke liegen besonders in für die Forstwirtschaft neu angelegten Gebieten als klotzige, große Sandsteinbrocken herum. Das Bindemittel ist gegenüber dem Rhön Grobsandstein (s R′ s) wesentlich fester. Zwar sandet dieser Sandsteinhorizont auch noch ab, aber die Bänke sind widerstandsfähiger und bauen wesentlich langsamer einen sandigen Boden auf. Wenn keine Überlagerung des s Sp′ s durch eine Plattensandsteinfolge aufgeschlossen ist, lassen sich die gebleichten großen Lesesteine auch mit der hangenden Solling Folge vergleichen.

Gute Aufschlüsse findet man in den Sandgruben auf der Höhe westlich Schenksolz, im Hüttenbachgrund nordöstlich Wippershain, auf der Höhe des Eichberges östlich Sieglos, östlich Buchenau und bei Giesenhain auf dem westlich gelegenen Mahnberg und dem östlich gelegenen Hisselsberg.

Die Mächtigkeiten liegen zwischen 15 und 20 m. Auch in den Tiefbohrungen Wüstfeld, Weisenborn 2 und Friedewald 2 ist die Mächtigkeit in diesem Horizont durchteuft worden. Bemerkenswert ist, daß sowohl im Gamma-Raylog als auch in der Kalibermessung und im Elektriclog der Bohrlochvermessung Weisenborn 2 ein deutlicher Sprung in den Kurven an der Basis des s Sp′ s zu erkennen ist.

b) Spessart Plattensandstein (s Sp′ s, t)

Wenn eine Überlagerung dieser Wechsellagerung durch die Solling Folge im Profil aufgeschlossen ist, läßt sich dieser Horizont recht leicht an den Lesesteinen im Gelände verfolgen. An den Hängen des Mühlberges zwischen Schenksolz und Dinkelrode und an den Hängen der Wippershainer Höhe mit steilerem Böschungswinkel, auch an den kleinen Höhen nördlich Buchenau findet man recht gute Aufschlüsse in der s Sp′ s, t. Weit verbreitet ist diese Schichtfolge auch nördlich der Salzhanginnengrenze im S von Bad Hersfeld. Hier haben aber die starken Subrosionserscheinungen im tieferen Untergrund die Schichtfolge der s Sp′ s, t tektonisch stark beansprucht.

In dem Spessart Plattensandstein scheint der Tonanteil im Gegensatz zum Rhön Plattensandstein geringer zu sein. Etwa 20—30 cm dicke, blaß rotbraun (fleischfarbig) gefärbte Sandsteinbänke wechseln mit mehr dunkelrotbraun gefärbten Schiefertonlagen. Die Sandsteinbänke werden aus einem feinkörnigen Material (0,7—1,0 mm) aufgebaut und durch kieseliges Bindemittel zusammengehalten. In den Sandsteinbänken findet man häufig große (bis 10 cm) eckige Tonflatschen, die intensiv rotbraun gefärbt

sind mit einem violetten Farbton. Der Glimmergehalt auf den Schichtflächen in den Schiefertonlagen tritt wieder stärker in Erscheinung. Die höhere Widerstandsfähigkeit der leicht quarzitischen Sandsteinbänke zeichnet sich auch morphologisch im Gelände durch ein steileres Relief ab. Nordöstlich Fischbach an der Basis der Solling Folge wurden im Hangenden dieser Schichtfolge kleine Quellenaustritte beobachtet, da die Tonzwischenlagen unter dem porösen Sandstein der sS als Wasserstauer in Erscheinung treten.

Recht gute Aufschlüsse findet man am steilen Waldhang westlich Schenksolz und im oberen Taleinschnitt des Fischbaches.

Die Mächtigkeiten liegen etwa zwischen 30 und 40 m.

Profilbeschreibung aus dem Mittleren Buntsandstein zwischen dem Solztal im Nordwesten von Malkomes und Friedewald (Abb. 3)

Das Profil beginnt nordöstlich vom Punkt 248,7 am Gehöft bei der Bundesstraße 62 (su).

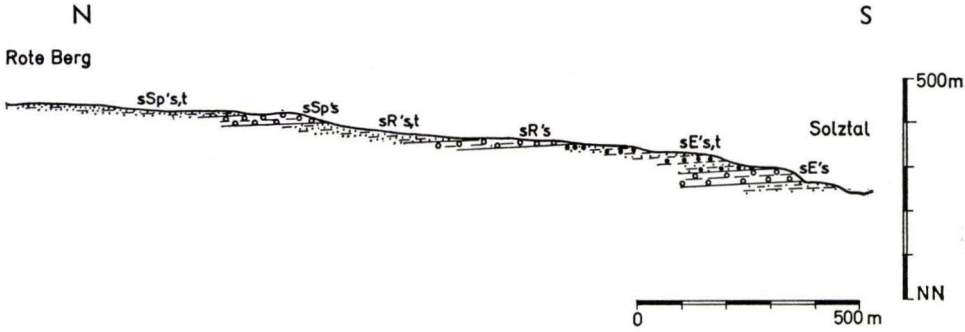


Abb 3. Ein Profil durch den Mittleren Buntsandstein zwischen dem Solztal im Nordwesten von Malkomes und Friedewald.

Nordöstlich vom Gehöft liegt die sm-Basis auf der Höhe der Waldgrenze im Geländeknick. Der Aufstieg erfolgt auf der Jagengrenze 302/301. Die Basis des Eichsfeld Grobsandsteins kann man bei 265 m NN an den Lesesteinen erkennen. Auf der Westseite des Lämmertales ist der Eichsfeld Grobsandstein (sE's) in der Sandgrube bei 260 m NN gut aufgeschlossen (120°/10° N). Die Lesesteine von dem Eichsfeld Grobsandstein sind bis 100 m nördlich der Waldgrenze zu finden. Mit der Plattensandsteinausbildung setzt auf der Jagengrenze der Hohlweg ein. Die Mächtigkeit des Eichsfeld Grobsandsteins beträgt 25—30 m. Auf der Westseite des Lämmertales ist in einem Steinbruch südlich vom Höhenpunkt 351 der unterste Teil des Eichsfeld Plattensandsteins (sE's, t) mit 15—18 m aufgeschlossen (10°/5° E). Der Hohlweg schließt ab 290 m NN die Ausbildung der Eichsfeld Plattensandsteine sehr gut auf. Die liegenden 5 m des Eichsfeld Plattensandsteins bilden den Übergang zum Eichsfeld Grobsandstein mit Einschaltungen von gröberen 1—2 cm mächtigen quarzitischen Sandlagen (0,5—0,7 mm Korngrößendurchmesser) in den dünnen quarzitischen Sandsteinbänken. Zwischen 305—310 m NN und zwischen 325—335 m NN schalten sich zwei gröbere Sandsteinpartien (0,5—0,8 mm Korngrößendurchmesser) ein. Zwei deutlich erkenn-

bare kleinere Stufen im Gelände weisen auf die Ausbisse dieser Sandsteinpartien hin. Ab 340 m NN treten mehr quarzitische Lagen im oberen Bereich des s E′ s, t auf, ca. 120 m südlich der Wegspinne im Hohlweg. Am Ausgang des Hohlwegs 60—70 m südlich der Wegspinne bei 345 m NN folgt der Übergang von dem Eichsfeld Plattensandstein zum Rhön Grobsandstein (s R′ s). Berücksichtigt man das Einfallen der Schichten nach Nordwesten, so beträgt hier die Mächtigkeit des Eichsfeld Plattensandsteins 70 m.

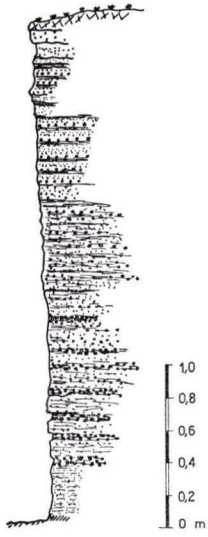


Abb. 4. Profil durch die Basis des Spessart Grobsandsteins in der Sandgrube südwestlich der Wegspinne am Höhenpunkt 396,6.

An der Basis des Rhön Grobsandsteins (s R′ s) tritt eine Verflachung im Gelände ein. Die Bankmächtigkeit nimmt bis auf 40 cm zu. Der Rhön Grobsandstein ist leicht quarzitisch und schwach absandend. Die Korngrößen sind kleiner als im Eichsfeld und Spessart Grobsandstein. Es treten Schrägschichtung, Tongallen und Manganlagen im Rhön Grobsandstein auf. Von der Wegspinne nach Norden ist der Weg durch Fremdmaterial stark beschottert worden. Die Lesesteine sind beiderseits des Weges im Walde zu finden bis ca. 110 m nordwestlich der Wegspinne. Der Übergang zum Rhön Plattensandstein (s R′ s, t) ist durch die starke Überschotterung aus dem Hangenden auf der flachen Hangböschung nur unsicher festzulegen. Die Grenze dürfte jedoch bei 355 m NN liegen.

Im Gegensatz zum Eichsfeld Plattensandstein nimmt die Bankmächtigkeit in dem Rhön Plattensandstein bis auf 40 bis 50 cm zu. Die Lesesteine der Rhön Plattensandsteine sind auf dem sanft ansteigenden Höhenweg nur vereinzelt zu finden. Der Übergang zum Spessart Grobsandstein ist morphologisch sehr gut zu erkennen. Die geringere Widerstandsfähigkeit des Spessart Grobsandsteins gegenüber den liegenden Plattensandsteinen der Rhön Folge erlaubt eine stärkere Abtragung des Grobsandsteins und verursacht einen steileren Geländeanstieg an der Basis des s Sp′ s. Entsprechend ist auch die Geländeformung an der Basis des Eichsfeld Grobsandsteins.

Die Basis des Spessart Grobsandsteins ist bei ca. 390 m NN in der Sandgrube südlich der Wegspinne am Höhenpunkt 396,6 aufgeschlossen (Abb. 4). Nördlich von diesem Höhenpunkt in der Geländeverflachung wird die Grenze des Spessart Grobsandsteins gegen den Spessart Plattensandstein angenommen. Der Spessart Plattensandstein folgt im Hangenden ab ca. 410 m NN. Die Lesesteine der Spessart Plattensandsteine sind nach Norden bis zur Wegspinne auf der höchsten Erhebung (Rote-Berg) zu finden.

4. Solling Folge (KÄDING)

Die Solling Folge ist im Kartierungsgebiet sehr weit verbreitet. Innerhalb der Linie Buchenau, Wippershain, Schenksolz, nördlich Friedewald bis zur Autobahn, Unterneurode und den Schächten Heimboldshausen und Ransbach ist die Solling Folge aufgeschlossen. Außerhalb dieser Linie ist die Solling Folge fast vollständig der Erosion zum Opfer gefallen.

Vorwiegend weißgrau bis hellbraun, gut gebankte Sandsteinbänke bilden den liegenden Teil der Solling Folge. Die Korngrößen betragen 0,3—0,6 mm. An der Basis sind Gerölle eingeschaltet, die bis 4 cm groß werden können. Der Tonanteil tritt nur in 5—10 cm dünnen Lagen in einem Abstand von 0,8—1,0 m auf, so daß sich die Sandsteinbänke dadurch gut voneinander abheben. Im Hangenden folgt der Chirotherien-Sandstein, der aber nicht gesondert auskartiert wurde. In diesem Teil nimmt die Bankmächtigkeit ab. Außerdem befindet sich darin eine 1,0—1,2 m starke weiße Sandschicht, die wenig Bindemittel enthält und sehr leicht absandet. Die Korngrößenmaxima liegen bei 2 mm. Die Hauptmasse besitzt eine Korngröße von 0,8—1,2 mm. In dieser Lage liegen viele Sandgruben, in denen im größeren Umfang Sand gewonnen wird. In die vorwiegend hellen Sande können Manganlagen eingeschaltet sein. Ein gewisser organischer Anteil hebt sich besonders in schlierenartig gewundenen Lagen hervor. Manchmal läßt sich auch Pflanzenhäcksel beobachten. Dieser obere Teil hat häufig Tonzwischenlagen und unterscheidet sich von dem liegenden kompakteren Teil. An der Oberfläche verwittert der Sandstein sehr schnell. Dabei entstehen leicht absandende, schmutzig violett verwitterte kleine Lesesteine, die sich gut von den Lesesteinen der Spessart Folge unterscheiden. Helle Lesesteine weisen unmittelbar auf das Anstehende hin.

Die Mächtigkeit der Solling Folge beträgt 20—25 m. Eine Unterteilung bzw. eine Abteilung des Chirotherien-Sandsteins ist nicht erfolgt.

Typische Aufschlüsse gibt es vor allem im liegenden Teil der Folge. Dazu gehören die Steinbrüche nordwestlich Wölf, westlich Wüstfeld, nordöstlich Unterhaun, westlich Motzfeld und südwestlich der Bohrung Weisenborn. Die leicht absandende Sandsteinbank im hangenden Teil ist nordöstlich Friedewald in einem Sandbruch aufgeschlossen.

Morphologisch tritt die Solling Folge als völlig flache Tafel auf, die vom Röt und vom Muschelkalk mit einem steilen Relief überlagert wird. Durch die leichte Verwitterung hat sich besonders zum Röt hin eine starke pleistozäne Bedeckung gebildet. Dennoch kommen die Lesesteine im Pleistozän so häufig vor, daß eine Abgrenzung der Solling Folge gegen das Röt meist möglich ist. Der Verwitterungsboden wird vor allem im Hangenden landwirtschaftlich genutzt. Die Sandsteinbänke im Liegenden haben größere wirtschaftliche Bedeutung. Gleichzeitig werden im Hangenden größere Mengen Sand gewonnen.

III. Oberer Buntsandstein, Röt (Lange)

Der Obere Buntsandstein ist zwischen Wüstfeld und Wölf und an den Hängen der Muschelkalkberge zwischen Friedewald und Motzfeld und zwischen Hilmes und Ausbach sehr gut aufgeschlossen.

Die differenzierte petrographische Ausbildung im Röt erlaubt in diesem Gebiet eine weitere Untergliederung in

Grüngraue Mergel
Quarzitschichten und
Schiefertonschichten.

1. Schiefertonschichten (so't)

Intensiv rot bis rotviolett gefärbte, schwach schluffsandige Schiefertone und vereinzelt zwischengelagerte Steinmergelbänkchen bauen diese Schichtfolge auf. Die Einschaltung von hellgrau bis grüngrau gefärbten Schiefertonen tritt ganz unregelmäßig auf. Häufig läßt sich sogar beobachten, daß diese grüngraue Färbung quer durch die Schichtung und Schieferung läuft und auf später stattgefundene Reduktion der rotbraun gefärbten Schiefertone zurückzuführen ist. Die zahlreichen kleinen Klüfte besitzen fast immer einen hellgrüngrauen Reduktionssaum.

Korngrößen über 0,02 mm wurden nicht mehr gefunden. Der Verwitterungswiderstand ist recht gering. Überall im Verbreitungsgebiet findet man schmierige tonige Wege. Im Gelände ist ein steiles Relief ausgebildet, was begünstigt wird durch die überlagernde schützende Decke der Quarzitschichten. Als Wasserstauer eignen sich die Schiefertone sehr gut. Die Wasserführung im Hangenden hat jedoch im Kartierungsgebiet selbst nur ein geringes Einzugsgebiet und kann kaum nutzbar gemacht werden. Im trockenen Anriß oder in den zahlreichen Tongruben zerfallen die Schiefertone in kurze, kleine, scharfkantige Stengel, die aber bei länger anhaltendem Regen einen roten, schmierigen Boden bilden.

Die max. Mächtigkeiten, die bei Landershausen aufgeschlossen sind, betragen ca. 35m.

2. Quarzitschichten (so'q)

Die Quarzitschichten sind auf dem Höhenrücken zwischen Wüstfeld und Landershausen gut aufgeschlossen. Die petrographische Ausbildung der Quarzitschichten erlaubte auch eine ziemlich scharfe Begrenzung des schollenartigen Einbruchs westlich Schenklengsfeld.

Die Quarzitschichten werden von 3—5 cm dicken, sehr festen, grüngrauen, schmutzig violett verwitternden, fast reinen quarzitischen Sandsteinbänkchen aufgebaut. Rotviolett gefärbte, max. 1 cm dicke Schiefertone liegen zwischen den harten Quarziten. Als Lesesteine lassen sich die Quarzitbänkchen sehr gut einstufen. Hauptmerkmale sind die feinen Poren, die auf der beinah hornsteinartig verwitternden, schmutzig braunvioletten Schichtfläche zu finden sind. Fast an allen Lesesteinen ist ein Muskovitanflug auf der Schichtfläche zu beobachten.

Gegen Verwitterungseinflüsse sind die Quarzitschichten besonders widerstandsfähig. Der Höhenrücken zwischen Wüstfeld und Landershausen kann als Härtling bezeichnet werden, der durch die schützende Bedeckung der Quarzitschichten auf den Schiefertonen entstanden ist.

Auch an den Hängen der Muschelkalkberge läßt sich eine deutliche Geländestufe feststellen mit einem steileren Relief zwischen dem hangenden Muschelkalk und den liegenden Schiefertonen.

Die Mächtigkeit der Quarzitschichten beträgt etwa 45 m, läßt sich aber durch einen allmählichen Übergang in die liegenden Schiefertonschichten nicht immer genau bestimmen.

3. Grüngraue Mergel

Die Schichtfolge, die schon stratigraphisch in den Grenzbereich Buntsandstein-Muschelkalk gehört, ist nur bei Wüstfeld und an den Hängen der Muschelkalkberge

aufgeschlossen. Wegen der geringen Mächtigkeit von ca. 5 m wurden die grüngrauen Mergel im Hangenden der Quarzitschichten sowohl im Strukturplan als auch im Profil nicht gesondert eingezeichnet.

Die grüngrauen Mergel sind feingeschichtete, sehr weiche Tonmergellagen, die sich aus einer Wechsellagerung vom Liegenden mit den Quarzitbänken entwickeln. Die Zuordnung zum obersten Röt erfolgte lediglich durch die rotbraunen Tonlagen, die im Hangenden der grüngrauen Mergelzone in den obersten 2 m recht häufig auftreten und scharf von der Muschelkalkbasis mit mächtigen kompakten Kalkbänken getrennt werden können. Von den leicht verwitternden hellgrauen Kalkmergeln aus dem Muschelkalk läßt sich die grüngraue Mergelzone gut durch den Schluffsandgehalt und die Muskovitführung unterscheiden. An der Basis des Muschelkalkes ist diese Zone durch Verwitterungsschutt aus dem Muschelkalk oder sogar durch regelrechten Hangrutsch verdeckt. Die Aufschlüsse östlich Wölf und Landershausen vermitteln deshalb besonders günstige Anhaltspunkte für die Zuordnung der grüngrauen Mergel, die am SW-Ortseingang von Wüstfeld aufgeschlossen sind.

IV. Muschelkalk (Käding)

Feinstratigraphische Untersuchungen im Muschelkalk stehen nicht im Rahmen dieser geologischen Kartierung. Es wurde lediglich das Verbreitungsgebiet des anstehenden Muschelkalkes kartiert und die Lagerung der Muschelkalkbasis aufgenommen.

Auf der Wasserscheide zwischen der Werra und der Fulda sind im Landecker und im Dreienberg Zeugenberge von Unterem Wellenkalk erhalten geblieben. Auch am Ringberg westlich von Unterweisenborn steht ebenfalls Unterer Wellenkalk an.

Vom Unteren Muschelkalk liegt der Untere Wellenkalk bis zur Terebratelzone vor. An der Basis des Wellenkalks folgt über dem Röt eine 1 m mächtige Zone eigelber kristalliner Kalke, die plattig ausgebildet sind. Über dieser Zone befinden sich bis zur Oolithzone 45 m Unterer Wellenkalk. Es handelt sich um wellige Kalke mit feinen Mergelhäutchen auf den Schichtflächen, die bei der Verwitterung in kleine nußgroße Stücke zerfallen. Einzelne Bänke sehr dichter, dunkler, blaugrauer Kalke von 0,8 bis 1,2 m sind gelegentlich eingelagert.

Über dem Unteren Wellenkalk folgt die Oolithzone. Mehrere 20—30 cm mächtige Bänke rotbrauner, oolithischer Kalke wechseln mit Wellenkalk. Im Hangenden sind gelbe Kalke wie an der Basis des Muschelkalks von 30—40 cm aufgeschlossen. Die Ooide verwittern rostgelb, sie sind aber im frischen Bruch rotbraun und haben einen Durchmesser bis zu 0,5 mm. Die Mächtigkeit beträgt 8—10 m. Über der Oolithzone folgen 15 m Wellenkalk. Der Untere Wellenkalk über der Oolithzone ist von der Terebratelzone überlagert. In der Terebratelzone sind Ooide wie in der Oolithzone enthalten. Einzelne Bänke führen Steinkerne von Terebrateln und Muscheln. In zwei bis drei Bänken befinden sich Trochiten. Der Obere Wellenkalk ist meist bis auf die Terebratelzone erosiv entfernt.

Gute Aufschlüsse in der Oolithzone liegen westlich von dem Basalt am Dreienberg. An der SW-Ecke des Dreienberges führt ein Weg durch den anstehenden Unteren Wellenkalk auf die Linsenkuppe.

Morphologisch bildet der Wellenkalk über dem Röt eine Steilstufe. Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks und der Terebratelzone beträgt 75—80 m. In kleinen Steinbrüchen werden vor allem aus der Terebratelzone Steine gebrochen.

V. Tertiär und Pleistozän (LANGE)

Inwieweit unter dem gegenwärtig aufgeschlossenen Pleistozän noch Tertiär vorhanden ist, kann nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Die Tertiärvorkommen bei Buchenau konnten durch die Braunkohlenablagerungen bestätigt werden.

Die Pleistozänvorkommen im Kartierungsgebiet haben für die Lagerstättenbeurteilung insofern eine besondere Bedeutung, da sie Hinweise vermitteln, wo ältere Auslaugungen im Untergrund stattgefunden haben können. Leider war es bei der Geländeaufnahme nicht möglich, die Pleistozänvorkommen, die an die alte Landoberfläche gebunden sind, von denen zu trennen, die sich lokal in den Einbruchsgebieten abgelagert haben. Bei der Auswertung der Kartierungsergebnisse hat sich gezeigt, daß an einzelnen Stellen die Buntsandsteinschichten besonders stark einfallen und von Pleistozän überlagert werden, über dessen Mächtigkeit keine Daten vorliegen.

Die pleistozänen Flächen werden fast ausschließlich von der Landwirtschaft genutzt. Besonders gute Aufschlüsse im Pleistozän sind in den Tongruben westlich Schenklengsfeld und südlich vom Schacht Hattorf bei der alten Ziegelei zu finden. An vielen Stellen wurden im Pleistozän Drainagegräben gezogen, die weitere gute Aufschlüsse vermitteln.

C. Tektonik (LANGE)

I. Strukturen

Am Südrand des Kartierungsgebietes streicht zwischen Wölf und Eiterfeld die Eiterfelder Mulde aus, die nach SE bis in den Raum von Meiningen zu verfolgen ist (H. WEBER 1952, W. HOPPE 1959). Im Kartierungsgebiet selbst läßt sich diese Muldenstruktur nicht weiter nach NW verfolgen. Hier treten neue Strukturelemente auf, die vorwiegend NS streichen.

Im Westen liegt der Mahnberg-Sattel nordwestlich von Giesenhain, der über Bodes bis nordwestlich Wippershain verfolgt werden kann. Die höchsten Heraushebungen liegen in der SW-Ecke des Kartierungsgebietes am Mahnberg und westlich Wippershain bei der Wippershainer Höhe. Im Norden wird der Mahnberg-Sattel von der Salzhanginnengrenze abgeschnitten. Die jüngeren Subrosionserscheinungen nördlich der Salzhanginnengrenze verwischen dieses älter angelegte Strukturelement. Nach Süden läßt sich der Mahnberg-Sattel außerhalb des Kartierungsgebietes nicht weiter verfolgen. Das flache Einfallen nach Südosten deutet einen Übergang des Mahnberg-Sattels zu neuen Strukturelementen an.

Während die Westflanke des Mahnberg-Sattels von jüngeren Bewegungen überprägt wird, die mit Subrosionserscheinungen im Zechsteinsalinar im unmittelbaren Zusammenhang stehen, kann auf der Ostflanke ein flacher Übergang in die Wüstfelder Mulde beobachtet werden. Diese Mulde läßt sich südwestlich von Landershausen nach Norden über Wüstfeld bis in den Raum von Dinkelrode verfolgen. Im Süden wird die

Muldenstruktur von einem tektonisch jünger angelegten Senkungsfeld zwischen Fischbach und Wölf abgeschnitten. Auch im Gebiet von Wüstfeld ist die Muldenstruktur durch Einbrüche, die auf Subrosionserscheinungen im Zechsteinsalinar zurückgeführt werden können, überprägt worden. Im Norden wird die Wüstfelder Mulde von einer NW–SE- streichenden Verwerfung geschnitten. Nördlich dieser Verwerfung läßt sich die Muldenstruktur in dem tektonisch stärker beanspruchten Gebiet nur noch schwach erkennen, so daß man hier den ursprünglichen Ausstrich vermuten kann.

An der Ostflanke der Wüstfelder Mulde zeichnet sich durch das umlaufende Streichen des Rhön Grobsandsteins bei Malkomes die Sattelstruktur von Schenklengsfeld ab, die zunächst nach SSE bis Schenklengsfeld zu verfolgen ist. Eine direkte Verlängerung der Sattelachse mit der Aufsattelung von Landershausen kann unter der Pleistozänbedeckung bei Schenklengsfeld nur vermutet werden. Ob das umlaufende Streichen an der kleinen Sattelstruktur zwischen Wölf und Buchenau das eigentliche Südende des Sattels von Schenklengsfeld ist, läßt sich nur schwer nachweisen.

Östlich von Schenklengsfeld öffnet sich schüsselförmig die Ausbacher-Mulde. Die Muldenachse streicht hier wieder NS und läßt sich südlich von Oberbreitzbach nach Norden bis in den Raum östlich von Friedewald verfolgen. Die tiefsten Punkte in dieser Mulde findet man südlich Ransbach und westlich Ausbach. Im Norden bestimmt das umlaufende Streichen der Eichsfeld- und Rhön Folgen das Ende der Mulde. An der NE-Flanke der Ausbacher Mulde herrscht eine NW–SE- Streichrichtung vor, die parallel zum Thüringer Wald läuft. Hier scheinen jungmesozoische Bewegungen vorzuherrschen, die mit der Heraushebung des Thüringer Waldes im Zusammenhang stehen. Nach Süden läßt sich die Ausbacher Mulde bis in den Raum nördlich Mansbach verfolgen, wo neue herzynisch ausgerichtete Strukturelemente auftreten, die in die Eitersfelder Mulde im Süden außerhalb des Kartierungsgebietes überleiten.

Der Strukturplan (Anlage 1) ist eine geologisch abgedeckte Karte im Niveau von 300 m über NN. Diese Karte ist mittels Profillinien konstruiert worden, die im Abstand von 300—500 m sowohl in NS- als auch EW-Richtung durch das Kartierungsgebiet gelegt worden sind.

II. Störungen

Im Kartierungsgebiet sind drei Richtungen von Störungen vorherrschend.

1. NS-(rheinisch)streichende Störungen

Die NS-streichenden Störungen können sowohl 10—20° nach Westen (rhönisch) und 10—20° nach Osten (rheinisch) von der Nordrichtung abweichen. Fast an allen Störungen in dieser NS-Richtung ist ein Verwurf zu beobachten. Auffallend ist dabei, daß auf der Westseite der Wüstfelder Mulde die Ostscholle abgesunken ist und auf der Ostseite der Ausbacher Mulde die Westscholle abgesunken ist. Es scheint, daß die NS-streichenden Störungen jünger als die Anlage der Mulden- und Sattelstruktur sind.

Die Sprunghöhen an den Störungen östlich der Linie Ransbach betragen 75—25 m, um die die Westscholle abgesunken ist, wobei die Sprunghöhen von Ost nach West

abnehmen. Die am weitesten im W gelegene Verwerfung mit einer tiefer liegenden Westscholle ist südlich der Bohrung Oberlengsfeld zu finden.

Im Norden des Kartierungsgebietes ist eine weitere NS-streichende Störung aufgeschlossen, die im Süden, in der Nähe der Bohrung Herfa 1, eine Sprunghöhe von ca. 20 m besitzt. Der Verwurfsbetrag, um den die Westscholle nach unten abgesunken ist, nimmt nach Norden bis in die Nähe des Salzhanges auf 100 m zu.

Fast ausnahmslos sind alle Basaltvorkommen und die in jüngster Zeit magnetisch ermittelten Störkörper NS ausgerichtet und lassen sich zum Teil mit diesen Störungslinien parallelisieren.

Die Störungen mit einem Verwurf der Ostscholle nach unten liegen westlich der Linie Schenklengsfeld und nehmen an Sprunghöhe nach Westen zu. Die Sprunghöhe an der NS-streichenden Verwerfung westlich Wüstfeld beträgt 30—40 m und an der Verwerfung östlich Fischbach 100—120 m. Als letzte NS-streichende Verwerfung soll die Störung östlich der Bohrung Feodor 1 erwähnt werden mit einer Sprunghöhe von 60—70 m.

2. NW–SE-(herzynisch) streichende Störungen

Die im Kartierungsgebiet herzynisch streichenden Störungen verwerfen fast ausnahmslos die Südwestscholle nach unten. Am ausgeprägtesten ist die NW–SE-laufende Störung im Werratal bei Philippsthal. Die Sprunghöhe von ca. 80 m läßt sich in Nähe der Tiefbohrung Philippsthal berechnen. In Richtung nach Nordwesten verliert die Sprunghöhe an Intensität und scheint in eine Flexur überzuleiten. Im Südosten des Kartierungsgebietes, nördlich Mansbach, ist eine weitere herzynisch streichende Störung aufgeschlossen, an der die Südwestscholle um ca. 35 m abgesunken ist. Inwieweit die Störung im Solztal nordöstlich Malkomes mit dem Grabeneinbruch von Oberrode–Heenes im Zusammenhang steht, läßt sich durch die weite Alluvialbedeckung des Solztales zwischen dem Hermannshof und Oberrode nicht nachprüfen (Geologische Karte Bl. Hersfeld). Aus der Streichrichtung wäre jedoch zu folgern, daß die Verwerfung nordwestlich Malkomes ein Ausläufer des genannten Grabeneinbruches ist. Die Sprunghöhe an dieser Verwerfung beträgt maximal 75 m.

Zwischen Friedewald und der Bohrung Herfa 1 ist eine herzynisch streichende Verwerfung aufgeschlossen, an der die SW-Scholle um ca. 35 m abgesunken ist.

3. SW–NE- (erzgebirgisch) streichende Störungen

Allen erzgebirgisch streichenden Störungen gemeinsam ist der Verwurf der Südostscholle nach unten. Die Sprunghöhe an der Störung zwischen Bodes und Wüstfeld beträgt max. 75 m. In der nordöstlichen Verlängerung dieser Störungsrichtung ist westlich Hilmes eine weitere Verwerfung aufgeschlossen, an der die Südostscholle um 35 m abgesunken ist. Im Tal südwestlich Friedewald läuft die Störung mit einer maximalen Sprunghöhe von 60 m. Über kurze Entfernungen sind erzgebirgisch streichende Störungen westlich Ausbach und zwischen der Schachtanlage Heimboldshausen und der Bohrung Heimboldshausen 3 aufgeschlossen. An beiden Verwerfungen beträgt die Sprunghöhe 25—30 m.

Eine zeitliche Einstufung der einzelnen Störungen läßt sich nur begrenzt durchführen. Es ist zu vermuten, daß sowohl die herzynisch als auch die erzgebirgisch streichenden Störungen älter sind als die NS-streichenden Verwerfungen.

III. Auslaugungen

Im Kartierungsgebiet müssen zwei Typen von Auslaugungserscheinungen unterschieden werden, die auf Subrosionen im Zechsteinsalinar zurückgeführt werden können.

1. Morphologisch erkennbare Einbruchstrichter

Diese Einbruchsgebiete sind sehr jung in ihrer Anlage, da sie fast ausnahmslos keine pleistozäne Sedimentfüllung besitzen, sondern vorwiegend mit Schuttmaterial aufgefüllt sind, das aus dem unmittelbar Anstehenden herkommt. Die Formen dieser morphologisch erkennbaren Einbruchstrichter sind oval bis kreisrund und der Einbruch des Deckgebirges setzt auf wenige Meter in einer flach gelagerten Buntsandsteinplatte ein. Zahlreiche morphologisch erkennbare Einbruchstrichter lassen sich linear miteinander verbinden. Inwieweit diese linearen Verbindungslinien mit herzynisch streichenden Störungen in Zusammenhang gebracht werden können, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Die herzynisch streichende Verwerfung nordwestlich der Bohrung Mansbach und die herzynisch streichende Verwerfung im Solztal nordwestlich Malkomes weisen auf eine Beziehung zwischen den linear angeordneten Einbruchstrichtern und herzynisch streichenden Störungen hin. Südwestlich der Linie Schacht Neurode und der Bohrung Wintershall 10, auf dem Südwesthang des Herfatales, im Tal zwischen Heimboldshausen und Unterneurode, und zwischen Wölf und Fischbach lassen sich die morphologisch erkennbaren Einbruchstrichter ebenfalls linear miteinander verbinden, ohne daß eine Störung in den genannten Gebieten festgestellt werden konnte.

Ob allein die Subrosionserscheinungen im Oberen Werrasalz genügen, um diese Vorgänge durch eine ca. 300 m mächtige Buntsandsteinplatte durchzupausen, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Bei einzelnen morphologisch erkennbaren Einbruchstrichtern ist ein Zusammenwirken von Subrosionserscheinungen im Salinar und vulkanischen Effusionen nicht ausgeschlossen. Gegenwärtig ist es noch nicht möglich gewesen in diesen morphologisch erkennbaren Einbruchstrichtern mit Hilfe der Magnetik einen Vulkanismus im tieferen Untergrund nachzuweisen. Lediglich die Aufschlüsse in den Kalibergwerken lassen an einzelnen Stellen eine Beziehung zwischen Auslaugungserscheinungen im Zechsteinsalinar und dem Vulkanismus vermuten.

2. Einbruchsgebiete mit pleistozäner Sedimentfüllung

Dieser Typ von Einbruchsgebieten mit pleistozäner Sedimentfüllung ist ebenfalls auf Subrosionserscheinungen im Zechsteinsalinar zurückzuführen. Bei der Buntsandsteinkartierung zeichnen sich diese Einbruchsgebiete durch eine starke tektonische Beanspruchung ab. In der flach gelagerten Buntsandsteinplatte sind einzelne Schollen steil gestellt und zum Kern des Einbruchsgebietes gerichtet. Während sich die beiden

typischen Einbruchsgebiete von Bodes und Wüstfeld sehr gut auskartieren lassen, sind die Einbruchsgebiete westlich Buchenau, südlich und östlich Schenklengsfeld und südlich Ransbach unter der Pleistozändecke nur schwer zu lokalisieren. Bei den letztgenannten Einbruchsgebieten weist lediglich die lokal begrenzte Tiefenlage der Buntsandsteinformation auf Einbruchsgebiete hin, die nicht im unmittelbaren Zusammenhang mit den weiter oben beschriebenen Strukturelementen zu stehen brauchen. Die Einbruchsgebiete von Bodes und Fischbach liegen an den Kreuzungspunkten von NS- und erzgebirgisch streichenden Störungen.

Gegenwärtig sind noch nicht genügend Aufschlüsse vorhanden, die nachweisen, ob den Subrosionsvorgängen im Zechsteinsalinar auch die Kalilager zum Opfer gefallen sind. Im Gegensatz dazu kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, daß unter den morphologisch erkennbaren Einbruchsgebieten Subrosionsvorgänge lediglich im Oberen Werrasalz stattgefunden haben, denen das Kaliflöz Hessen nicht ausgesetzt war.

IV. Salzhang

Die Salzhanglinie, die sog. Salzhanginnengrenze, kennzeichnet das Gebiet, bis zu dem von außen im Untergrund Subrosionserscheinungen im Zechstein stattgefunden haben. Viel weiter außerhalb dieser Sazlhanglinie liegt die Salzhangaußengrenze. Jene Linie würde das Gebiet abgrenzen, in dem das Zechsteinsalinar vollkommen der Subrosion zum Opfer gefallen ist. Das Kartierungsgebiet reicht im Norden bis an die Salzhanginnengrenze. Unmittelbar nördlich dieser Salzhanginnengrenze können zahlreiche morphologisch erkennbare Einbruchstrichter beobachtet werden, die auf die lokalen Subrosionsvorgänge im Salinar hinweisen. Die Häufung der morphologisch erkennbaren Einbruchsgebiete ist geradezu hinweisend auf den Salzhang. Das Dechgebirge ist besonders im Gebiet südöstlich Bad Hersfeld tektonisch stark beansprucht worden und ist regellos in einzelne Schollen zerbrochen. Im Gebiet des Kartenblattes Hönebach kann die Salzhanginnengrenze neben der tektonischen Beanspruchung des Deckgebirges nördlich dieser Linie auch morphologisch gut erkannt werden. Im Gebiet des Kartenblattes Bad Hersfeld läßt sich die Salzhanginnengrenze ebenfalls morphologisch gut im Gelände erkennen und hebt sich in der Strukturkarte durch den Einbruch von jüngeren Schichtpaketen des Mittleren Buntsandsteins besonders hervor.

D. Zusammenfassung (LANGE)

Im Kartierungsgebiet östlich Bad Hersfeld zwischen der Salzhanginnengrenze und der thüringisch-hessischen Landesgrenze war es den Verfassern möglich, die zyklische Sedimentation von vier Grobsandstein- und vier Plattensandstein Folgen im Mittleren Buntsandstein in zusammenhängenden Profilen nachzuweisen. Damit ist eine Korrelation mit der zyklischen Sedimentation im Mittleren Buntsandstein, wie sie in Niedersachsen (H. BOIGK 1959 u. a.) und in Nordhessen (E. BACKHAUS, H. LOHMANN und H. REGENHARDT, 1958) nachgewiesen werden konnte, möglich. Der gesamte Buntsandstein konnte in diesem Gebiet in insgesamt 13 petrographisch einheitlich aufgebauten Schichtfolgen untergliedert werden. Diese Feingliederung ermöglichte eine tektonische Analyse des Kartierungsgebietes, die besonders für die Kaliindustrie

von Bedeutung ist. Das Kartierungsgebiet wird von zwei Sattel- und zwei Muldenstrukturen, die generell NS streichen, aufgegliedert. Außer der Faltung konnten in diesem Gebiet drei Hauptstörungsrichtungen festgestellt werden, die herzynisch, erzgebirgisch und rheinisch streichen. Mit den rheinisch streichenden Störungen scheint der Tertiärvulkanismus im unmittelbaren Zusammenhang zu stehen, da sich die zahlreichen Basaltschlote in NS-Richtung miteinander verbinden lassen und teilweise auf rheinisch streichenden Basaltgängen sitzen, die magnetisch ermittelt worden sind. Im gesamten Kartierungsgebiet wurde die Kalihöffigkeit in zahlreichen Tiefbohrungen bis zur Salzhanginnengrenze nachgewiesen. Lediglich fehlt ein Nachweis der Kalilager unter den am Ausgang des Tertiärs angelegten Einbruchsgebieten, die auf Subrosionserscheinungen im Werrasalz zurückgeführt werden können. Diese am Ausgang des Tertiärs angelegten Einbruchsgebiete zeichnen sich einerseits durch eine starke Schollenverkippung im Deckgebirge, andererseits durch eine lokal begrenzte Tieflage der Basis des Buntsandsteins und einer Pleistozänüberdeckung mit größerer Mächtigkeit aus. Morphologisch lassen sich im Kartierungsgebiet zahlreiche oval bis kreisrund ausgebildete Einbruchsgebiete auskartieren, die in ihrer Anlage sehr jung sein müssen, da in diesen Senkungsräumen kein Pleistözän beobachtet werden konnte, sondern lediglich alluvialer Schutt aus dem anstehenden Gebirge hier zu finden ist. An einigen Stellen lassen sich diese morphologisch erkennbaren Einbruchstrichter linear untereinander verbinden und scheinen mit herzynisch streichenden Störungen im unmittelbaren Zusammenhang zu stehen.

Nördlich und nordwestlich der Salzhanginnengrenze sind die Kalilager, wie aus den zahlreichen Bohrdaten und den Aufschlüssen in der Grube unter Tage zu entnehmen ist, den Subrosionserscheinungen zum Opfer gefallen. An der Oberfläche ist die Salzhanginnengrenze sowohl morphologisch als auch tektonisch durch die starke Schollenverkippung und den Einbruch jüngerer Schichtfolgen zu erkennen.

E. Schriftenverzeichnis

Ahlborn, O.: Die Flöze „Thüringen" und „Hessen" der Werraserie und ihre wechselseitigen Beziehungen. Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 664—683, Hannover 1955.

Backhaus, E., H. Lohmann und H. Regenhardt: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 192—201, 2 Abb., Wiesbaden 1958.

Bessert, F.: Geologisch-petrographische Untersuchungen der Kalilager des Werragebietes. — Arch. Lagerstättenforsch., **57**, Berlin 1933.

Blanckenhorn, M.: Das Pliozän in den Flußgebieten der Streu, Fulda, Haune, Schwalm und mittleren Lahn. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **189**, Berlin 1939.

— Das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), **1**, S. 7—82, Wiesbaden 1950.

Boigk, H.: Möglichkeiten und Wege zu einer Feingliederung im Mittleren Buntsandstein, erläutert an den Verhältnissen des nordwestlichen Vorharzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **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 1957.

— 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 1957.

BOIGK, H.: Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., **76**, S. 597—636, 6 Abb., Hannover 1959.

DEUBEL, F.: Grundwassergewinnung aus Bohrungen im thüringischen Buntsandstein. — BGTH., **6**, H. 1, S. 25—30, Jena 1940.

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

— Die Abwässerversenkung in tiefere Erdschichten. — Sber. preuß. geol. L.-A., **5**, S. 94 bis 103, Berlin 1930.

FULDA, E.: Salzspiegel und Salzhang. Z. deutsch. geol. Ges., **75**, B., S. 10—14, Berlin 1923.

— Die Stratigraphie des thüringischen Zechsteins nach Tiefbohrergebnissen. — Jb. preuß. geol. L.-A., **47**, S. 208—220, Berlin 1926.

GRUPE, O.: Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. preuß. geol. L.-A., **33**, 1, S. 397—421, Berlin 1912.

— Studien über Schollenein brüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. — Jb. preuß. geol. L.-A., **34**, Berlin 1914.

— Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 633—661, Berlin 1936.

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.

HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfelds und deren mögliche Deutung. Geol. Jb., **72**, S. 341—345, 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.

HOPPE, W.: Die Auslaugungserscheinungen im Werra-Kaligebiet, ihre Bedeutung für die Lagerstätte und die Landschaftsformen. Jb. Reichsamt Bodenforsch., **62**, S. 248—271, Berlin 1941.

— Zyklische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. — Ber. geol. Ges., **1**, S. 3—58, Berlin 1959.

— Die Bedeutung der geologischen Vorgänge bei der Metamorphose der Werra-Kalilagerstätte, Freiberger Forschungshefte, A **123**, S. 41—60, 1959.

KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 72—83, 3 Abb., Stuttgart 1957.

— Ein Profil des Mittleren Buntsandsteins vom Kaufunger Wald zur Rheinischen Masse. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 328—334, 1 Abb., Stuttgart 1957.

— Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 101—113, 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 Taf., Wiesbaden 1958.

KUTSCHER, F.: Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 350—367, 9 Abb., Wiesbaden 1953.

— Bemerkungen zur stratigraphischen Buntsandsteinforschung in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 185—191, 1 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 bis 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.

— Geologie der Umgebung von Eschwege und des Hohen Meißners. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 288—289, Hannover 1959.

LEONHARDT, J.: Die Auslaugungserscheinungen von Frauensee. — Freiberger Forschungshefte, A **146**, Berlin 1960.

Meinecke, F.: Über die Entwicklungsgeschichte des Werratales. — Mitt. sächs. Th. V. Erdk. Halle, **37**, 1913.

Naumann, E.: Über einige vulkanische Schlotbrekzien, andere vulkanische Erscheinungen und Auslaugungsbrekzien im Werragebiet. — Geologie, **1**, Nr. 1—2, S. 59—63, Berlin 1952.

Richter-Bernburg, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raume. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch., **61**, S. 283—332, 19. Abb., 3 Taf., Berlin 1941.

Sobotha, E.: Diluviale und pliozäne (?) Bildungen in und am Fuldatal zwischen Fulda und Rotenburg a/Fulda. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 612—618, Berlin 1931.

— Über die Auslaugung, Tektonik und Oberflächenformen zwischen Westharz und Vogelsberg–Rhön. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 725—732, Berlin 1932.

Weber, H.: Zur Systematik der Auslaugung. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, H. 3, S. 179 bis 186, Berlin 1930.

— Autobusexkursion durch das Georgental nach Epichnellen und ins Werra-Kaligebiet. — BGTh., **5**, H. 3, S. 193, 194, Jena 1939.

— Der Untere und der Mittlere Buntsandstein an der Autobahn der Blätter Creuzburg, Herleshausen, Berka und Hönebach. — Hall. Jb. f. Mitteld. Erdgesch., **1**, 3. Lief., S. 132—140, Halle 1951.

— Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. — Geologica, **8**, 136 S., 16 Abb., 4 Taf., 1952.

Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten deutsch. Ländern i. M. 1:25000:
Blatt Berka (2. Aufl. d. Bl. Gerstungen), erl. v. H. Bücking und E. Fulda, Berlin 1925.
Blatt Eiterfeld, erl. v. A. v. Koenen, Berlin 1888.
Blatt Friedewald, 2. Aufl., erl. v. H. Bücking und C. Dietz, Berlin 1927.
Blatt Hersfeld, erl. v. A. v. Koenen, Berlin 1888.
Blatt Vacha, 2. Aufl., erl. v. H. Bücking und E. Fulda, Berlin 1925.

Manuskript eingegangen am 11. 7. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 266—275	1 Abb.	Taf. 16	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Der Buntsandstein auf Blatt Schlitz in Hessen mit besonderer Berücksichtigung des Fährtensandsteins

Von

HANS-GÜNTHER KUPFAHL, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung und Tafel 16

Einleitung

Das Gebiet des Kartenblattes Schlitz[1]) liegt mitten in der Buntsandsteinlandschaft zwischen Knüllgebirge und Rhön. Aus dem Knüll und den noch weiter nördlich gelegenen Räumen liegt bereits eine Reihe von jüngeren Schriften über den Buntsandstein vor. An diese Untersuchungen schließt das nachstehend Mitgeteilte an. Das Buntsandstein-Profil von Blatt Schlitz leitet zu dem in stärkerem Maße grobklastisch ausgebildeten Profil in der südlich gelegenen Rhön über, das bisher noch nicht im einzelnen und nach neueren Gesichtspunkten untersucht wurde.

Bis vor wenigen Jahren wurde der Buntsandstein Hessens nicht sehr eingehend und auch nicht einheitlich untergliedert, worauf GUNZERT 1954 schon hinwies. Die Einführung des zyklischen Gliederungsprinzips durch BOIGK (1956) wirkte belebend auf die Untersuchungen besonders des Mittleren Buntsandsteins auch im hessischen Raum und hat vor allem zur Vereinheitlichung der Gliederung beigetragen.

Das Gliederungsprinzip beruht auf der Aufteilung des Mittleren Buntsandsteins in Folgen, die sich jeweils von grobkörnigen Sandsteinen über Sandsteine mit Tonzwischenlagen zu feinkörnigen Sandsteinen und Tonsteinen entwickeln. In Hessen wurden zunächst drei Folgen unterschieden (GUNZERT 1958, KUPFAHL 1958[2]), LAEMMLEN 1958). Inzwischen hat sich die Viergliederung BOIGK's aus Südhannover durch neuere Kartierarbeiten aber auch in Hessen als durchführbar erwiesen. Daraufhin kamen die zuständigen Sachbearbeiter überein, die vier Abfolgen im hessischen Raum südlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle einheitlich wie folgt zu benennen: Eichsfeld Folge, Rhön Folge, Spessart Folge, Solling Folge (vgl. KUTSCHER 1960).

---

[1]) Nr. 5323 Schlitz der top. Karte 1:25000.

[2]) Verf. hatte in der „Hersfelder Gruppe" die beiden mittleren Gruppen (bzw. heute „Folgen") des Mittleren Buntsandsteins zusammengefaßt und die Grenze zwischen der „Wechselfolge" und der „Sandsteinfolge" nicht als rhythmischen Schnitt gedeutet.

A. Unterer Buntsandstein

Die Schichten sind auf Blatt Schlitz nur gering verbreitet. Ihre Folgen sind durch vermittelnde Zwischenschichten miteinander verbunden, ein sprunghafter Sedimentwechsel tritt nicht auf.

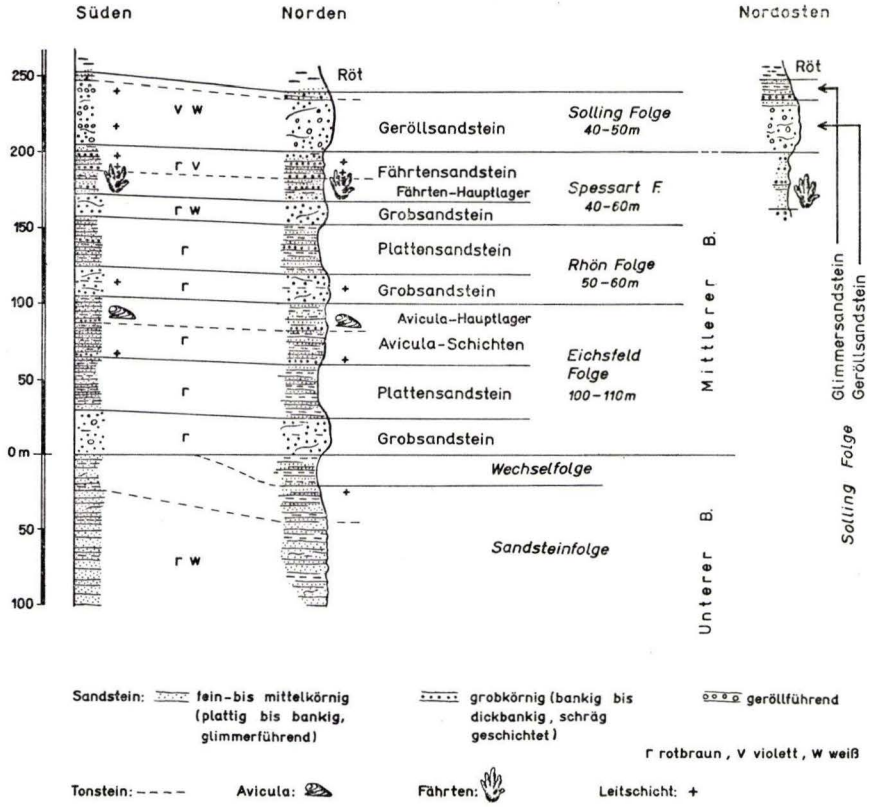


Abb. 1. Die Buntsandstein-Abfolge auf Blatt Schlitz. (Bei Spessart F. lies 30–50 m statt 40–60 m

1. „Bröckelschiefer"

Die Folge steht nicht zu Tage an, ist aber in einer Mächtigkeit von ca. 30 m durch Bohrungen nachgewiesen (vgl. KÖBRICH 1926, S. 205—210).

2. Sandsteinfolge

Von der etwa 200 m mächtigen Folge tritt nur das obere Drittel an die Oberfläche. Dem tiefen, nur aus Bohrungen bekannten Teil sind in mäßiger Anzahl Tonsteinlagen eingeschaltet. Besonders für den mittleren Hauptteil der Folge sind dickbankige, absandende, schräg geschichtete, feinkörnige Sandsteine von leuchtend weißgrauer und hellroter Farbe typisch, wie sie im Aufschluß 1 km nordwestlich des Burgberges

von Schlitz aufgeschlossen sind. Ihre Korngröße beträgt zwischen 0,1 und 0,4 mm ⌀, im südlichen Blattabschnitt bis 0,6 mm. Tonsteinlagen treten sehr zurück und machen nur 4—5% der Mächtigkeit aus.

In der 20—30 m mächtigen oberen Serie der Schichten sind Tonsteinlagen neben plattigen Sandsteinen wieder etwas zahlreicher vertreten. G. GUNZERT (1958, Tab. 2) stellt sie zur überlagernden Wechselfolge, doch liegt die schärfere, durch das Aussetzen der typischen Sandsteine markierte Grenze im Hangenden der Serie. Den Abschluß der ganzen Folge bilden im nördlichen Abschnitt des Blattes Schlitz 1 bis 1,5 m mächtige Leitschichten aus weißen, quarzitischen, sehr feinkörnigen und andererseits auffallend dunkelviolett gefärbten, manganfleckigen Sandsteinen (vgl. auch M. LAEMMLEN 1958, S. 247—248).

3. Wechselfolge

Die bis 20 m mächtigen Schichten bestehen aus plattigen, hellrotbraunen, glimmerreichen Sandsteinen (Korngröße $< 0{,}3$ mm) und Tonsteinlagen. Die letzteren besitzen einen Mächtigkeitsanteil von etwa 20%, der offenbar geringer ist als in allen weiter nördlich gelegenen Gebieten. In den hohen Lagen der Folge stellen sich — zum „grobkörnigen" Mittleren Buntsandstein überleitend — einzelne mittelkörnige Sandsteinbänke ein.

Bereits 1954 stellte G. GUNZERT (S. 146—147) heraus, daß die im Norden von Blatt Schlitz zusammenhängend verbreitete Wechselfolge zur Rhön hin ausläuft. Ihre Mächtigkeit beträgt am Nordrand von Blatt Schlitz noch 20 m. Auf der Linie Bernshausen–Pfordt erreicht die stetig in die jüngeren Schichten hineinwandernde Liegendgrenze schließlich die Basis der Eichsfeld Folge des Mittleren Buntsandsteins (Mächtigkeitsabnahme von 20 m auf 0 m über eine Entfernung von nur 5 km!). Diese liegt von da ab unmittelbar auf der Sandsteinfolge des Unteren Buntsandsteins.

B. Mittlerer Buntsandstein

Er ist etwa 250 m mächtig und auf Blatt Schlitz weit verbreitet. Die basalen Grobsandsteine der vier Folgen leiten jeweils einen neuen Geländeanstieg ein. Sie setzen dem Liegenden mit scharfer Grenze auf und stellen bedeutende Leitschichten dar.

1. Eichsfeld Folge

Sie ist die tonreichste Folge des Mittleren Buntsandsteins. Im hohen Teil zeichnen sich ihre vorwiegend rotbraun gefärbten Sandsteine wie überall weiter im Norden auch hier noch durch *Avicula*-Führung aus.

a) Eichsfeld Grobsandstein

Für die zwischen 25 und 30 m mächtigen Schichten sind bankige, grobkörnige, schräggeschichtete, rotbraune bis graubraune, teilweise auch violette Sandsteine typisch. Ihr gut gerundetes Korn variiert in seiner Größe um 1 mm, mit einer oberen Grenze von 3 mm. Die eingeschalteten Tonsteine fallen zwar wenig auf, sind aber immerhin zu etwa 6% an der Mächtigkeit beteiligt.

Das Korn der Sandsteine ist im tiefen Teil der Schichten sehr grob, unmittelbar darüber weniger grob und teilweise von mittlerer Größe. In der Mitte können örtlich Tonsteinlagen eingeschaltet sein. Darüber folgen wiederum grobkörnige, nach oben mehr mittelkörnige, gelegentlich von dünnen Tonsteinlagen unterbrochene Sandsteine.

Während im nördlichen Abschnitt des Blattes Schlitz — der Ausbildung weiter im Norden entsprechend — die grobkörnigen Schichten 25 m mächtig sind und zum Zerfall neigen, zeichnen sie sich im südlichen Abschnitt durch folgende Merkmale aus (Aufschluß nordöstlich Bad Salzschlirf, 300 m nordwestlich P. 368,0):

30 m Mächtigkeit, zahlreiche feste Bänke, Gerölle von 5—8 mm ⌀.

b) Eichsfeld Plattensandstein

In den etwa 35 m mächtigen, bei Üllershausen mehrfach aufgeschlossenen Schichten wechseln plattige, untergeordnet bankige, glimmerreiche, rotbraune Sandsteine mit Tonsteinlagen ab. Der Durchmesser des Quarzkornes schwankt meist zwischen 0,1 und 0,5 mm, erreicht besonders an der Basis und im mittleren Niveau jedoch auch 1 mm. Der Tonsteinanteil von etwa 18% ist geringer als in allen nördlich von Blatt Schlitz gelegenen Gebieten.

c) Avicula-Schichten

Sie sind 40 m mächtig und können in eine untere Serie und eine obere, das Avicula-Hauptlager, gegliedert werden. An der Basis liegt ein 2—3 m mächtiges Paket aus bankigen, rotbraunen, teilweise mürben, grobkörnigen (bis 1,5 mm ⌀) Sandsteinen, das einen neuen durchgehenden Geländeanstieg einleitet. Darüber folgen plattige und bankige, ziemlich feste, gelegentlich quarzitische, hellrotbraune, fein- bis mittelkörnige (meist $< 0{,}4$ mm ⌀) Sandsteine sowie Tonsteine. In einzelnen Lagen, deren eine 10—12 m über der Basis liegt, erreicht die Korngröße der Sandsteine 0,8—1 mm.

Avicula wurde in der unteren Serie nur vereinzelt aufgefunden; sie ist weiter im Norden im gleichen Niveau häufiger (Kupfahl & Thews 1961), ebenso *Estheria*.

Das 15—20 m mächtige Avicula-Hauptlager entspricht wahrscheinlich dem „Haupt-Gervillien-Lager" Boigks. Es setzt mit ca. 3 m starken grobkörnigen Sandsteinen ein, welche die Schichten auch morphologisch vom Liegenden abheben. Darüber sind die plattigen, feinkörnigen, festen, teils auch quarzitischen, glimmerführenden Sandsteine einerseits mehrfach von mittel- bis grobkörnigen Bänken, andererseits von nicht wenigen Tonsteinlagen unterbrochen.

Die von Norden her eingewanderte *Avicula murchisoni* (Geinitz) wird auf Blatt Schlitz in nach Süden zunehmendem Maße seltener; der südliche Blattrand dürfte etwa mit der Grenze ihrer Verbreitung zusammenfallen. Sie wurde an mehreren Punkten meist einzeln und verhältnismäßig kleinwüchsig (Länge bis ca. 1 cm) nachgewiesen. In größerer Anzahl kann sie am Stier-Berg bei Hutzdorf, 150 m südwestlich von P. 249,3 gesammelt werden.

Im selben stratigraphischen Niveau kommt eine Form vor, die wegen ihrer geringen Größe (Länge bis 0,7 cm), ihrer flachen Klappenwölbung und ihres gleich-

mäßiger ovalen Seitenumrisses vermutlich nicht mit *Avicula murchisoni* identisch ist[3]). Der Erhaltungszustand erlaubt keine Analyse der Wirbelregion. Die Form kommt am Osthang des Bachküppel bei Nieder-Stoll, 350 m üNN, pflasterartig auf manchen Schichtflächen vor. Mit Berücksichtigung derselben ergibt sich:

Avicula murchisoni (GEINITZ)
Avicula cf. *murchisoni* (GEINITZ)
Estheria sp.

2. Rhön Folge

Ihr basaler Grobsandstein ist gegenüber dem der liegenden Folge schwächer, gegenüber dem der hangenden Folge mächtiger ausgebildet. Den höheren Teil könnte man nach der Anzahl seiner Tonsteinlagen noch als „Wechselfolge" bezeichnen. Rotbraune Farben herrschen vor.

a) Rhön Grobsandstein

Die 18—20 m mächtigen Schichten besitzen bei etwas höherem Tonstein-Anteil grundsätzlich dieselben petrographischen Merkmale wie der Eichsfeld Grobsandstein. Auch die Sedimentabfolge ist ähnlich wie dort. Die rhythmische Unterteilung in zwei Serien ist jedoch hier durch ein in der Mitte eingeschaltetes, etwa 1 m mächtiges Tonstein-Paket besser ausgeprägt (Aufschluß im Hohlweg 1 km ostsüdöstlich Ützhausen). Entsprechend gliedert BOIGK (1959) in Südhannover die Schichten in Unterbank, Zwischenmittel und Oberbank.

b) Rhön Plattensandstein

In den 35—40 m mächtigen, dem Eichsfeld Plattensandstein ähnlichen Schichten herrschen plattige, mäßig feste, rotbraune bis hellrote Sandsteine vor. An ihnen fallen oft gelbbraune und dunkle, löcherig auswitternde kleine Flecken auf. Der Korndurchmesser bleibt meist unter 0,5 mm. Eingeschaltet sind bankige Sandsteine mit z. T. gröberem, bis etwa 1 mm großem Korn. Tonsteinlagen nehmen zu etwa 15% am Aufbau teil.

3. Spessart Folge

Sie ist arm an Tonsteinlagen und zeichnet sich gegenüber den älteren Folgen durch violettbraune Farbtöne aus. Der kleinrhythmische Aufbau ihrer Schichten ist ausgeprägt. Kennzeichnende Lebensspuren sind Saurier-Fährten.

a) Spessart Grobsandstein

Für die 12—15 m mächtigen Schichten sind bankige, feste, blockbildende Sandsteine bezeichnend, deren Korngröße nahezu 3 mm ∅ erreicht. Fein- bis mittelkörnige Sandsteine und einige Tonsteinlagen sind eingeschaltet. Am Westhang des Schilda-

[3]) Professor O. H. SCHINDEWOLF, der die Stücke freundlicherweise untersuchte, ließ wegen des schlechten Erhaltungszustandes offen, ob es sich um eine Sonderform oder um Kleinformen der *Avicula murchisoni* handelt.

Berges östlich von Hartershausen hebt sich der Grobsandstein bei 380 m üNN morphologisch besonders schön heraus. Gute Aufschlüsse befinden sich z. Z. auf der Anhöhe nördlich von Pfordt.

b) Fährtensandstein

Die Mächtigkeit beträgt zwischen 20 und 35 m, sie ist im nordöstlichen Abschnitt des Blattes Schlitz am größten. Die Schichten können in eine untere Serie, das Fährten-Hauptlager, und in eine rhythmisch eigenständige obere Serie gegliedert werden (vgl. Taf. 16 Fig. 5).

Das Fährten-Hauptlager ist im nordöstlichen Blattabschnitt fast 15 m mächtig und besteht aus dickbankigen, harten Sandsteinen, die mit höchstens 1 m starken Paketen aus mürben Sandsteinen, Tonsandsteinen und Tonsteinen wechsellagern. Die Bankstärke beträgt zumeist 0,5 bis 1,8 m. Der rhythmische Aufbau der Schichten ergibt sich daraus, daß die Sandsteinbänke unten größere Korndurchmesser (bis 1,0 mm) aufweisen, und die tonigen Pakete oben oft mit einer Tonsteinlage abschließen. Insgesamt machen die Tonsteine nur etwa 7% der Mächtigkeit aus.

Die obere Serie des Fährtensandsteins wird von einem 3 m mächtigen Grobsandsteinpaket eingeleitet, dessen Korngrößen 2 mm erreichen. Im höheren Teil liegen 2 weitere Pakete von geringerer Mächtigkeit und Korngröße, das markante untere in ca. 10 m Abstand von der Basis. Die von den grobkörnigen Sandsteinen eingerahmten Schichten weisen einen ähnlichen rhythmischen Aufbau wie die des Liegenden auf, nur sind die Sandsteine mürber, und ihre Bankstärke ist geringer; Tonsteinlagen treten stärker in Erscheinung. Demzufolge sind die Erhaltungsbedingungen für Fährten weniger gut.

Die grobkörnigen Sandsteine leiten offenbar Kleinrhythmen ein, die der weiteren Untergliederung dienen können. Nachdem die Profile der gesamten Folge in den Zwischengebieten geprüft sind, kann an eine Parallelisierung mit den Zyklen von Backhaus, Lohmann & Regenhardt (1958, S. 196ff.) aus dem Reinhardswald gedacht werden.

Die Fossilien des Fährtensandsteins

entstammen, da in der oberen Serie bisher nur an der Kuppe des Ganz-Berges bei Michelsrombach *Chirotherium* in Lesesteinen festgestellt wurde (vgl. Taf. 16 Fig. 3), überwiegend dem Fährten-Hauptlager. Die wichtigsten der hauptsächlich im nordöstlichen Blattabschnitt gelegenen Fundpunkte sind die Steinbrüche 1,2 km östlich von Hutzdorf und 0,5 km nordnordwestlich von Fraurombach. Aus der Vielzahl der hier gewonnenen Saurier-Fußabdrücke wurden von Professor Dr. Hermann Schmidt, Göttingen, *Chirotherium barthii* Kaup und *Acropus* cf. *schochardti* Rühle bestimmt. Die letztgenannte Art wurde noch oberhalb der Untermühle bei Michelsrombach nachgewiesen.

Auch die Beurteilung der Saurierreste aus den genannten Steinbrüchen verdanken wir Professor H. Schmidt. Es handelt sich bei den Knochenabdrücken um die vollständig erhaltene Clavicula und Interclavicula eines Stegocephalen, wahrscheinlich *Mastodonsaurus* (vgl. Taf. 16 Fig. 4), ferner um Hautabdrücke eines Pseudosuchiers.

Sie kommen z. T. mit Fährten auf derselben Schichtfläche vor (Stbr. bei Hutzdorf, 4 m unterhalb der Grasnarbe in 1 m starker Bank; vgl. Taf. 16 Fig. 1).

Vorläufig ergibt sich für den Spessart Fährtensandstein folgende Liste:

Chirotherium barthii KAUP
Acropus cf. *schochardti* RÜHLE
Mastodonsaurus
Corophioides luniformis (BLANCK)
Wurmbauten
Pflanzenreste.

Aus dem Steinbruch bei Fraurombach stammt auch eine um 1850 aufgefundene Fährtenplatte[4]), die im Hohaus-Museum[5]) in Lauterbach/Oberhessen aufbewahrt wird. Sie zeigt als größte Fährte *Chirotherium barthii*, ferner verwandte Arten sowie verschiedene lacertoide Fußabdrücke (*Acropus*, *? Hamatopus*). Insgesamt sind mindestens 4 Arten zu unterscheiden. Die ungewöhnliche Größe der Platte (1,45 × 0,95 m) gestattet Kombinationen der Trittfolgen. Am vollständigsten gelingt dies über 5 Fußpaare bei einer in Längserstreckung der Platte verlaufenden *Chirotherium*-ähnlichen Fährte, die sich durch eine lange 4. Hinterfußzehe auszeichnet (Maße jeweils ohne 5. Zehe: Breite der Vorderfüße 6,5—7 cm, der Hinterfüße 9 cm; Schrittlänge 66—73 cm; Spurbreite an Vorderfüßen 23,5 cm, an Hinterfüßen 32,5 cm).

Die Fährten des früheren „Unteren oder hessischen Chirotheriensandsteins" von Harmerz und Istergiesel auf dem südlich anschließenden Blatt Großenlüder (BLANCKENHORN 1934, S. 8—9) kommen vermutlich ebenfalls aus dem mittleren bis höheren Teil der Spessart Folge. Mit Sicherheit gilt dies für die aus der alten Literatur bekannte Fundstelle zwischen Opperz und Niederkalbach/Blatt Neuhof.

Bei Untersuchungen im Buntsandstein des Blattes Oberkaufungen in Nordhessen gelang es auch hier, im stratigraphischen Niveau des Fährtensandsteins Saurier-Fußabdrücke festzustellen. Es handelt sich um *Acropus* sp. mit mehreren Spuren auf einer Platte und um *Chirotherium*-ähnliche Abdrücke. Die Fundpunkte liegen südlich von Bergshausen am östlichen Fulda-Tal[6]).

Nach Vorstehendem entstammen alle früher bekannt gewordenen und neu aufgefundenen Saurier-Fährten aus den angegebenen Gebieten einer Fundschicht. Dieser Umstand läßt vermuten, daß die Fährten im Buntsandstein Nordhessens im großen und ganzen horizontbeständig sind und begründet die Bezeichnung „Fährtensandstein". An der Weser dagegen liegt ihr Schwerpunkt in höherem Niveau.

4. Solling Folge

Sie nimmt nach ihrem lithologischen Aufbau eine Sonderstellung ein (vgl. unter „Röt"). Ihre bunten, leuchtenden Farben stechen von denen der tieferen Folgen des

---

[4]) Diese Platte wurde unabhängig auch von M. LAEMMLEN untersucht und ihr Photo in einem Vortrag (Monatsversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden, 1959/60) gezeigt.

[5]) Seinem Leiter, Herrn Studienrat Maurer, sei für freundliche Unterstützung Dank gesagt.

[6]) Zehen-Schleifspuren aus dem Fährtensandstein-Äquivalent im Steinbruch 800 m nördlich Lischeid/Blatt Gilserberg (leg. A. SCHWARZ) deuten an, daß auch im Vorland des Rheinischen Schiefergebirges Fährten vorkommen.

Mittleren Buntsandsteins ab. Der untere, geröllführende Teil ist außerordentlich tonarm.

a) Solling Geröllsandstein

Im nördlichen Abschnitt des Blattes Schlitz besitzen die Schichten eine Mächtigkeit von 40 m, im südlichen eine solche von 45—50 m. Die dicken, zum Absanden neigenden Bänke des tieferen Hauptteiles sind typisch grau bis violett gefärbt und gefleckt. Die ziemlich gleichmäßige Körnung der tonfreien, feldspatreichen Sandsteine schwankt meist um 0,5 und 1 mm ⌀. Die kennzeichnenden Gerölle werden im südlichen Teil des Blattes maximal faustgroß und sind in 2 Lagen gehäuft:

10 m über der Basis in 2—3 m Mächtigkeit (bis hühnereigroß),
35 m über der Basis in 3—4 m Mächtigkeit (bis walnußgroß).

Tonsteinlagen fehlen fast völlig.

Allmählich entwickelt sich die geröllarme, etwa 5 m mächtige obere Serie des Geröllsandsteins mit fein- bis mittelkörnigen (0,3—0,6 mm ⌀), glimmerreichen Sandsteinen von leuchtend weißer oder gelblicher bis tiefvioletter Färbung. Die vereinzelt auftretenden Tonsteinlagen messen höchstens 20 cm.

b) Solling Glimmersandstein

Die außerordentlich bunten, sehr unterschiedlich zusammengesetzten Schichten schieben sich in größerer, 10—15 m betragender Mächtigkeit auf Blatt Schlitz NE zwischen die vorerwähnten Sandsteine und die Röt-Tonsteine ein. Sie sind vermutlich dem Kalksandstein vom Meißner-Gebirge (Kupfahl 1958, S. 212) und der Tonigen Grenzfolge Boigks äquivalent.

An der Basis wurde ein 1—2 m starkes Grobsandstein-Paket mit Korngrößen bis 1,5 mm ⌀ und einzelnen bis 5 mm großen Geröllen beobachtet (Aufschluß im Hohlweg südöstlich P. 326,5 bei Schlotzau). Für den bunten, häufig violett gefärbten höheren Hauptteil der Schichten sind sandige Glimmerlagen mit Neigung zum Aufblättern und plattige, feinkörnige Sandsteine kennzeichnend. Eingelagert sind bankige, örtlich etwas karbonatische, gröberkörnige Sandsteine, Tonsandsteine sowie Tonsteinlagen wechselnder Stärke, die etwa 12% der Mächtigkeit ausmachen.

C. Oberer Buntsandstein (Röt)

Vorerst werden nur die auf Blatt Schlitz wenig verbreiteten, ca. 30 m mächtigen Röt-Tonsteine zum Oberen Buntsandstein gezählt. G. Gunzert (1958, S. 36ff.) legt die Grenze in ein Niveau, das der Basis des Solling Glimmersandsteins entspricht. Neuerdings wird die Auffassung vertreten, den Oberen Buntsandstein bereits mit dem Solling Geröllsandstein beginnen zu lassen (Backhaus).

Zusammenfassung

Die Wechselfolge des anscheinend zyklisch aufgebauten Unteren Buntsandsteins läuft auf Blatt Schlitz nach Süden aus und wird schließlich vollständig durch die liegende Sandsteinfolge vertreten.

Die rhythmisch abgelagerten Schichten des Mittleren Buntsandsteins werden in 4 Folgen gegliedert, deren basale Grobsandsteine ihrer Sonderstellung gemäß getrennt behandelt sind. Zur weiteren Untergliederung der Folgen werden außer der Fossilführung Kleinrhythmen mit weniger mächtigen Grobsandsteinen herangezogen, die sich in die großen Rhythmen einfügen. Auch in kleinen Abschnitten der Folgen lassen sich rhythmisch aufgebaute Schichtpakete nachweisen. Die Sedimentation läuft gesetzmäßig mit dem Trend zum feinkörnig-tonigen Endstadium ab. Geschlossene Tonserien am Top der Folgen, wie sie aus Südhannover bekannt sind, fehlen jedoch.

Überleitend von der Buntsandstein-Ausbildung im Knüll-Gebirge zu der in der Rhön werden in einigen Schichtgliedern der gesamten Abfolge die Sedimente nach Süden gröberklastisch, und die Mächtigkeiten steigen etwas an. Im höheren Mittleren Buntsandstein lassen sich auch nach Osten fazielle Änderungen nachweisen.

Avicula ist wie überall in den nördlich anschließenden Gebieten auf Blatt Schlitz im oberen Teil der Eichsfeld Folge vertreten, wenn auch längst nicht mehr so zahlreich. Ihr Vorkommen deutet auf beständigere Wasserbedeckung zur Ablagerungszeit. Im mittleren und auch höheren Teil der Spessart Folge wurden Saurier-Fährten, darunter *Chirotherium*, aufgefunden, die auch im südlich benachbarten Gebiet und weiter im Norden auf Blatt Oberkaufungen in den gleichen Schichten liegen. Sie lassen zusammen mit Knochenabdrücken, Wurmbauten und Pflanzenresten auf mehr festländische Ablagerungsbedingungen schließen.

Schriftenverzeichnis

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.

BLANCKENHORN, M.: Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Großenlüder, 51 S., Berlin 1934.

BOIGK, H.: Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., **72**, S. 325—340, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1957.

— Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., **76**, S. 597—636, 6 Abb., Hannover 1959.

GRUPE, O.: Voltziensandstein, Chirotheriensandstein und Bausandstein und ihre stratigraphische Stellung innerhalb der Buntsandsteinformation. — Cbl. Mineral. usw., B, 1926, S. 129—145, Stuttgart 1926.

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.

HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., **62**, S. 341—345, 1 Abb., Hannover 1957.

KÖBRICH, C.: Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. — Notizbl. Ver. Erdk. f. 1925, (V) **8**, S. 197—223, Darmstadt 1926.

KREYSING, K.: Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 72—83, 3 Abb., Stuttgart 1957.

Kupfahl, H.-G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner-Gebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 202—214, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1958.
— & J.-D. Thews: Die Gliederung der Volpriehausen Folge des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Oberkaufungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 235 bis 241, 1 Abb., Wiesbaden 1961.
Kutscher, F.: Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 243—245, Wiesbaden 1960.
Laemmlen, M.: Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 241—268, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
Richter-Bernburg, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch., **61**, S. 283—332, 19 Abb., 3 Taf., Berlin 1941.
Schmidt, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **28**, 137 S., 57 Abb., 9 Taf., Wiesbaden 1959.
Soergel, W.: Die Fährten der Chirotheria. Jena 1925.

Manuskript eingegangen am 23. 6. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 276—309	8 Abb.	Taf. 17	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen)

Von

JENS KULICK, Wiesbaden

Mit 8 Abbildungen und der Tafel 17

Inhalt

A. Zusammenfassung 276
B. Einleitung 277
C. Die Schichtfolge des Unteren Buntsandsteins 277
1. Zur Untergrenze des Buntsandsteins in Waldeck 277
2. Beschreibung der einzelnen Schichtglieder 279
3. Verfärbter Buntsandstein 294
4. Die Großgliederung des Unteren Buntsandsteins in Waldeck 296
5. Stratigraphische Vergleiche 298
D. Eine Feingliederung der Volpriehausen-Folge (Mittlerer Buntsandstein) 300
E. Aufschlußliste 305
F. Schriftenverzeichnis 308

A. Zusammenfassung

Der Untere Buntsandstein am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges wird in eine untere „Korbach-Folge" und eine obere „Waldeck-Folge" aufgeteilt. Beide Folgen umfassen je drei lithologisch unterschiedliche, geologisch kartierbare Schichten. Eine Serie des „Gelben Porensandstein" der Korbach-Folge und eine des „Roten Porensandstein" in der Waldeck-Folge entsprechen der „unteren" bzw. „oberen oolithischen Zone", die BOIGK (1958) im Unteren Buntsandstein Nordwestdeutschlands nachgewiesen hat. Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins schwankt in Waldeck zwischen 230 bis 250 m im Westen und 250 bis 275 m im Osten. — Im Anhang an den Aufbau des Unteren Buntsandsteins werden sekundär grüngrau bis gelbgrau verfärbte Buntsandsteingesteine beschrieben, die in Waldeck an verschiedenen Stellen zutage treten. Sie stehen in Zusammenhang mit lokal engbegrenzten Kupfer- und Uranmineralisationen.

Die Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins ist in Waldeck wie in den angrenzenden Gebieten Nordhessens und ähnlich wie in Südhannover entwickelt. Mit Hilfe einer tonsteinreichen Schicht an der Basis der Volpriehausener Wechselfolge und aufgrund von drei Grobsandsteinhorizonten kann sie örtlich gegliedert werden. — Funde der Schnecke *Turbonilla weißenbachi* J. WALTHER in der Volpriehausener Wechselfolge zeigen, daß dieses Fossil, vergesellschaftet mit *Avicula murchisoni* (GEINITZ), auch außerhalb Thüringens vorkommt.

B. Einleitung

Im Rahmen geologischer Kartierungen des Buntsandsteins der Blätter Mengeringhausen und Korbach (Kr. Waldeck) ergab sich die Notwendigkeit, den Unteren Buntsandstein zu untergliedern, um ein tektonisches Bild dieses Raumes zu erhalten.

Bisher war am Nordostrande des Schiefergebirges zwischen Marsberg und Kellerwald keine stratigraphische oder petrographische Gliederung dieser Schichtenfolge durchgeführt worden. Holzapfel (1879) und Leppla (1892) erwähnten, daß an der Basis des Unteren Buntsandsteins in Waldeck der Bausandstein wie bei Marburg vorhanden ist. Prager (1932) versuchte, die Grenze Zechstein-Buntsandstein zwischen Diemel und Marburg exakt zu definieren und beschreibt in seiner Arbeit ausführlich den Unteren Bausandstein als Basisschicht des Buntsandsteins. Staesche (1930), Grupe (1911, 1936), Behrend (1936) beschreiben den Unteren Buntsandstein in den Erläuterungen zu den Blättern Mengeringhausen und Marsberg als nicht gliederbare Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen.

Die hier vorliegende Gliederung des Unteren Buntsandsteins gründet sich ausschließlich auf Feldbeobachtungen, die sich auf das Verbreitungsgebiet dieser Schichtenfolge zwischen Diemel und Kellerwald beschränken (Taf. 17). An Hand von Lesesteinprofilen und auf Grund der Kartierung der Osthälfte des Blattes Mengeringhausen und des Buntsandsteins des Blattes Korbach, sowie lokaler Kartierungen im Bereich der Blätter Wildungen, Waldeck und Marsberg, wurde ein Aufbau des Unteren Buntsandsteins aus 6 lithologisch unterschiedlichen, kartierbaren Schichten nachgewiesen. Dabei sind die Grenzsande — zwischen Zechstein und Buntsandstein — zunächst noch nicht in den Unteren Buntsandstein mit einbezogen.

Die im folgenden beschriebene Gliederung lautet:

Hangendes:	sm	Volpriehausener Sandstein	
		Übergangschichten	
		Roter Porensandstein	Waldeck-Folge
		Weißer Plattensandstein	
	su	Bunte Flaserschichten	
		Gelber Porensandstein	Korbach-Folge
		Unterer Bausandstein	
Liegendes:		Grenzsande	

C. Die Schichtfolge des Unteren Buntsandsteins

1. Zur Untergrenze des Buntsandsteins in Waldeck

Gunzert (1958) beschreibt ausführlich die bestehenden Schwierigkeiten für die Grenzziehung zwischen Zechstein und Buntsandstein am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges, denn es ist noch nicht erwiesen, durch welche Schichten der Bröckelschiefer am Schiefergebirgsrande vertreten wird. In der Beckenentwicklung des Buntsandsteins wird die Untergrenze der Formation heute von den meisten Autoren (Vollrath 1939, Richter-Bernburg 1950, Stark 1956, Gunzert 1958, Kupfahl 1958, Laemmlen 1958, Boigk 1959, Backhaus 1960 u. a.) an die Unterkante des Bröckelschiefers gelegt.

LEPPLA (1892) vertritt die Auffassung, daß die Grenzsande am Schiefergebirgsrand gleichalte Ablagerungen wie die Bröckelschiefer sind. MEYER (HARRASSOWITZ) (1910) und GRUPE (in verschiedenen Arbeiten) deuten die Möglichkeit an, daß die Bröckelschiefer durch den oberen Teil der Grenzsande und die untersten Bänke des Unteren Bausandsteins vertreten werden. — DENCKMANN (1891) schlägt vor, den Buntsandstein in der Frankenberger Bucht mit dem Unteren Bausandstein beginnen zu lassen, da dieser stratigraphisch dem Bröckelschiefer entspreche. Die Grenzsande seien äquivalente Bildungen der „Oberen Letten" (z4) des Oberen Zechsteins. STILLE 1902, MÖHRING 1909, PRAGER 1932, STAESCHE 1930, KLINGNER 1936, BEHREND 1936, RICHTER-BERNBURG 1950 schließen sich dieser Ansicht an. — Im Raume Ruhlkirchen (Bl. Alsfeld, Bl. Schrecksbach) überlagert der Untere Bausandstein die Bröckelschiefer (BLANCKENHORN 1926), er ist dort also jünger als diese. — VOLLRATH (1939) schreibt, daß in Südhessen der Bröckelschiefer zum Beckenrande in die Tigersandsteine — die er dem Unteren Bausandstein Oberhessens gleichsetzt — übergeht. Im gleichen Sinne äußert sich GUNZERT (1959), indem er wie MEYER Bröckelschiefer = oberen Teil der Grenzsande + unteren Teil des Unteren Bausandsteins setzt. Damit wäre die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein am Schiefergebirgsrande innerhalb der Grenzsande zu ziehen.

Sehr wahrscheinlich entsprechen sich der Heigenbrückener Sandstein des Spessartgebietes und der Untere Bausandstein am Schiefergebirge, wie es auch BACKHAUS (1960) vermutet. Da im Spessart und bei Ruhlkirchen der Bröckelschiefer unter dem Unteren Bausandstein liegt, müßten am Schiefergebirgsrande dem Bröckelschiefer zeitgleiche Sedimente in den Grenzsanden zu suchen sein.

In der vorliegenden Arbeit möchte ich die Frage der Grenzziehung zwischen den beiden Formationen nicht verfolgen und die Beschreibung des Unteren Buntsandsteins mit dem Unteren Bausandstein beginnen lassen, da die Geländearbeiten über die Grenzsande im Wildunger Raume noch nicht abgeschlossen sind.

Die in Waldeck den Unteren Bausandstein unterlagernden Grenzsande sind eine Wechselfolge buntstreifiger (rot, braun, gelb, grün, weiß sowie alle Übergangsfarben dazwischen) mürber, fein- bis grobkörniger und konglomeratischer Sandsteine, bröckliger Ton- und Schluffsteine und Konglomerate. Während der tiefere Teil der Grenzsande in seiner Mächtigkeit sehr schwankt (zwischen 2 und 30 m) und eine Art terrestrische bis semiterrestrische fluviatile Rinnen- und Muldenfüllung im Küstenbereich darstellt, ist der obere Teil ein in flachem Wasser abgelagertes Sediment. Nördlich Korbach schalten sich zunehmend festere, gelbe und rote Porensandsteine (Kalk- bzw. Oolithsandsteine) in den oberen Teil ein, während der untere konglomeratische Teil nur örtlich ausgebildet ist. Auf den Blättern Marsberg, Kleinenberg und Madfeld sind anstelle der Wechselfolge mittel- bis grobkörnige, absandende rötliche und helle Sandsteine entwickelt. Am Ostrande des Kellerwaldes gehen die Grenzsande in eine Wechselfolge bröckliger Ton- und Schluffsteine, toniger Sande, Kalksandsteine, dünner Geröllagen (bis 1 cm Gerölldurchm.) und geringmächtiger Dolomitbänkchen über, eine Serie, die dem Bröckelschiefer im Aussehen sehr ähnlich und vielleicht gleichzusetzen ist.

Im gesamten Arbeitsgebiet werden die Grenzsande, bzw. ihre äquivalenten Wechselfolgen mit scharfem Schnitt von massigen Sandsteinen des Unteren Bausandsteins

überdeckt. Auf Bl. Korbach ist die Grenze in Aufschluß 14[1] gut aufgeschlossen, in der Frankenberger Bucht zeigt ein Steinbruch bei Altenhaina (33) die Grenze.

2. Beschreibung der einzelnen Schichtglieder

Unterer Bausandstein

Aufschlüsse: 19, Bl. Waldeck; 15a+b, 16, 14, Bl. Korbach; 6, Bl. Mengeringhausen; 34, Bl. Armsfeld.

Mächtigkeit: Bl. Armsfeld und Bl. Wildungen ca. 20 m
Bl. Waldeck und Bl. Korbach 25 bis 30 m
Bl. Mengeringhausen bis Bl. Kleinenberg 15 bis 20 m.

Der Name Bausandstein wurde dieser Schicht im Korbacher Raume von LEPPLA (1892) gegeben, der ihn wiederum aus der Frankenberger Bucht übertrug, nachdem er festgestellt hatte, daß der dortige „Untere Bausandstein" — „Untere" zur Unterscheidung gegen den „Bausandstein" im höheren Mittleren Buntsandstein (Solling-Folge) — den dickbankigen Sandsteinen über den Grenzsanden der Korbacher Bucht altersgleich ist.

Als Bausandsteine werden die Sandsteine in der Korbacher Bucht nicht mehr verwendet, da sie zu mürbe sind. Der ehemalige Abbau beschränkte sich auf den Bereich der Bl. Waldeck und Korbach; denn außerhalb dieses Gebietes sind nördlich der Frankenberger Bucht die Gesteine des Unteren Bausandsteins zu dünnbankig.

Auf den Blättern Korbach und Waldeck läßt sich in Aufschlüssen eine Dreiteilung des Horizontes erkennen in:

Oberen Werksteinhorizont	(Sandsteine)
Wechselfolge	(Sand- und Tonsteine)
Unteren Werksteinhorizont	(Sandsteine, Hauptabbauhorizont).

PRAGER beschrieb bereits 1932 diese Dreiteilung des Unteren Bausandsteins und wies nach, daß sie zwischen Staufenberg (nördlich Gießen) entlang dem Schiefergebirge bis Bl. Marsberg durchführbar ist. Er nannte die drei Horizonte

Bausandsteinzone II
Lettenzone
Bausandsteinzone I

Der Untere Werksteinhorizont:

Östlich Korbach (14) sind die Basisbänke des Unteren Bausandsteins bis 80 cm dicke, mittel- bis feinkörnige (0,1 bis 0,2 mm ⌀) Sandsteine, braunrot, violettrot oder gelblich gefärbt[2].

Häufig sind einzeln oder in Lagen grobe Körner (bis 1 mm ⌀) gut abgerundeter Quarze und Gesteinsbruchstücke zwischengeschaltet. Größere Gerölle (bis 4 mm ⌀) finden sich zusammengeschwemmt in einzelnen, handtellergroßen Nestern auf der

---

[1]) Die Ziffern sind Aufschlußnummern, die in der Liste am Schluß der Arbeit erläutert und in der Karte (Taf. 17) eingetragen sind.

[2]) Farbangaben in der vorliegenden Arbeit nach der „Rock color chart", herausgegeben von der Geolog. Society, New York, 1951.

Oberfläche der Bänke und in cm-dünnen bis 3 m langen Linsen angereichert. Besonders verbreitet ist diese Geröllbestreuung unmittelbar in der Nähe des Schiefergebirgsrandes.

Charakteristisches Merkmal der meisten Sandsteine, besonders im unteren Teil des Horizontes, sind zahlreiche ockergelbe Flecken von 0,2 bis 1,5 mm ⌀ in verschieden dichtem Abstand (1—20 mm); in der Mitte der Flecken sind oft kleine Poren (bis 0,3 mm). — Einige Bänke führen Löcher (bis 2 mm ⌀), die aber mit größerem Abstand voneinander (über 1 cm) im Gestein verteilt sind. Gelegentlich sind die Flecken, seltener die Löcher schichtweise angereichert. Die Form der Flecken ist unregelmäßig rundlich, die der Löcher unförmig bis kantig. Einige Löcher zeigen rhomboedrische Begrenzungsflächen, sie dürften auf ausgewitterte Calzit- oder Dolomitrhomboeder zurückzuführen sein. So zeigen Bohrkerne des Unteren Bausandsteins (Bohrung Frederinghausen 16[3] gelegentlich bis 2 mm große weiße Aggregate kristallisierten Kalkspates. — Neben den Löchern sind im Sandstein zahllose ockerfarbene Poren bis 0,3 mm ⌀ wahllos verteilt. In wenigen Bänken sind die Poren schichtweise angereichert.

Die Sandsteine spalten gut, früher wurden sie sogar zu Fußbodenplatten verarbeitet.

Im höchsten Teil der Unteren Werksteinzone findet sich südlich Bl. Marsberg bis Bl. Armsfeld eine zwischen 1,5 und 2 m mächtige Zone mürber, stark karbonatischer, violettroter Sandsteine mit einem sonst im Unteren Buntsandstein nicht mehr angetroffenen hohen Glimmergehalt. Die max. bis 2 mm großen Glimmerblättchen sind schichtparallel eingeregelt und bedingen eine Spaltbarkeit des Sandsteins bis in mm-dünne Platten. Es sind Gesteine wie die „Solling-Platten" im Bausandstein des Mittleren Buntsandsteins im Solling und von diesem nur durch die geringere Festigkeit zu unterscheiden. Am günstigsten aufgeschlossen ist die Glimmerplattenzone auf Bl. Korbach (15b).

Die zwei „Wellenfurchenhorizonte mit der Trockenrißlage", die PRAGER als charakteristischen Leithorizont seiner Bausandsteinzone I im gesamten Verbreitungsgebiet des Unteren Bausandsteins beschreibt, konnte ich nicht in allen Aufschlüssen eindeutig lokalisieren.

Auf Bl. Mengeringhausen kommen in Aufschluß 6 und nördlich bis Bl. Marsberg in Lesesteinen einzelne violettrote, bis 6 cm dicke quarzitische Sandsteinbänke vor.

Die Wechselfolge und der Obere Werksteinhorizont

Nach oben gehen die Glimmerplattensandsteine über in eine 2 bis 4 m mächtige Wechselfolge von Sandsteinen, mürben, sandigen Tonsteinen, flaserigen Sand-Ton-Gemischen und lockeren Schluffsteinen. Dünnbankige Sandsteine (unter 10 cm) sind meist härter und feinkörniger als die dickeren, linsig entwickelten Sandsteinbänke. Im Oberen Teil der Wechselfolge schalten sich wieder einige Werksteinbänke ein. Sie

---

[3]) Die Bohrungen wurden neben anderen im Raume Twiste (Bl. Mengeringhausen) und bei Strothe (Bl. Korbach) von der Gewerkschaft Brunhilde in den Jahren 1957—1958 niedergebracht. Für die Genehmigung, die Bohrergebnisse in dieser Arbeit verwenden zu dürfen, bin ich Herrn Direktor HANS PAUL von der Gewerkschaft Brunhilde zu Dank verpflichtet.

sind meist dicht und porig, im Bereich der Blätter Wildungen, Armsfeld, Marsberg sind auch Löchersandsteine in diesem „Oberen Werksteinhorizont" entwickelt. Hier treten außerdem die porenschichtigen Sandsteine etwas häufiger auf. Insgesamt werden die Sandsteine nicht mehr so dickbankig wie im Unteren Werksteinhorizont.

Auf Bl. Korbach und Bl. Waldeck treten gelegentlich im Oberen Werksteinhorizont geröllführende Sandsteinbänke auf. Wahrscheinlich entsprechen sie den Konglomeratlagen im höheren Teil des Unteren Bausandsteins bei Marburg und Frankenberg (s. PRAGER 1932).

Fast alle Schichtflächen des Unteren Bausandsteins zeigen Rippelmarken, vor allem in der Wechselfolge sind sie extrem häufig. — Die meisten dünnbankigen Sandsteine sind schräggeschichtet, ebenso die tonigen lockeren Sande. Dickbankige Sandsteine zeigen in ihrem unteren Teil vielfach Schrägschichtung und gekappte Rippeln. — Anzeichen für Austrocknung während der Sedimentation sind die Trockenrisse, die im oberen Teil der Wechselfolge (19, 15a, 21) besonders tief (bis 20 cm) in die jeweils liegenden Schichten eingerissen sind.

Auf vielen Rippelflächen sind massenhaft bis 3 mm große und 1,5 mm tiefe runde Eindrücke verbreitet. Solche, die kleiner als 1,5 mm sind, beschränken sich bevorzugt auf Rippelmulden, man kann sie kaum als Regentropfenaufschläge deuten. Es dürften kleine Entgasungstrichter sein. — Auf der Unterseite der Sandsteinbänke sind als Abdrücke Strömungsmarken, Auskolkungen und kleine Rinnen erhalten.

Glimmerstäubige Tonsteine und Schluffsteine führen in der Wechselfolge häufig Estherien (*E. alberti* VOLTZ).

Auch die Spur *Isopodichnus problematicus* (SCHDWF.) findet sich besonders zahlreich in der Wechselfolge. Meist sind diese doppelfurchigen Spuren verwischt und als solche kaum noch erkennbar. Sie wurden sowohl in feinkörnige Sandsteine als in tonige Sedimente eingedrückt und sind als Ausgüsse auf Unterseiten von Sandsteinbänken erhalten. SCHINDEWOLF (1928) beschreibt diese „Wurmspuren" eingehend aus der „Lettenreichen Zone" im oberen Teil des Unteren Bausandsteines bei Marburg und aus dem höheren Unteren Buntsandstein. Von SEILACHER (1958) wurde die Spur erneut als vermutliche Phyllopoden-Spur gedeutet. — Unförmige, kriechspurartige Gebilde und koprolithenartige Formen sind in der Wechselfolge massenhaft verbreitet.

Die größten Mächtigkeiten des Unteren Bausandsteins in Waldeck mit 25 bis 30 m und die dicksten Bänke finden sich auf Bl. Waldeck und der Osthälfte des Bl. Korbach. Im Bereich der Blätter Wildungen, Armsfeld und Borken überschreitet die Mächtigkeit (Höhe der Geländestufe) 20 m nicht. Von Korbach aus nach Norden ist sowohl eine Abnahme der Mächtigkeit auf 15 bis 20 m, als auch eine Verminderung der Bankdicken festzustellen. Nur auf Bl. Marsberg erscheinen zwischen Erlinghausen und Kohlgrund (2) wieder dickbankigere, bauwürdige Bänke. Im Nordteil des Bl. Marsberg und auf den Bl. Kleinenberg und Madfeld besteht der Untere Bausandstein aus einer Folge bis 15 cm mächtiger, meist gelber und weißer, plattiger Sandsteine mit Schluffsteinzwischenlagen. Löchersandsteine sind etwas seltener als im Süden. Einen Einblick in den oberen Teil gab 1959 die Baugrube des Wasserhochbehälters von Oesdorf (1). Eine Trennung in drei Schichtglieder scheint schon nordwärts Bl. Korbach nicht mehr möglich zu sein.

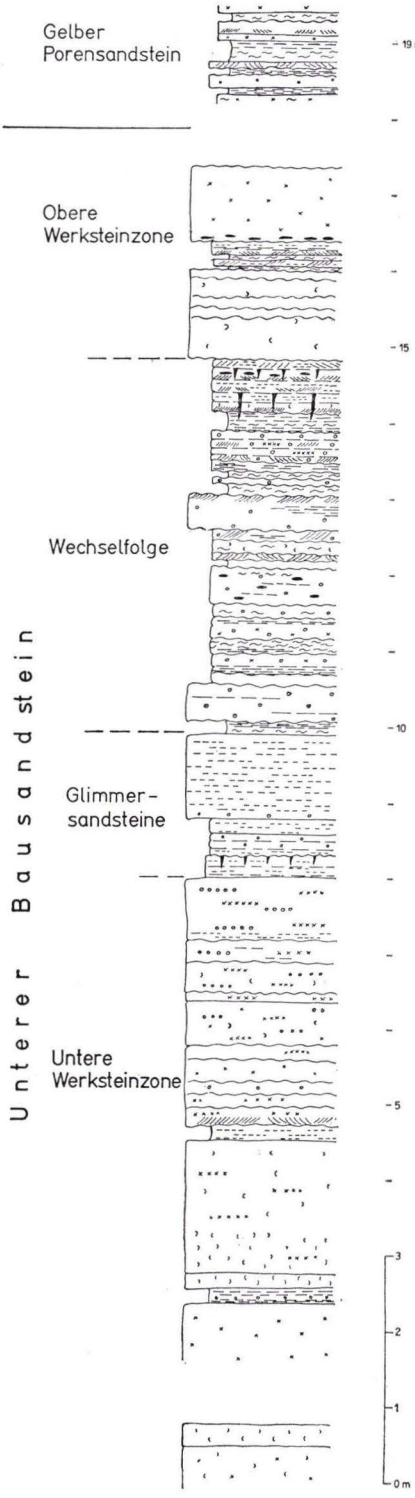


Abb. 1. Profil des Unteren Bausandsteins im Steinbruch an der Reiherbachmühle, (19) östlich Sachsenhausens, Bl. Waldeck.

Die Entwicklung des Unteren Bausandsteins östlich des Kellerwaldhorstes (Lesesteinprofile 20, 25, 26, 27, 36 und Aufschluß 34) ähnelt etwas der von Marsberg-Oesdorf. Jedoch fehlen im Süden die vielen tonigen Zwischenschichten, aber die Sandsteine sind zu mürbe, um als Werksteine Verwendung zu finden. Löcher- und porenschichtige Sandsteine sind verbreiteter als in der Korbacher Bucht. Südlich Bergheim (Bl. Wildungen) scheinen Gerölleinstreuungen im Unteren Bausandstein zu fehlen (im gleichen Bereich sind auch die konglomeratischen Grenzsande nur sehr schwach entwickelt, sie gehen hier in eine Wechselfolge bröckliger Tone, Schluffe, Sandlagen, dünner Dolomitbänkchen und weniger dünner Geröllbänke über, = Bröckelschiefer?).

Auf Grund fehlender größerer Aufschlüsse konnte die Dreiteilung des Unteren Bausandsteins zwischen Waldeck und Gilserberg nicht verfolgt werden.

Erst südlich des Kellerwaldes schließen sich die Sandsteine wieder zu Werksteinbänken zusammen (37+38, Bl. Gilserberg) und leiten in die Hauptentwicklung des Unteren Bausandsteins der Frankenberger Bucht und des Marburger Raumes über (PRAGER 1932).

Überall im Arbeitsgebiet macht sich im Unteren Bausandstein, sogar in Lesesteinen, ein hoher Karbonatgehalt bemerkbar. Östlich des Kellerwaldes scheint er am stärksten zu sein. LEPPLA, DIENEMANN, DENCKMANN, PRAGER u. a. betonen, daß ein Karbonatgehalt im Unteren Bausandstein wie im ganzen Unteren Buntsandstein der Frankenberger Bucht und bei Marburg völlig fehlt. Am Ostrand der Frankenberger Bucht finden sich jedoch im Unteren Bausandstein nicht selten schwachkarbonatische Bänke, und bei Frankenberg waren 1959 beim Kasernenbau plattige, karbonatische Sandsteine des mittleren Unteren Buntsandsteins aufgeschlossen.

Die Obergrenze des Unteren Bausandsteins liegt überall an der höchsten Werksteinbank des Oberen Werksteinhorizontes. Darüber folgt eine Wechsellagerung dünnbankiger Sandsteine und sandiger Tonsteine.

Abb. 1 zeigt das Profil des Unteren Bausandsteins im Aufschluß 19 auf Bl. Waldeck.

Insgesamt ist der Untere Bausandstein als Sandschüttung in einem zeitweise trockenliegenden Flachwassergebiet anzusehen. Am Schiefergebirgsrand erfolgten örtlich Einschwemmungen von gröberem Schutt. Schrägschichtungen deuten teils auf südliche, südwestliche, südöstliche und westliche, gelegentlich auf nordöstliche Herkunft der Sedimente hin, dabei scheint mir eine lokale Abhängigkeit von Rinnen und sonstigen kleinen Hindernissen sehr bedeutsam zu sein.

Die einheitliche Entwicklung des Horizontes über 100 km S-N-Erstreckung weist darauf hin, daß der Untere Bausandstein, wie er heute zutage tritt, kaum ein sehr randnahes Sediment sein kann. Ein solches wäre wohl differenzierter entwickelt. Bei Ruhlkirchen zeigt er eine noch beckennähere Ausbildung (s. auch Blanckenhorn 1926), was vermuten läßt, daß dieses Sediment überall zwischen Vogelsberg und Frankenberger Bucht zur Ablagerung gekommen ist.

Gelber Porensandstein

Aufschlüsse: Nr. 17, Bl. Korbach
Nr. 35, Bl. Armsfeld
Mächtigkeit: 20 bis 25 m.

Name: „Gelber Porensandstein", da in dieser Wechselfolge die Sandsteine vorherrschend gelb bis gelbbraun gefärbt und reich an dunkelgelben bis ockerbraunen Poren (porenschichtig) sind.

Über der „Oberen Werksteinzone" des Unteren Bausandsteins liegt eine bis 3 m mächtige Wechselfolge (Abb. 6) ähnlich der im Unteren Bausandstein. Erstere ist jedoch tonreicher und geht zwischen Mengeringhausen und Waldeck zum Hangenden hin in eine ca. 4 bis 5 m mächtige Abfolge von fast sandfreien Ton- und Schluffsteinen über. Höher schalten sich zunehmend feste, selten mehr als 10 cm dicke porenstreifige Sandsteine ein (Korngröße bis 0,25 mm).

Die Poren (0,1 bis 0,3 mm ⌀) sind lagenweise angereichert, die Dicke einer Porenlage übersteigt kaum 0,5 mm, ihre Flächenausdehnung scheint meist im Dezimeterbereich zu bleiben. Bei schräggeschichteten Gesteinen liegen die Porenlagen parallel der Schrägschichtung. Im Querschnitt erscheinen die Sandsteine durch die Porenlagen feingestreift, ihr Abstand schwankt zwischen 1 und 10 mm, beträgt aber meist weniger als 5 mm. Die Farbe der Porenräume ist im Unteren Porensandstein ockergelb bis gelbbraun, nur ausnahmsweise braun bis schwarzbraun. Grupe (1911) wies nach, daß die Poren auf ausgewitterte Kalkooide zurückzuführen sind, die er als Anfangsstadium der Rogensteinooide („Oolith-Brut") ansieht (ausführliche Beschreibung bei Grupe, S. 15 bis 21).

In verschiedenen Bohrungen, welche die Gewerkschaft Brunhilde im Waldecker Buntsandstein niederbrachte, zeigte es sich, daß z. T. noch in 50 m Tiefe die Ooide ausgelaugt sind und die Sandsteine bereits als Porensandsteine vorliegen. In nichtentkalkten Porensandsteinen kann man die Ooidlagen als karbonatreiche Bänder durch Anfärben sichtbar machen (Lösung von Alizarinsulfonat und Salzsäure färbt die kalkhaltigen Lagen dunkelviolett).

Die Farbe der Sandsteine ist gelb, blaßgelblichbraun, gelbgrau, selten schmutzigweiß, rötlich oder bräunlich. Kräftige Farbtöne, rot, gelb, grünlichweiß beschränken sich auf die tonig-sandigen Zwischenlagen.

Wesentliches Merkmal der gelblichen, harten Sandsteine ist eine Art Brauneisenrindenbildung. Bei dickeren Bänken (über 3 cm) entsteht in Lesesteinen und in oberflächennah anstehendem Porensandstein 0,5 bis 2 cm unter der Gesteinsoberfläche ein schwarzbrauner „Eisensaum", der nach außen scharf begrenzt ist (Abb 2a—e). Nach innen nimmt die Eisenanreicherung langsamer ab, nach 1 bis 2 cm ist nur noch eine schwarzbraune Punktierung des Gesteins vorhanden, und die normale gelbliche Grundfarbe tritt hervor.

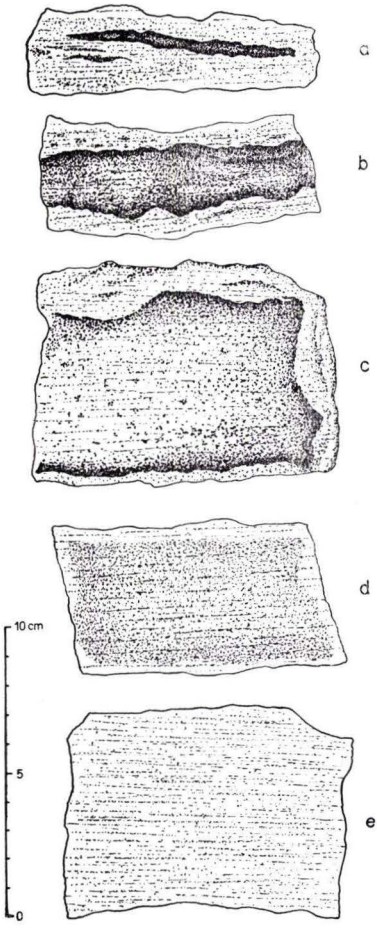


Abb. 2a—e. Eisensaumbildung in Porensandsteinen, Erläuterungen siehe Text.

Außerhalb des Eisensaumes ist das Gestein kräftiger gelbbraun gefärbt als innerhalb desselben. Dicht unter der Gesteinsoberfläche ist häufig eine wenige Millimeter breite Bleichungszone vorhanden. Diese Eisensaumbildung erinnert an Ortsteinbildung in Bodenprofilen. Die Poren werden im Bereich der Eisenanreicherung braunschwarz. In dünnbankigen Lesesteinen (unter 3 cm) berühren sich die gegenüberliegenden Eisensäume, und es kommt in der Bankmitte (Abb. 2a) zur schichtparallelen Eisenschwartenbildung. Die Eisensäume in dickeren Bänken können sich zu Eisenrinden entwickeln, von denen die außenliegenden Sandsteinteile abplatzen, so daß eisenrindige Sandsteine übrigbleiben.

Die Eisensaumbildung scheint nur im Bodenbildungsbereich vor sich zu gehen. Verschiedene Baugruben (Mengeringhausen, Berndorf, Oesdorf) zeigten, daß der Vorgang Sandsteine bis in 50 cm Tiefe betrifft. Nur in einem Falle, in Berndorf, wurden Eisensäume in Porensandsteinen noch in 2,10 m Tiefe beobachtet. Darunter folgt eine Horizont, in dem das Sandsteininnere stets dunkelgelb verfärbt ist (Abb. 2a), dort beginnt also die Eisenanreicherung. Abb. 2e zeigt einen unverwitterten porenschichtigen Sandstein. Eine Abhängigkeit der Saumbildung vom Geländerelief oder Grundwasserspiegel scheint nicht vorzuliegen.

Die Eigenschaften: Gelbbraune, lagenweise angereicherte Poren, gelbliche Grundfarbe der Sandsteine und Eisensaumbildung sind in ganz Waldeck (Bl. Kleinenberg bis Bl. Borken) ein horizontbeständiges Merkmal der Sandsteine des Gelben Porensandsteins

Bei Frankenberg/Eder waren 1959 beim Bau der Wasserleitung für die Frankenberger Kasernen an der „Alten Marburger Straße" südwestlich Frankenberg im höchsten Teil des Unteren Bausandsteins gelbe Porensandsteine aufgeschlossen (Bl. Frankenberg, R: 34 85 64/H: 56 57 00). Demnach läßt sich der Horizont des „Gelben Porensandstein" möglicherweise auch in der Frankenberger Bucht verfolgen.

Im höheren Teil des Unteren Bausandsteins und in der unteren Hälfte der Bunten Flaserschichten finden sich einige gleich aussehende Porensandsteine, so daß bei der Kartierung die Grenzziehung, besonders zwischen Gelbem Porensandstein und Bunten Flaserschichten, etwas schwierig ist. Brauneisensaum- oder -rindenbildung beobachtete ich im Unteren Buntsandstein nur an einzelnen Sandsteinstücken der Bunten Flaserschichten und der Übergangsschichten. Intensive Rinden- und Schwartenbildung ist in der Korbacher Bucht typisch für die Sandsteine der *Avicula*-Hauptschichten des Mittleren Buntsandsteins.

Während zwischen Marsberg und Bad Wildungen das Mengenverhältnis zwischen porenhaltigen und nichtporigen Sandsteinen im Gelben Porensandstein ungefähr 1:1 ist, scheinen — nach Lesesteinen zu urteilen, die ja immer nur die härtesten Bänke einer Gesteinsfolge zeigen — besonders südlich Wildungen, nur noch Porensandsteine in diesem Horizont ausgebildet zu sein. Die größte Häufigkeit erreichen sie auf Bl. Armsfeld und Borken, wo sie sich besonders um Aufschluß 35 auf den Feldern massenhaft finden.

Ein typisches Lesesteinprofil des Gelben Porensandsteins liegt oberhalb des Steinbruches 19 (Bl. Waldeck). Unmittelbar neben dem Umspannwerk befindet sich ein verlassener Steinbruch im Unteren Bausandstein. Darüber beginnt oberhalb des Weges ein Geländeanstieg mit gelben Porensandsteinen, die sich bis zur Kuppe des Berges in Nähe des Punktes 357,1 erstrecken.

Günstig ist ein Teil der Schichtfolge auf Bl. Korbach (17) erschlossen. In dem kleinen Steinbruch unmittelbar östlich des Werbetales treten blaßrötliche Porensandsteine zutage. Der Aufschluß zeigt, daß die Zwischenlagen, flaserige Sande und sandige Tone, selten blättrige Tonsteine, den Hauptanteil der Gesteinsfolge einnehmen. In der Wegböschung in Richtung Höringhausen folgen zum Hangenden 2 bis 3 m mürbe, sandig-tonige Schichten, darüber, ehe das Gelände abflacht, wieder gelbliche feste Porensandsteine. Diese nur schwach angedeutete Zweiteilung des Gelben Porensandsteins in zwei porensandsteinreichere Horizonte wurde bei der Kartierung auf Bl. Korbach mehrfach beobachtet. Auch auf der Westhälfte des Bl. Waldeck finden sich im Gelben Porensandstein 2 Geländekanten übereinander.

Auf Bl. Marsberg bieten Weganschnitte am Osthang des Hoheloh, 2 km WNW' Westheim (3), kleine Aufschlüsse im Gelben Porensandstein, der genau wie im S entwickelt ist.

Da die Obergrenze des Horizontes wegen des fließenden Überganges in die Bunten Flaserschichten nicht immer ganz eindeutig an das gleiche Schichtniveau gelegt werden kann, läßt sich auch nicht feststellen, ob der Gelbe Porensandstein im Arbeitsgebiet kleineren Mächtigkeitsschwankungen unterworfen ist. Bei der Kartierung ergab sich eine Mächtigkeit, die zwischen 20 und 25 m liegt, möglicherweise ist sie östlich des Kellerwaldes etwas größer.

Bunte Flaserschichten

Aufschlüsse: Nr. 18, Bl. Korbach, Nr. 8a, 9a, 10, Bl. Mengeringhausen, 28a (Abb. 4 u. 5), Bl. Wildungen.

Mächtigkeit: zwischen 60 und 90 m.

Name: Wegen der lebhaften, wechselnden Färbung zwischen gelben, grünen und roten Farbtönen der bröckeligen, vorwiegend sand- und tonflaserigen Gesteine, bezeichne ich diesen Horizont als „Bunte Flaserschichten".

Ein durchgehendes Profil vom Gelben Porensandstein bis zum Weißen Plattensandstein ließ sich an keiner Stelle finden. Zwischen beiden Abfolgen ist der mächtigste, lithologisch einheitlichste Horizont des Unteren Buntsandsteins in Waldeck entwickelt.

Es sind tonige Feinsande (Korngröße unter 0,2 mm), feinsandige Tone und Schluffsteine. Über Tage zerfallen die Gesteine stets bröckelig oder sanden ab und bilden einen sandigen, nur schwach tonigen Boden. In einzelnen Horizonten sind festere, plattige Sandsteinbänke ausgebildet, die örtlich auskartiert werden können (s. Abb. 6, Profil Korbach). Im Bohrkern (Bohrung Frederinghausen 15/16, Nr. 7) ist die feinere Sedimentsstruktur erkennbar: ein Gemisch aus durcheinandergewirbelten, glimmerstäubigen Sand- und Tonflasern. Primär wurden offenbar nur mm- bis cm-dicke Sand- und Tonlagen sedimentiert, wie sie noch in einigen Schichten erhalten sind. Durch Wasserbewegung wurde die „Wechselfolge" wahrscheinlich aufgewirbelt, vermischt und weitgehend an Ort und Stelle wieder abgelagert. An der Umlagerung des Sand-Ton-Schlammes sind auch Würmer beteiligt gewesen, wie einige ± senkrechte, sandgefüllte Röhrchen zeigen (Bohrkerne bei der Gewerkschaft Brunhilde). Dieses Flasergestein erreicht Bankdicken bis zu 3 m, meist werden die einzelnen Lagen nicht mächtiger als 30 cm. Die sandigeren sind häufig schräggeschichtet. Unterbrochen werden die Flaserschichten durch cm-dünne Tonsteine, die oft gerippelt sind oder durch dünne Sand-Ton-Wechselfolgen. Die sandigeren Partien enthalten im Bohrkern häufig Pyrit in Form kleiner Knötchen. Das Bindemittel der Flasergesteine ist im Bohrkern vorwiegend karbonatisch, der Karbonatgehalt beträgt bis 6%. Einige Partien scheinen nur tonig gebunden zu sein, manche festen Feinsandbohrkerne „zerfließen", wenn man sie in Wasser legt.

Die Gesteine sind in der Tiefe (Bohrung) lagenweise wechselnd rotbraun, braunrot, graurot und grüngrau gefärbt. In Aufschlüssen sind die roten Farbtöne die gleichen, die graugrünen gehen in der Verwitterungszone meist in gelbgraue, gelbe, gelbbraune und orangerote Farben über. Sie sind vorwiegend schichtgebunden, ändern sich jedoch auch mit und ohne Übergänge an vertikalen Grenzflächen innerhalb der Bänke. Bei geringer Bodenbedeckung ist auf frisch gepflügten Äckern der häufige Farbwechsel gut erkennbar.

Lesesteine sind entsprechend der Seltenheit harter Bänke fast gar nicht vorhanden. Die wenigen eingeschalteten plattigen Sandsteine sind mürbe, meist schmutzigrötlich bis grauweiß gefärbt und nicht selten feinlöchrig, porig oder manganfleckig. Die Poren sind sowohl diffus im Gestein verteilt als auch schichtweise angereichert und wie im Gelben Porensandstein gelblichbraun gefärbt. Die plattigen Sandsteine im tieferen Teil der Bunten Flaserschichten ähneln denen des Gelben Porensandsteins, die Sandsteinzone im mittleren Teil des Horizontes auf Bl. Korbach erinnert an die glimmerschichtigen hellen Plattensandsteine im Hangenden der Bunten Flaserschichten. (Lesesteine an der Feldscheune am Werbetal, südlich des Harzberges zwischen Strothe und Höringhausen, Bl. Korbach.)

Im Übergangsbereich zum Weißen Plattensandstein schalten sich zunehmend festere Sandsteinbänke und reinere Tonsteine ein. Die ersten Sandsteine sind noch bunt gefärbt und locker, Porensandsteine mit diffus verteilten Poren kommen vor.

Die Mächtigkeit der Bunten Flaserschichten beträgt in der Bohrung Frederinghausen (7) 70 bis 75 m, die Wasserbohrung Freienhagen (22) zeigt eine Mächtigkeitszunahme des Horizontes nach Osten auf etwa 90 m.

Im Gebiet von Bl. Wildungen sind die Bunten Flaserschichten fast stets tektonisch unterdrückt; auf Bl. Marsberg sind sie zwischen Helmighausen und Oesdorf verbreitet.

Östlich der Kaserne in Frankenberg waren bei Bauarbeiten 1959 mehr als 25 m mächtige, typische Flasergesteine wie die der Bunten Flaserschichten aufgeschlossen. An einer Störung grenzten sie im Liegenden an die höchsten Bänke des Unteren Bausandsteins.

Wo die Bunten Flaserschichten flächenhaft zutage treten, bedingen sie aufgrund ihrer mürben Beschaffenheit eine weiche Morphologie flacher Mulden und weiträumiger Täler, ähnlich einer Rötlandschaft (z. B. zwischen Meineringhausen und Strothe auf Bl. Korbach, die große Ebene zwischen Gembeck und Vasbeck auf Bl. Mengeringhausen und die nördlich Netze auf Bl. Waldeck). Diese Flächen werden überall feldwirtschaftlich genutzt.

Weißer Plattensandstein

Aufschlüsse: 28a—b, (Abb. 4+5) Bl. Wildungen; 13, Bl. Arolsen; 8b—c, (Abb. 3), 9a—b (Abb. 3) Bl. Mengeringhausen; 4, Bl. Marsberg.

Mächtigkeit: 18 bis 25 m.

Name: Das Vorherrschen heller, weißer Farben der glimmerreichen Sandsteinbänke und deren plattiger Habitus sind namengebend für diese Wechselfolge als „Weißer Plattensandstein".

Zeichnen sich alle tieferen Zonen des Unteren Buntsandsteins durch die Einschaltung von bunten Sand-Ton-Mischgesteinen (Flasergesteinen) aus — dem Hauptgestein der Bunten Flaserschichten —, so treten diese mürben Gesteine im höheren Teil des Unteren Buntsandsteins zurück. Über den Bunten Flaserschichten folgt eine Wechsellagerung fester Sandsteine sowie blättriger Ton- und Schluffsteine. Diese Gesteine bedingen aufgrund der Härte der oft schichtweise in meterdicken Linsen angereicherten Sandsteinbänke ein viel steileres von Tälern und Wasserrissen gegliedertes Relief als die liegenden, weichen Schichten.

Der tiefere Teil dieser Wechselfolge — der Weiße Plattensandstein und die untere Hälfte des Roten Porensandsteins — bilden eine meist bewaldete Geländestufe, die dem Anstieg des Mittleren über dem Unteren Buntsandstein ähnelt. Der Hangknick der Wechselfolge liegt an der Grenze Bunte Flaserschichten — Weißer Plattensandstein. Oft liegen unterhalb des Knickes einige kleinere Geländekanten, die von den Sandsteinbänken im höheren Teil (Übergangsbereich) der Bunten Flaserschichten gebildet werden. Die Schichtstufe des Weißen Plattensandsteins läßt sich von Netze bis Sachsenhausen (Bl. Waldeck), mustergültig zwischen Höringhausen und Strothe (Bl. Korbach) und von Bl. Mengeringhausen bis auf Bl. Marsberg verfolgen.

Der Boden im Bereich des Weißen Plattensandsteins ist dunkelrot gefärbt und tonig, während der sandigere Boden der Bunten Flaserschichten in hellerem Braunrot erscheint und der des roten Porensandsteins sowie der Übergangsschichten orangebraunrot.

Im Profil Twiste (8+9) findet man den Horizont des Weißen Plattensandsteins am zusammenhängendsten aufgeschlossen. Neben und hinter dem ersten und zweiten Hause oberhalb 8a (s. Abb. 3) stehen noch Bunte Flaserschichten an. In den Aufschlüssen hinter dem 3. und 4. (dem obersten) Hause, 8b, schalten sich zwischen die mürben Flasergesteine linsige, feste Sandsteine ein, von denen einige porenstreifig sind. Die Schichtköpfe der Sandsteine auf dem Wege oberhalb des 4. Hauses und die

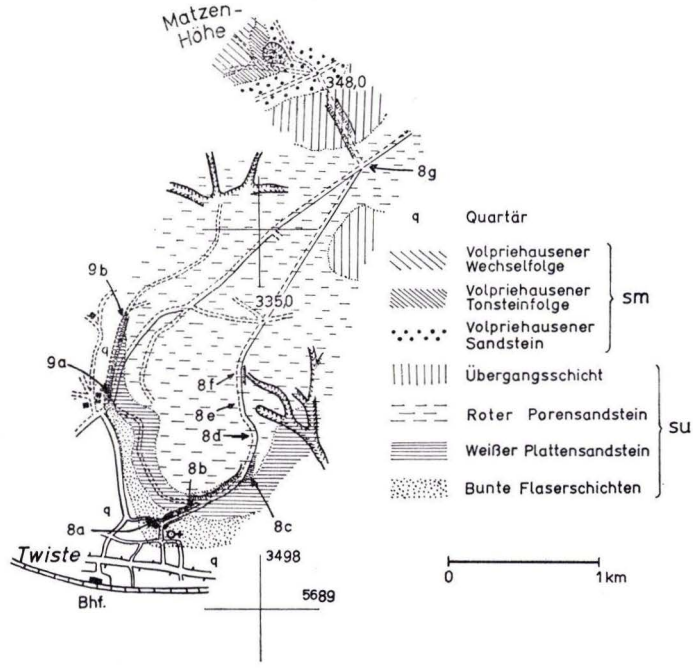


Abb. 3. Lageskizze der Profile Twiste (8+9).

vielen kleinen Aufschlüsse am NW-Rande des Weges zeigen die Zunahme festerer, plattiger, glimmerschichtiger Sandsteinbänke und blättriger Tonsteine. Die Farbe der Sandsteine ist vorwiegend schmutzig-weiß bis rötlichgrau, einzelne Bänke sind rotweiß gescheckt, im oberen Teil des Horizontes vielfach violettgrau.

Schrägschichtung in Sandsteinen und sandigen Zwischenlagen ist häufig. Mit Beginn des kleinen Hohlweges (8c) treten braunrote, porenstreifige Sandsteine auf, während die glimmerschichtigen hellen Sandsteine fehlen. Mit diesen Porensandsteinen beginnt der Horizont des Roten Porensandsteins.

Bei 9a findet man am Südende des Aufschlusses gegenüber der Einfahrt zum Gehöft (an der Wegegabelung) die Grenze Bunte Schichten — Weißer Plattensandstein. Hier ist noch besser als bei 8b das Einschalten von linsigen Plattensandsteinen zwischen die Flasergesteine sichtbar. Diese Übergangszone ist ca. 6 m mächtig. Die Tonsteine im Weißen Plattensandstein sind dunkelrot und grünlichgrau gefärbt und sehr glimmerreich. In Höhe des Nordendes vom Gehöft fand ich in einer etwas

schluffigen Tonsteinlage Estherien, die nicht näher bestimmbar sind. Gegenüber der Schießhalle, ca. 150 m nördlich des Gehöftes (9b), beginnt der Rote Porensandstein, die hellen Sandsteinfarben treten zugunsten roter zurück. Bemerkenswert im Profil 9 ist der große Anteil von Tonsteinlagen, die im Lesesteinprofil nicht so stark zur Geltung kommen.

Ein fast gleiches Teilprofil, in dem lediglich die Grenze Bunte Flaserschichten — Weißer Plattensandstein fehlt, zeigt Aufschluß 13 auf Bl. Arolsen. Hier ist besonders typisch der Farbkontrast der glimmerreichen weißen Sandsteine (Aufschluß im Hof

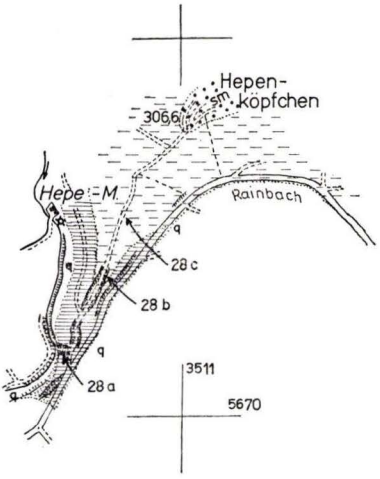


Abb. 4. Lageskizze des Profils am Hepenköpfchen bei Bergheim / Bl. Wildungen (28). Legende siehe Abb. 3.

des letzten Hauses, siehe Rechts- und Hochwert) zu den dunkelroten Ton- und Sandsteinen des Roten Porensandsteins (Aufschluß im alten Hohlweg ca. 60 m oberhalb der Weggabelung, ca. 150 m NO des Hauses). Die Grenzschichten zwischen beiden Horizonten sind am Beginn des Hohlweges an der Weggabelung aufgeschlossen, auch hier vollzieht sich der Übergang zum hangenden Roten Porensandstein innerhalb weniger Meter Schichtfolge.

Die Mächtigkeit des Weißen Plattensandsteins beträgt auf den Blättern Arolsen und Mengeringhausen 22 bis 25 m, auf Bl. Korbach verringert sie sich zugunsten der Bunten Flaserschichten auf 17 bis 20 m.

Südlich Freienhagen (Bl. Waldeck) ist an Wegrändern am NW-Fuß des Heitzel-Berges (23) der Horizont in typischer Entwicklung aufgeschlossen. Einige unvollkommene Lesesteinprofile finden sich auf dem Westhang des Erdfallskopfes und am Rauschenberg nordöstlich Netze. Hier wird die Grenzziehung zwischen Plattensandstein und Porensandstein schwieriger, da plattige helle Glimmersandsteine in der Unteren Hälfte des Roten Porensandsteins auftreten, und die unterste Porensandsteinschicht des Horizontes nur kümmerlich entwickelt ist.

Auf Bl. Wildungen liegt auf dem Südwesthang des Hepenköpfchens (28) ein dem Twister sehr ähnliches Profil (s. Abb. 4 u. 5, Abb. 6, Profil Bergheim). Die Mächtigkeit

des Weißen Plattensandsteins ist hier mit 25 bis 30 m größer als die in Twiste. Zuunterst sind in dem klammartigen Wasserriß (28a) Bunte Flaserschichten angeschnitten, darüber folgt etwa bis zur Mitte des Einschnittes der Übergang zum Weißen Plattensandstein. In diesem Bereich liegen 8 bis 10 stark porenschichtige, rote, schmutziggelbe und -weiße Sandsteinbänke, die sich im gleichen lithostratigraphischen Niveau wie die Porensandsteine hinter dem 4. Haus des Twister Profils befinden. Der höchste Teil des Wasserrisses und der darüber folgende Hohlweg zeigen die für den Weißen Plattensandstein charakteristischen schmutzigweißen, glimmerreichen Sandsteine, rote und grüne Tonsteine und vornehmlich im unteren Teil einige mürbe Flasersandlagen. Im Hohlweg sind viele Sandsteine unter dem Roten Porensandstein dunkelfleckig. Nirgends ist in Lesesteinen des Unteren Buntsandsteins der Karbonatgehalt merklicher als in den Sandsteinen des Weißen Plattensandsteins auf Bl. Wildungen und der Osthälfte von Bl. Waldeck.

Analysen von Sandsteinen der Bohrungen Frederinghausen 15/16 ergaben im Grenzbereich Bunte Flaserschichten—Weißer Plattensandstein bis 8% Karbonat. Während der Karbonatgehalt in den Bunten Schichten zwischen 2,5 bis 6% beträgt, steigt er im Gelben Porensandstein auf maximal 12%. Im Unteren Bausandstein bleibt er unter 8%. Auffälligerweise ist das Karbonat in der oberen Hälfte der Bunten Flasersteine stark dolomitisch, während in den übrigen Horizonten Kalziumkarbonat vorherrscht. Karbonatanalysen aus höheren Schichten des Unteren Buntsandsteins liegen mir nicht vor. GRUPE (1911, S. 15) fand in Oolithsandsteinen im Wesergebiet (Bohrkerne) bis 20,4% Karbonat.

Die Grenze zum Roten Porensandstein ist nicht so exakt zu fassen wie in Twiste, da wie bereits bei Netze (Bl. Waldeck) weiße Sandsteine weit ins Hangende hinaufreichen. Am Hepenköpfchen ist die Grenze im oberen Teil des Hohlweges unterhalb der beiden Eichen (28b) zu ziehen (die grobkörnigen Lesesteine am oberen Hohlwegende sind Reste von Bausteinen einer Kapelle!).

Südlich der Eder treten die Weißen Plattensandsteine nur am NW-Hang des Rotenberges (29) und in der NO-Ecke des Bl. Armsfeld bei Pkt. 292,0 zutage.

Nördlich Twiste kartierte ich den Horizont bis an die Schnittkante der Blätter Mengeringhausen—Marsberg. Auf Bl. Marsberg findet er sich bei Neudorf und am Harensberg südlich Helmighausen. — In den bis 15 m hohen Steilwänden des südlichen Diemelufers östlich Westheim (4) ist der Übergang zum Roten Porensandstein aufgeschlossen. Die Länge der Anschnitte zeigt besonders schön das schnelle Auskeilen der einzelnen Sandsteinbänke und das Zusammenschließen mehrerer zu dickeren Sandsteinpaketen. Es sind hier besonders viele schmutzighelle Porensandsteine vorhanden, wie sie bei Bergheim (28) an der Basis des Weißen Plattensandsteins (28a) auftreten.

Charakteristisch sind allgemein für die plattigen Sandsteine zahlreiche Spuren, die wahrscheinlich als Kriechspuren von Lebewesen zu deuten sind. In den Aufschlüssen 4 (Bl. Marsberg) und 28 (Bl. Wildungen) fand ich vereinzelt *Isopodichnus problematicus* (SCHDWF.). — Neben diesen Lebensspuren sind Rippelmarken, Schrägschichtung, Strömungsmarken, Rinnenbildungen ebenso häufig wie im Unteren Bausandstein. Trockenrisse sind seltener. Die Ablagerungsbedingungen scheinen denen des Unteren Bausandsteins sehr ähnlich gewesen zu sein.

Roter Porensandstein

Aufschlüsse: 9b, 10, 11, Bl. Mengeringhausen; 13, Bl. Arolsen
Lesesteinprofile: 8c—g, Bl. Mengeringhausen; 23, Bl. Waldeck; 28, Bl. Wildungen.
Mächtigkeit: 60 bis 75 m.

Name: „Roter Porensandstein", da die Sandsteine dieser Wechselfolge vorwiegend rot, braunrot, rotbraun, oder rötlich gefärbt und großenteils sehr porenreich (porenschichtig) sind.

Im Profil Twiste (8) folgt über dem Weißen Plattensandstein eine Serie roter, rotbrauner, braunroter, seltener hellfarbiger Sandsteine, die mit Tonsteinen wechsellagern. Schätzungsweise $^1/_{10}$ der harten Sandsteinbänke sind Porensandsteine, wie die des Gelben Porensandsteins (s. S. 283). Im Gegensatz zu den Porensandsteinen des Gelben Porensandsteins ist ihre Farbe vorwiegend rot, die der Poren braun bis braunschwarz, nur ganz selten ockrig. Möglicherweise hängt die verschiedene Porenfarbe mit einer ursprünglich unterschiedlichen Karbonatzusammensetzung der Ooide zusammen.

Insgesamt enthält der Rote Porensandstein 3 Porensandsteinschichten, der 1. an der Basis, der 2. etwa in der Mitte beginnend und der 3. im oberen Drittel des Horizontes. Die 3. Porenschicht kann nicht immer von der 2. getrennt werden.

In Twiste stehen im Hohlweg über dem Weißen Plattensandstein (8c) braunrote Porensandsteine an (1. Schicht), über denen am Ende des Hohlweges eine leichte Geländeverflachung (8d) folgt. In diesem Bereich herrschen rote und einige grünweiße Tonsteine vor, und untergeordnet wenige helle, glimmerplattige dünne Sandsteinbänke. Diese Tonsteinschicht ist in 9b, besser in 13 aufgeschlossen, wo sie den ganzen oberen Teil des alten Hohlweges einnimmt.

Auch in den Profilen Freienhagen (23) und Bergheim (28) sowie auf Bl. Korbach bildet ca. 5 bis 8 m über dem Weißen Plattensandstein diese tonsteinreiche Zone eine Geländeabflachung. — In Twiste folgt wegaufwärts ein steiler Geländeanstieg (8e—f) mit zahlreichen roten, mehr oder weniger stark plattigen Sandsteinbänken. Zur Oberkante (8e, wo der Wasserriß nahe an den Weg heranreicht, der hier in die Kante eingeschnitten ist) häufen sich porenschichtige Sandsteine. Diese gehören der zweiten, der Hauptporenschicht des Roten Porensandsteins an. Oberhalb 8f treten neben Porensandsteinen gut spaltende, gelbliche, seltener blaßrötliche und schmutzigweiß gefärbte Sandsteine mit kleinen, schichtigen Glimmernestern auf. Besonders die gelben Sandsteine sind denen in der unteren Volpriehausener Wechselfolge Waldecks zum Verwechseln ähnlich. Zwischen Pkt. 335,0 und dem Obelisken (8g) lassen nur wenige Lesesteine auf das Anstehende schließen. Offenbar wechseln einzelne Porensandsteine mit plattigen glimmerschichtigen Sandsteinen ab. Diese Schichten scheinen reicher an Tonsteinzwischenlagen zu sein. Bei der Kartierung konnte auf Bl. Mengeringhausen südlich Twiste und auf Bl. Korbach 12 bis 15 m über der Hauptporensandsteinschicht eine 3., ca. 5 m mächtige Porensandsteinschicht ausgeschieden werden (Abb. 6, Profil Korbach). — Bereits mit der 1. Porensandsteinschicht setzt ein merkbarer Kaolingehalt in Form von kaolinisierten Feldspatkörnchen und kaolinrindigen Quarzkörnern ein.

Die Sandsteinbänke erreichen im Hauptporensandstein auf Bl. Korbach bis 60 cm Durchmesser (Nordwesthang der Marke, östlich Korbach). Die maximale Korngröße

beträgt in diesen dicken Bänken 0,45 mm, während sie sonst im Roten Porensandstein 0,3 mm nicht übersteigt. Fast alle Bänke sind an der Basis reich an Tongallen.

Mit Hilfe dieser einzelnen, unterschiedlichen Gesteinszonen wie die Tonsteinschicht im unteren Teil, den 3 Porensandsteinschichten, die gelblichen Sandsteine über dem Hauptporensandstein und einzelner, örtlich über einige Kilometer verfolgbarer charakteristischer Sandsteinpakete, läßt sich der Rote Porensandstein weitgehend gliedern, so daß selbst in diesem zunächst homogen erscheinenden Schichtglied Störungen erfaßt werden können. Um diese Feingliederung durchzuführen, empfiehlt sich eine Kartierung im Maßstab 1:5000.

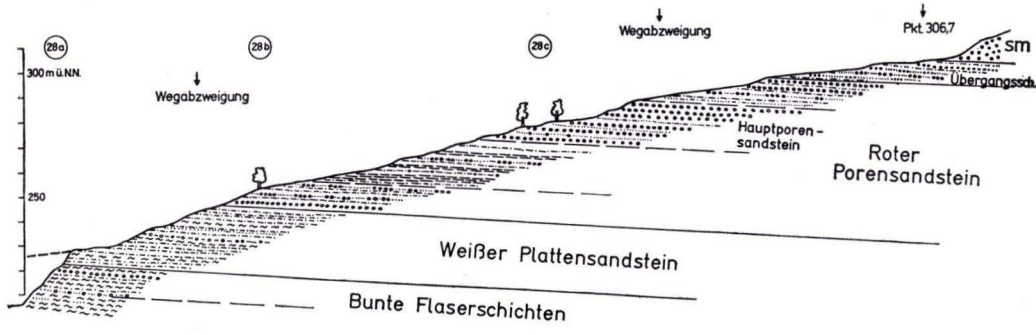


Abb. 5. Hangprofil der Twiste-Folge am Südhang des Hepen-Köpfchen bei Bergheim (28), Legende siehe Abb. 6.

Im nördlichen Waldeck scheint der Rote Porensandstein wie auf Bl. Mengeringhausen entwickelt zu sein. Zahlreiche Profile auf Bl. Marsberg an den Westhängen der Berge des östlichen Orpetalrandes [wie Hammerknapp, Riepenberg, Heimberg (5), Brokerberg] zeigen keine Abweichung vom Twister Profil. Das Profil entlang der Forststraße auf den Heimberg (5) bis zum Volpriehausener Sandstein bietet ein gutes Bild des Horizontes. Nördlich Neudorf am Krausberg und am Gr. Kehlberg treten die Porensandsteine zugunsten blaßroter und weißer Sandsteine zurück.

Südlich und südöstlich Twiste ändert sich das Profil bis Freienhagen nicht. Bei 13 (Bl. Arolsen) ist im Hohlweg die Tonsteinschicht gut aufgeschlossen. Das Profil am Heitzelberg südlich Freienhagen zeigt im höheren Teil zwei Porensandsteinschichten, die zwei Geländestufen bilden (zwischen NN+467 bis 458 m die obere, zwischen ca. 450 bis 435 m die untere).

Am Südwesthang des Hepenköpfchens östlich Bergheim (28) liegt das lückenloseste Lesesteinprofil des Roten Porensandsteins (Abb. 5). Im oberen Teil des Hohlweges treten die tiefsten, hell gefärbten Porensandsteine auf. Über dem Hohlweg (Abb. 5, 28b) beginnt die schon erwähnte Hangverflachung mit vorwiegend tonigen Sedimenten. Mit einem kleinen Anstieg folgen weiße und rötliche, plattige, selten porige Sandsteine. Unterhalb der Gruppe alter Eichen (28c) bei ca. NN+280 m werden die porigen, vorwiegend blaßroten Sandsteine häufiger, damit beginnt die Hauptporensandsteinschicht. Oberhalb der Eichen sind in einer Geländekante die porenstreifigen Sandsteine so massenhaft zu finden wie in keinem anderen Profil in Waldeck. Bei

etwa NN+290 m flacht das Gelände wieder ab, neben Porensandsteinen treten zunehmend plattige, rote und violettrote Sandsteine auf, einige sind schwach quarzitisch.

Höher folgt mit gröberkörnigen Sandsteinen die Übergangsschicht, bei Pkt. 306,6 setzt der Mittlere Buntsandstein ein.

Das gleiche Profil des Roten Porensandsteins zeigen Böschungsanschnitte entlang der Forststraße im Rainbachsgrund (Abb. 4) am Südfuß des Hepenköpfchens. Wie überall im Buntsandstein ist auch hier der Vergleich zwischen Lesesteinprofilen und Aufschluß schwierig, da die Aufschlüsse alle Sandsteintypen, auch die dünnbankigen und die meist überwiegenden mürberen, tonigen Zwischenschichten bieten. Im Rainbachprofil sind unmittelbar am östlichen Blattrand die hellen, plattigen Sandsteine über der Hauptporensandsteinschicht aufgeschlossen, die hier denen des Weißen Plattensandsteins ähneln.

Südlich Bergheim steht in Waldeck der Rote Porensandstein nur noch am Roten-Berg an (29). In der Frankenberger Bucht ist ein Hinweis auf das Vorhandensein des Roten Porensandsteins durch rote porenschichtige Sandsteine ca. 15 bis 50 m unter dem Volpriehausener Sandstein gegeben (30, 31, 32). Auch hier liegen zwischen den Porensandsteinen und dem Mittleren Buntsandstein gröberkörnige Sandsteine, die wie in Waldeck die Übergangsschicht zum Mittleren Buntsandstein überleiten. Unmittelbar südlich Münchhausen (Bl. Wetter) stehen in der Böschung der Bundesstraße 252 rote Porensandsteine an, die ebenfalls im oberen Drittel des Unteren Buntsandsteins liegen.

Eine genaue Mächtigkeit des Roten Porensandsteins läßt sich auf Grund der langen Lesesteinprofile nur ungenau, mit 65 bis 75 m angeben, größere Schwankungen scheinen nicht vorzuliegen.

Lebensspuren sind im Roten Porensandstein nicht so häufig wie im Weißen Plattensandstein. In einem Lesestein aus dem Grenzbereich zu den Übergangsschichten fand ich einen 1,5 cm langen Flossenstachel. Östlich Twiste sind in etwa den gleichen Schichten sehr selten unbestimmbare, winzige, kohlige Pflanzenreste im Sandstein erhalten. Estherien sind in Tonsteinen sehr selten.

Übergangsschichten

Aufschlüsse: keine.
Lesesteinprofile: 28, Bl. Wildungen; 8, Bl. Mengeringhausen.
Mächtigkeit: etwa 10 m.

Name: „Übergangsschichten", da die Grobsandeinstreuungen in dieser Wechselfolge die im Hangenden folgende Grobsandschüttung des Volpriehausener Sandsteins einleiten.

Zwischen Obelisk (8a) und Pkt. 348,0 des Twister Profiles sind am Rande des etwas eingetieften Weges plattige, rote Sandsteine aufgeschlossen. Einige Bänke zeigen auf der Oberfläche, meist zusammen mit Tongallen, nesterweise zusammengeschwemmte grobe Körner bis 1 mm ⌀. Die Korngröße der Sandsteine übersteigt 0,4 mm nicht, sie bleibt meist unter 0,25 mm. Die Farben der Sandsteine sind rotbraun bis orangerot. Auch der Boden zeigt diese warme, rotbraune Farbtönung, da reine Tonsteine etwas zurücktreten. Im Gegensatz zu den Sandsteinen tieferer Horizonte des Unteren Buntsandsteins sind die der Übergangsschichten relativ kaolinreich wie auch die meisten Sandsteine der Volpriehausener Wechselfolge. Selten kom-

men Porensandsteine vor, in der oberen Hälfte des Horizontes treten bis 20 cm dicke, linsige Grobsandbänke auf, die eine kleine Geländestufe bilden, welche stets der des hangenden Volpriehausener Sandsteins vorgelagert ist. Dieser setzt mit scharfem Schnitt mit einer 5 bis 6 m mächtigen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinbank der Wechselfolge auf.

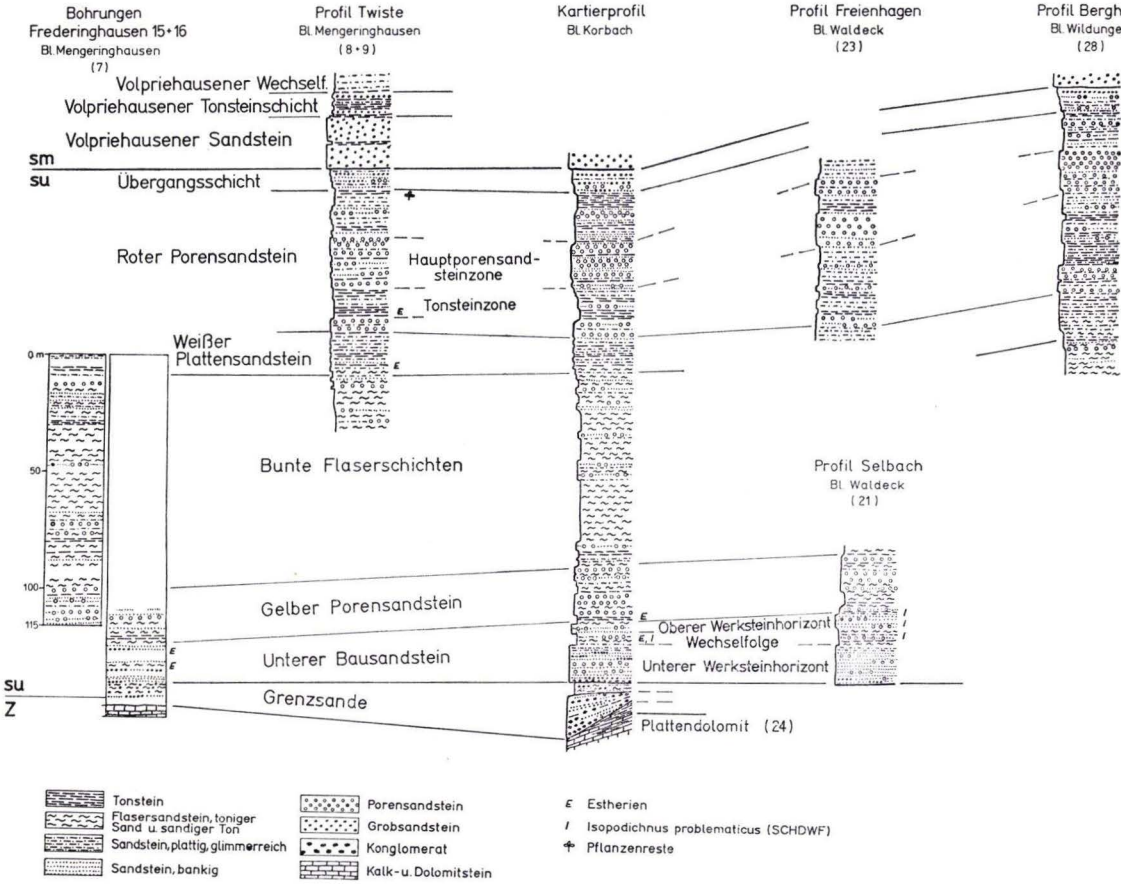


Abb. 6. Profile des Unteren Buntsandsteins in Waldeck.

Die Gesteine der Übergangsschicht ähneln kaum noch denen des übrigen unteren Buntsandsteins, sie zeigen bereits alle Merkmale der Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins. So ist dieser Horizont Bindeglied zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein, ähnlich wie die Bröckelschiefer lithologisch vom Zechstein zum Unteren Buntsandstein überleiten.

3. Verfärbter Buntsandstein

Auf den Blättern Mengeringhausen und Korbach sind stellenweise die Gesteine des Unteren Buntsandsteins sekundär gelb-, grün- und olivgrau gefärbt, der Boden im

Bereich dieser Gesteine sieht lehmfarben aus. In Bohrungen geht diese Farbe unter 10 bis 15 m Teufe in blaßgrüngrau über, wie sie in frischen Aufschlüssen der Bunten Flaserschichten und weißen Plattensandsteine zu finden ist (8a, 9a, 13).

Nur vereinzelt durchziehen dunkelrote Farbschlieren unregelmäßig das Gestein. Behrend (1936) weist in den Erläuterungen zu Bl. Mengeringhausen nur kurz auf den „gebleichten" Buntsandstein hin, er vermutet einen Zusammenhang mit der Kupfererzlagerstätte bei Twiste. Grupe (1939) schreibt in einem Kartierbericht zu Bl. Korbach (Manuskript im Hess. Landesamt f. Bodenforschung) von aszendenten, reduzierenden Erzlösungen, die sich von Spalten im Gestein her ausbreiteten und dieses bleichten.

Diese „Bleichung" kann alle Schichten des Unteren Buntsandsteins erfassen. An der Marke östlich Korbach ist der Gelbe Porensandstein gelbgrau gefärbt, am Schwimmbad Berndorf sind es dieser und der Untere Bausandstein, bei Malberg Bunte Flaserschichten und Weißer Plattensandstein, auf der Kippe nordöstlich Strothe sowie bei Frederinghausen (7) und Twiste (12) Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein. Kleinere Vorkommen verfärbter Schichten der Volpriehausener Wechselfolge finden sich unmittelbar hinter der Holzspulenfabrik Twiste und südlich davon auf der gegenüberliegenden Twistetalseite, sowie dicht östlich des Sandsteinbruches am Südhang des Hebberges 1 km westlich Arolsen.

Der Bahneinschnitt am Kappelstert (oder Kupferberg) (12) östlich Twiste und die anschließende Sandsteingrube bieten den besten Aufschluß in den verfärbten Gesteinen. Unmittelbar am Ostende des Bahneinschnittes ist im Steinbruch eine Verwerfung (rund 140 m Sprunghöhe) aufgeschlossen, an welcher verfärbter Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein gegen Detfurther Sandstein der östlichen Scholle grenzen. Nördlich und südlich des Bahneinschnittes sind noch alte Stollen und Schächte vorhanden, die zeigen, daß entlang der Verwerfung in den verfärbten Gesteinen des Unteren Buntsandsteins Bergbau (auf Kupfer) umgegangen ist. Kupferspuren in Form von Malachit und Lazur finden sich als Bestege der Schicht- und Kluftflächen und als Fünkchen fein verteilt im Gestein. Die Ausdehnung dieser Gesteinsverfärbung betrifft im Ausstrich bei Twiste ca. 2 qkm, zusammen mit der Verbreitung unter Deckschichten 3,5 bis 4 qkm. Die anderen Vorkommen sind nicht so groß, sie schwanken zwischen 0,1 und 0,6 qkm.

Die Gebiete gelbgrau gefärbter Buntsandsteingesteine werden mindestens auf einer, meist auf allen Seiten durch Störungsflächen begrenzt.

Die Verfärbung erfolgte posttektonisch. Da Verwerfungen im Unteren Buntsandstein immer stark vertont sind, wirkten sie wahrscheinlich als Stauer, und die reduzierenden Lösungen wanderten somit nur auf einer Seite der Störung.

In der Tiefe verzahnen sich die Verfärbungsbereiche anscheinend mit normalfarbigen Buntsandsteingesteinen (Bohrung Frederinghausen 16 bei ca. 70 m Teufe, andere Bohrungen der Gewerkschaft Brunhilde im gelbgrauen Buntsandstein durchteuften diesen bis 50 m Tiefe nicht). — Auch seitlich scheinen sich gelegentlich gelbgraue mit ungebleichten Schichten zu verzahnen (Rocklinghausen südöstlich Twiste, Frederinghausen), doch grenzen auch hier auf je 2 Seiten Verwerfungen an diese Gesteine.

Südöstlich Twiste wird der verfärbte Buntsandstein von rotbuntem überlagert. Die Farbgrenze schneidet mehrmals in flachem Winkel die fast horizontal liegende Grenze

Weißer Plattensandstein — Roter Porensandstein. Möglicherweise hängt die Ausbildung dieser ± horizontalen Farbgrenze mit einem älteren Grundwasserstand z. Z. des Verfärbungsvorganges zusammen.

Im Bereich der gelbgrauen Gesteine findet man fast stets eine Erhöhung der γ-Strahlung um 3 bis 10% gegenüber der normalfarbiger Gesteine. Höhere Strahlungsanomalien finden sich innerhalb der verfärbten Gesteine unmittelbar entlang Verwerfungen. Im Bereich der Anomalien sind Kupfererze zusammen mit Spuren von Blei, Zink und Silber angereichert. Die Strahlung ist z. T. auf Uranmineralien zurückzuführen, die aber nicht bauwürdig sind. Die Kupfergruben von Twiste waren im 18. Jahrhundert kurzfristig die reichsten Waldecks, zumal nebenbei bis 2,1% Silber anfiel. Die Kupfervorkommen im Bereich der anderen Gebiete verfärbten Buntsandsteins (Rocklinghausen, Strothe, Frederinghausen u. a.) wurden gar nicht gebaut, oder (Rocklinghausen, Berndorf, Höringhausen) der Abbau bald wieder aufgegeben.

Während sich die Kupfererze auch in größerer Entfernung von den Störungen finden, welche die gelbgrauen Gesteine begrenzen, beschränken sich die Strahlungsanomalien auf einen schmalen Streifen entlang den Störungen. Mit dem Kupfer braucht also kein Uranmineral vorzukommen, umgekehrt finden sich aber nie Uranminerale ohne Vergesellschaftung mit Kupfererzen [abgebaut wurden nach Bergbauakten: Buntkupfererz, Malachit, Lazur, schwarzes Erz (?)]. Zwischen Vererzung und der Reduktion der Buntsandsteinfarben herrscht ein inniger Zusammenhang, denn außerhalb der gebleichten Gesteine wurden im Unteren Buntsandstein Waldecks bisher keine Erzspuren nachgewiesen. — Die Kupfer- und Uranminerale im Mittleren Buntsandstein von Wrexen und Schmillinghausen in Waldeck sind an verkohlte Pflanzenreste im Solling-Bausandstein gebunden.

Ob die Zuführung der erzbringenden Lösungen aszendent oder deszendent erfolgte, läßt sich bisher noch nicht sicher sagen. GRUPE 1939 und RICHTER-BERNBURG 1950 vermuten aufsteigende Lösungen, die möglicherweise die Erze aus dem Kupferschiefer des Zechsteins, der im Gebiet der Lagerstätten erbohrt wurde, mitbrachten.

4. Die Großgliederung des Unteren Buntsandsteins in Waldeck

Grundsätzlich ist der Untere Buntsandstein Waldecks in 2 Abfolgen zu teilen, eine untere, vorwiegend sandige Folge und eine obere Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen.

Die „Untere Folge“[4] setzt mit der Sandschüttung des Unteren Bausandsteins ein, der zum Hangenden in die Wechselfolge des Gelben Porensandsteins übergeht. Darüber folgt mit den Bunten Flaserschichten ein Feinsand-Ton-Gemisch, in welchem der Sandanteil den des Tones überwiegt.

---

[4]) Der Begriff „Folge“ soll auf „Vorschlag der Arbeitskreise Buntsandstein“ und „Kartierung“ der Geologischen Landesämter (s. KUTSCHER 1960) in Zukunft anstelle der bisher im Mittleren Buntsandstein gebräuchlichen Bezeichnung „Gruppe“ verwendet werden. — Die Adjektivierung der Ortsnamen soll fortfallen, z. B.: nicht Detfurther sondern Detfurth-Folge. Den gebräuchlichen Vorschlägen R. RICHTERS (1937) entsprechend — Siegen-Stufe und Siegener Schichten, oder: Adorf-Stufe aber Adorfer Kalk — muß es dann im Buntsandstein heißen: Detfurth-Folge, aber Detfurther Ton, Detfurther Sandstein usw.

Die „Obere Folge" beginnt unten mit dem Weißen Plattensandstein, einer Wechselfolge, die mit einigen tonig-sandigen Zwischenschichten noch Anklänge an die Bunten Flaserschichten zeigt. Der Rote Porensandstein und die Übergangsschicht sind ebenfalls reine Wechselfolgen von festen Sand- und blättrigen Tonsteinbänken, sowie untergeordnet Flasergesteinen.

Ein zyklischer bzw. rhythmischer Sedimentationsablauf innerhalb der Abfolgen ließe sich zwar mit Gewalt finden, ein solcher liegt aber allenfalls in großen Zügen in der Abfolge des gesamten Unteren Buntsandsteins von sandig: Bausandstein — Bunte Flaserschichten zu sandig-tonig: Wechselfolge des Weißen Plattensandsteins, des Roten Porensandsteins und der Übergangsschicht vor. GUNZERT (1958) faßte daher bereits den Unteren Buntsandstein zu einem „Zyklus" (dem Fränkischen) zusammen.

Da die Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins in Waldeck jedoch selbst bei flüchtiger Betrachtung auffällt, scheint mir diese Großgliederung berechtigt zu sein (die „Untere Folge" bedingt auf Grund ihrer mürben Gesteine eine weiche, muldenreiche Morphologie ähnlich einer Rötlandschaft, während die gesteinsmäßig härtere „Obere Folge" eine durch steile Täler zerrissene Hügellandschaft bildet). Außerdem entspricht diese Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins etwa der von BOIGK, STARK, LAEMMLEN, KUPFAHL usw. (s. Tab. 1) durchgeführten in benachbarten Räumen.

Da von verschiedenen Autoren der Bröckelschiefer als selbständiger „Zyklus" aufgefaßt wird, möchte ich die Begriffe „Untere" und „Obere" Folge vermeiden, da sonst vielleicht später eine „Unterste" Folge eingeführt werden müßte, sobald geklärt ist, ob der Bröckelschiefer durch Bausandstein oder Grenzsande am Schiefergebirgsrande vertreten wird. Lokalnamen haben sich in der Gliederung des Mittleren Buntsandsteins besser als Zahlen oder „oben" und „unten" bewährt, wenn die Namen auch — leider — recht häufig gewechselt wurden.

Da auf Bl. Korbach die „Untere Folge" (Unterer Bausandstein, Gelber Porensandstein, Bunte Flaserschichten) typisch ausgebildet und weit verbreitet ist, bezeichne ich diese als „Korbach-Folge".

Die obere „Waldeck-Folge" (Weißer Plattensandstein, Roter Porensandstein, Übergangsschicht) ist nach dem Bl. Waldeck benannt, da sie in dessem Bereich in großer Flächenausdehnung zutage tritt.

Bei der Bezeichnung von Horizonten der Folgen des Mittleren Buntsandsteins hat sich die Gewohnheit eingestellt — nachdem man die Horizontbeständigkeit der Schichten erkannte — den petrographisch definierten Horizonten den Namen der entsprechenden Folge[4]) voranzusetzen, z. B.:

	Detfurther Ton
Detfurth-Folge	Detfurther Wechselfolge
	Detfurther Sandstein

Sollte sich die Gliederung des Unteren Buntsandsteins in Waldeck weiterhin bewähren und möglicherweise nach Süden ausdehnen lassen, müßten entsprechend der „Nomenklatur" des Mittleren Buntsandsteins die Horizonte im Unteren Buntsandstein benannt werden als

	Waldecker Übergangsschichten
Waldeck-Folge	Waldecker (Roter) Porensandstein
	Waldecker (Weißer) Plattensandstein

	Korbacher Bunte Flaserschichten
Korbach-Folge	Korbacher (gelber) Porensandstein
	Korbacher (Unterer) Bausandstein

Dabei würden die adjektivischen Bezeichnungen „unterer, gelber" usw. der Kürze und Aussprache halber besser fortfallen, ähnlich wie im Mittleren Buntsandstein die Namen im Laufe der letzten Jahre kürzer wurden. Ein Dilemma ergibt sich dabei für den „Unteren Bausandstein", dem eigentlich ein Lokalname aus der Marburger Gegend gebührt, da der Horizont dort typischer als in Waldeck entwickelt ist.

5. Stratigraphische Vergleiche

In Tab. 1 wurden verschiedene Gliederungen des Unteren Buntsandsteins aus Hessen und Niedersachsen gegenübergestellt.

Die Übereinstimmung der Waldecker Gliederung mit der von BOIGK in Nordwestdeutschland durchgeführten ist überraschend. „Untere" und „Obere Gruppe" dürften der „Korbach-" und „Waldeck-Folge" entsprechen. Die Oolithsandsteine der „Unteren Gruppe" BOIGKS können mit dem Gelben Porensandstein parallelisiert werden, möglicherweise auch noch mit den Porensandsteinen in der Oberen Werksteinzone des Unteren Bausandsteins. — Etwas problematisch ist der Vergleich der Grenzen zwischen den beiden Gruppen bzw. Folgen. Denn bei BOIGK beginnt die Obere Gruppe mit einem Oolithhorizont, während in Waldeck die Waldeck-Folge mit dem fast porenfreien Weißen Plattensandstein anfängt. BOIGK bemerkt jedoch (S. 602), daß die Obere Gruppe mit Kalksandsteinen einsetzt, die „nahe der Basis die ersten oolithischen Bildungen aufweisen . . . sie gewinnen jedoch . . . erst im höheren Teil Bedeutung, wo offenbar feste und kompakte gröbere Oolithbänke zur Ausbildung kommen". Möglicherweise entsprechen diese Kalksandsteine dem Weißen Plattensandstein, der am Kellerwald und auf Bl. Marsberg als Kalksandstein (Karbonatgehalt im Bindemittel) ausgebildet ist. Die untersten „oolithischen Bildungen" BOIGKS können den Porensandsteinbänken im Grenzbereich Bunte Flaserschichten–Weißer Plattensandstein entsprechen, die „kompakten Oolithbänke" dem Hauptporensandstein des Roten Porensandsteins. — Vielleicht ist BOIGKS Gruppengrenze auch mit der Obergrenze des Weißen Plattensandsteins identisch, wenn sich nämlich die unterste (1.) Porensandsteinschicht des Roten Porensandsteins dem Oolithsandstein an der Basis der Oberen Gruppe BOIGKS äquivalent erweist. Dem ist in der Tabelle durch die Fragezeichen zwischen beiden Gliederungen Rechnung getragen. BOIGKS „Kaolinsandsteine" dicht unter dem Mittleren Buntsandstein finden sich in den kaolinreichen Sandsteinen der Übergangsschichten wieder.

Weitere Parallelisierungen mit anderen Buntsandsteingliederungen durchzuführen, hat BOIGK bereits versucht.

STARKS (1956) „su3, Serie der braunen Porensandsteine" ist vergleichbar mit dem Gelben Porensandstein. Nach BOIGK umfaßt der su3 seine Untere Gruppe, damit also auch die Bunten Flaserschichten. Der tiefere „su2" STARKS, die „dünnschichtige, ockerstreifige Serie" läge dann im Niveau des Unteren Bausandsteins. Dafür sprechen die „quarzitischen Einlagerungen", wie sie sich auch im Unteren Bausandstein Nordwaldecks finden. Überhaupt sind nach STARKS Beschreibung die Sandsteine des su2 denen im oberen Teil des Unteren Bausandsteins und denen im Gelben Porensandstein

○ ○ ○ „Oolithische Zonen“ ○ ○ ○ Porensandsteine

Richter–Bernburg 1940 Fuldagebiet	Kupfahl 1958 Meißner	Laemmlen 1958 Bl. Queck	Stark 1956 Vogler-Homburgwald	Boigk 1959 Nordwestdeutschland	Kulick 1961 Waldeck	
Mittlerer Buntsandstein						
Unterer Buntsandstein: Serie der dünnen, plattigen, roten Sandsteine	Wechselfolge 80 bis 100 m	Wechselfolge 55 bis 60 m	—90 m oben; plattige Wechselfolge su4 30 m mitte; unten 60 bis 80 m	Kaolinsandsteine; Obere Gruppe	Übergangsschichten ○ 10 m	
					Roter Porensandstein 60 bis 75 m	Waldeck-Folge
				Kalksandstein ?	Weißer Plattensandstein ○ ○ 18 bis 25 m	
Alheimer Sandstein			?	?	?	
			Serie der braunen Porensandsteine su3	Untere Gruppe	Bunte Flaserschichten ○ ○ 70 bis 90 m	Korbach-Folge
Bunte Zone	Sandsteinfolge 50 bis 60 m	Sandsteinfolge 60 m	70 bis 90 m ? dünnschichtige ockerstreifige Serie su2 40 bis 80 m		Gelber Porensandstein ○ ○ ○ 20 m	
					Unterer Bausandstein ○ ○ 15 bis 28 m	
					?	
Bröckelschiefer					Grenzsande 2 bis 35 m	
					?	
Zechstein 4						

sehr ähnlich. — Der gesamte „su4, die plattige Wechselfolge", ist BOIGKS Oberer Gruppe, „der Waldeck-Folge" sowie LAEMMLENS und KUPFAHLS Wechselfolge gleichzusetzen. Die von STARK beschriebenen „rotbraunen, linienporigen Sandsteine" im su4 sind die gleichen Porensandsteine wie die des Roten Porensandsteins in Waldeck.

KUPFAHLS und LAEMMLENS (1958) untere „Sandsteinfolge" und obere „Wechselfolge" dürften weitgehend der Korbach- und Waldeck-Folge äquivalent sein, wenn auch bei der genauen Grenzziehung im einzelnen wahrscheinlich dieselben Schwierigkeiten (ob über oder unter dem Weißen Plattensandstein) wie beim Vergleich mit der BOIGKschen Gruppengrenze, entstehen. KUPFAHL setzt seine Sandsteinfolge gleich mit „Bunter Zone+Alheimer Sandstein" RICHTER-BERNBURGS (1940) aus dem Fuldagebiet. KUPFAHL und LAEMMLEN beschreiben als höchsten Teil der Sandsteinfolgen in ihren Arbeitsgebieten helle und violettrote Sandsteine mit Tonsteinzwischenlagen. Sie vergleichen diesen oberen Teil der Sandsteinfolge mit dem Alheimer Sandstein RICHTER-BERNBURGS (1940) aus dem Fuldagebiet, denn der Alheimer Sandstein ist ebenfalls ein weißer Sandstein. Wahrscheinlich sind diese, stets durch helle und vielfach durch violettstichige Farben ausgezeichneten Schichten mit dem Weißen Plattensandstein gleichzusetzen. – STARK glaubt, daß sein su3 und der Alheimer Sandstein gleichaltrig sind.

Die von RICHTER-BERNBURG (1940) beschriebenen Gesteine seiner „Bunten Zone" ähneln denen der Bunten Schichten. Das Niveau der „roten, dünnplattigen Sandsteine" im Fuldagebiet entspricht dem der Wechselfolge LAEMMLENS und KUPFAHLS. Erwähnt sei noch, daß VOLLRATH (1939) das ECKsche Konglomerat (Odenwald) mit den geröllführenden Sandsteinen der Oberen Werksteinzone des Unteren Bausandsteins in der Marburger Gegend parallelisiert. Demnach müßten auch die Geröllagen dieses Horizontes in Waldeck dem ECKschen Konglomerat äquivalent sein.

Wesentliches Ergebnis scheint mir der Ausblick zu sein, daß auf Grund der Porensandsteinhorizonte, soweit sie vorhanden sind, eine vergleichbare Gliederung des Unteren Buntsandsteins in Nordhessen und Südhannover erarbeitet werden kann. GRUPE, und daran anschließend BOIGK vermuten, daß in Südhannover Porensandsteinzonen als ehemalige Kalk- bzw. Oolithsandsteine zeitlich und lithologisch äquivalente Bildungen der Rogensteinzonen des Unteren Buntsandsteins im Nordostvorland des Harzes (Hildesheimer Wald, Rhüdener Sattel) sind. Der Nachweis von Porensandsteinen in der Frankenberger Bucht läßt hoffen, die Gliederung des Waldecker Unteren Buntsandsteins möglicherweise südwärts am Schiefergebirgsrand weiter verfolgen zu können.

D. Eine Feingliederung der Volpriehausen-Folge (Mittlerer Buntsandstein)

Im Anschluß an die Beschreibung des Unteren Buntsandsteins sei noch auf eine Feingliederung der Volpriehausen-Folge[5] eingegangen, die in Waldeck im Bereich der Blätter Mengeringhausen, Arolsen, Korbach und Waldeck aufgestellt werden konnte (Abb. 7).

---

[5]) = Quecker Gruppe, Stubensand-Folge, Eichsfeld-Folge, Main-Neckar-Gruppe in Mittel- und Südhessen.

Die Gesamtmächtigkeit der Folge beträgt 105 bis 115 m. Kartierbar sind 4 Horizonte, nämlich:

Hangendes:	sm	Detfurther Sandstein	
		Avicula-Hauptschichten	15 bis 17 m
		Volpriehausener Wechselfolge	65 bis 75 m
		Volpriehausener Tonsteinschicht	10 bis 12 m
		Volpriehausener Sandstein	22 bis 25 m
Liegendes:	su	Übergangsschichten	

Der Aufbau der Volpriehausen-Folge ähnelt dem, den HERRMANN (1959) aus Nordwaldeck (Wrexen) beschreibt.

Volpriehausener Sandstein

Aufschlüsse: 39, Bl. Mengeringhausen; 45, 47, Bl. Arolsen; 50, 51, Bl. Waldeck
Mächtigkeit: 22 bis 25 m.

Die zahlreichen Sandgruben im Volpriehausener Sandstein zeigen eine Dreiteilung des Horizontes in einen kompakt sandigen Teil unten, eine tonige Zwischenschicht in der Mitte und einen tonstreifigen, sandigen oberen Teil.

Der untere Teil

ist 9 bis 12 m mächtig und besteht aus dickbankigen, kaum durch Schichtfugen unterbrochenen, absandenden, weiß bis rot gefärbten Grobsandsteinen. Die maximale Korngröße beträgt 2,3 mm, durchschnittlich werden die Körner nicht gröber als 0,3 bis 0,6 mm. Die Bänke sind bis 3 m dick und meistens ganz flach schräggeschichtet. Das Einfallen der Schrägschichtung ist bei tonstreifenfreien Sandsteinen stärker (5 bis 20°) als bei denen, die von tonigen Bändern durchzogen werden (unter 5°). Innerhalb der Bänke wechseln bis 10 cm mächtige Lagen fein- und mittelkörniger Sande mit mittel- und grobkörnigen Schichten, darunter zahlreichen sogenannten „Kaviar"-Sandlagen, die aus gut gerundeten Quarzkörnern von 0,6 bis 1,2 mm bestehen. Meistens sind die Korngrößen in den Kaviarlagen sehr gut sortiert und schwanken nur um 0,2 mm. In die Sandsteine der oberen Hälfte bis zur Zwischenschicht sind zum Kummer der Sandgrubenbesitzer zahlreiche mm-dünne Ton- und Schluffhäute eingelagert, die teils als Flasern (2 bis 8 cm lang), teils als mehrere Meter lange Bänder im Querschnitt der Schichten erscheinen.

Die Farbe der Tonbänder ist innerhalb heller Sandsteine meist grünweiß bis olivgelb, in roten Sandsteinen dunkelrot und grün. Die Sandsteine des gesamten Volpriehausener Sandsteins sind vorwiegend rötlich, seltener weiß oder gelblich gefärbt. Die Farbgrenzen verlaufen sowohl schichtparallel als wahllos quer durch die Schichten. Im Twister Raum herrschen rote Farben vor, auf den Blättern Arolsen und Waldeck helle.

Nicht selten sind bis 10 cm große Tongerölle, besonders häufig in stark schräggeschichteten Sandsteinen. Etwa 3 bis 5 m über der Basis tritt (45, 47) örtlich eine 60 cm mächtige tonsteinreichere Schicht auf, die mit der höheren, eigentlichen „tonigen Zwischenschicht" verwechselt werden kann.

Die tonige Zwischenschicht

ist 60 bis 80 cm mächtig und besteht aus wenigen cm-dicken Tonsteinen, „Kaviarlagen" und Sandsteinbänkchen. Nicht selten sind Trockenrisse, die mehrere Bänkchen queren. Zerrissene Tonsteinlagen, die weniger als 5 cm dick sind, wurden durch Austrocknung an den Rändern oder im ganzen schüsselförmig gewölbt und offenbar gelegentlich bei Überflutung als Tonschalen verdriftet, die sich dann ohne Zusammenhang mit Tonsteinbänken im Sandstein finden. Seltener beobachtet man einzelne, bis 4 cm lange und 1 cm dicke, sandgefüllte und leicht zerdrückte Tonrollen aus einer 1 bis 2 mm dicken Tonhaut. Diese Tonrollen sind durch Austrocknung dünner Schlammlagen entstanden und z. T. durch Wind- oder Wassertransport umgelagert worden.

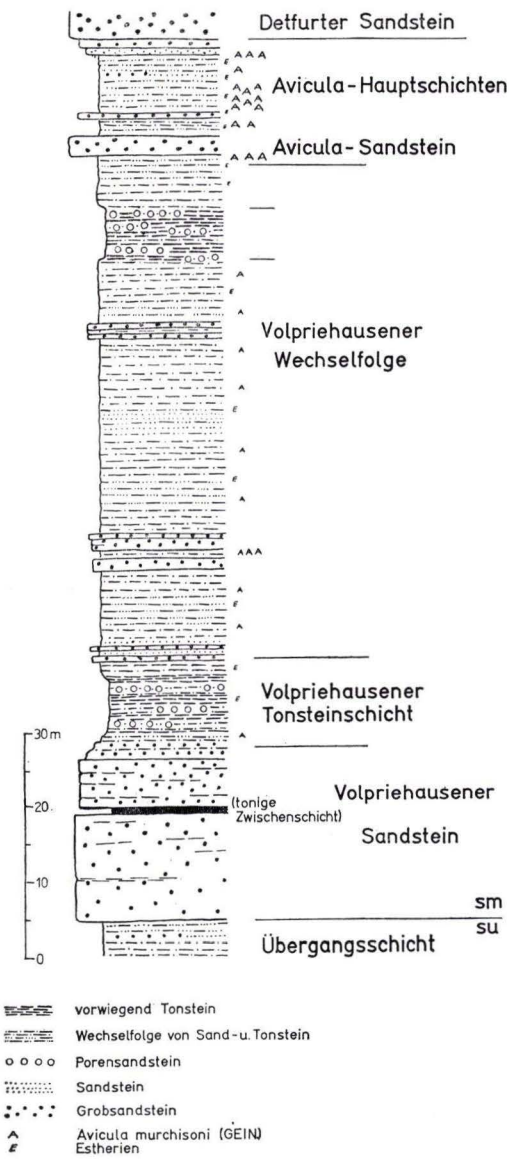


Abb. 7. Profil der Volpriehausen-Folge im mittleren Waldeck.

Die Tonsteine sind lebhaft bunt gefärbt, rot, grün, weiß, gelb, violett. Die Sandsteine sind meist intensiv schräggeschichtet, ihre Oberfläche ist von Rippelmarken bedeckt. In 39, und lokal in 47, liegt an der Basis der Zwischenschicht ein 20 cm mächtiges Sandsteinkonglomerat aus aufgearbeiteten, grobkörnigen Eisenschwarten, die bis 15 cm groß werden. Sie sind schichtparallel eingebettet, gelegentlich stehen sie auch ± senkrecht zur Schichtung. Die Sandsteingrundmasse ist blaßrötlich und mittelkörnig. Dachziegelpakkung ist gelegentlich schwach angedeutet. — Die Kaviarlagen der Zwischenschicht neigen bevorzugt zur Schwartenbildung. Die gesamte Ausbildung dieses Horizontes deutet auf Trockenlegung, häufigen Sedimentationsstillstand und Aufarbeitung zur Entstehungszeit.

Oberer Teil

Über der Zwischenschicht folgen 4,5 bis 5 m Sandsteine, deren Korngröße

ähnlich wie die im unteren Teil ist. Die einzelnen Bänke werden selten über 1 m mächtig. Zwischen den Bänken liegen bis 5 cm dicke tonige Sande oder Tonsteine, dadurch zerfällt der Obere Teil plattiger als der untere. Schrägschichtungen, Tongerölle, Rippelmarken, Trockenrisse und dergleichen sind häufig zu sehen. Im Steinbruch östlich Netze (Bl. Waldeck, 51) ist eine 20 m breite bis 3 m tiefe Rinne aufgeschlossen, deren Oberkante ca. 2 m über der Zwischenschicht liegt und das Rinnentiefste etwa 1 m darunter. Die Rinnenfüllung bildet schräggeschichteter bankiger Grobsandstein. — Kleinere Rinnen bis 1 m Tiefe sind nicht selten (46).

Die Ablagerungen des oberen Teils des Volpriehausener Sandsteins deuten auf eine lebhaftere Wasserbewegung als etwa zur Zeit der Sedimentation der tieferen Sandsteine des Horizontes.

Ein leichter Karbonatgehalt ließ sich nur in Bohrungen nachweisen. Alle Sandsteine sind mürbe und sanden ab. Zu Kaolin zersetzte Feldspäte sind im oberen Teil häufiger als im unteren. Die größeren Quarzkörner sind besser gerundet als die kleineren. Glimmer ist im Grobsand nur spärlich verbreitet, der Anteil nimmt in feinerkörnigen Schichten zu.

Volpriehausener Tonsteinschicht

Aufschlüsse: 39, Bl. Mengeringhausen; 45, Bl. Arolsen.
Mächtigkeit: 12 bis 15 m.

Bereits Dantz (1938, Kartierbericht als Manuskript im Hess. Landesamt f. Bodenforschung) erwähnt für Bl. Waldeck, daß über dem „Stubensandstein" (Volpr. Sdst.) eine wenige Meter mächtige Zone intensiv rot färbender Tone und Sandsteine folgt, die man auskartieren könne. Dieser Horizont beginnt unten mit einer Wechselfolge zunächst grobsandiger, dann zunehmend mittel- bis feinkörniger plattiger Sandsteine und roter Tonsteine. Etwa 6 m über dem Volpriehausener Sandstein schalten sich einige rote, porenstreifige Sandsteine ein, wie sie typisch für den Roten Porensandstein der Waldeck-Folge sind. Der Tonsteinanteil überwiegt hier den der Sandsteine. 12 bis 14 m über dem Volpriehausener Sandstein liegen mehrere Grobsandbänke, die die Tonsteinschicht nach oben beenden. Im Unteren Teil dieser Schicht liegt bei Elleringhausen (45) eine mürbe Sandsteinbank, die nesterweise massenhaft kleinwüchsige Individuen von *Avicula murchisoni* (Geinitz) führt. Die Porensandsteine sind frei von *Avicula*[6].

Der Übergang vom Volpriehausener Sandstein zur Tonsteinschicht ist bei Elleringhausen am Straßenrande oberhalb eines Steinbruches (45) im Volpriehausener Sandstein gut aufgeschlossen. Den höheren Teil der Tonsteinschicht zeigen kleine Aufschlüsse im Hohlweg oberhalb eines Steinbruches am Ostfuß der Matzenhöhe bei Twiste (39).

Volpriehausener Wechselfolge

Aufschlüsse: 48, Bl. Korbach; 41, Bl. Mengeringhausen; 46, Bl. Arolsen.
Mächtigkeit: 65 bis 75 m.

[6]) Die in der Literatur angeführten Vorkommen von *Avicula murchisoni* im Unteren Buntsandstein Waldecks (Behrend, Grupe, Leppla) sind falsch eingestuft, diese Schichten gehören in allen Fällen der Vollpriehausener Wechselfolge an.

Im Hangenden der Tonsteinschicht nimmt die Zahl und Dicke der Tonsteinbänke wieder ab. Die Sandsteine der Wechselfolge sind fein- bis mittelkörnig und spalten gut. Über der Tonsteinschicht herrschen gelblich und hell gefärbte Sandsteine vor, ähnlich denen über dem Hauptporensandstein des Roten Porensandsteins bei Twiste. *Avicula* ist vereinzelt oder selten in Nestern mit Jugendformen zu finden.

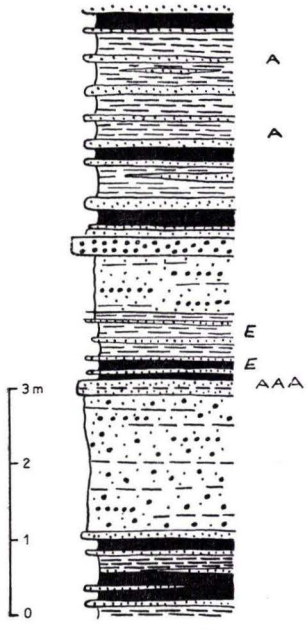


Abb. 7. Grobsandsteinschicht in der Volpriehausener Wechselfolge, 25 m über dem Volpriehausener Sandstein (Aufschluß 46).

Etwa 25 m über dem Volpriehausener Sandstein liegt ein 4 m mächtiger Horizont mit Grobsandbänken. Diese sind im Straßeneinschnitt der Straße Elleringhausen—Volkhardinghausen bei NN+350 m aufgeschlossen. Abb. 8 zeigt das Aufschlußprofil.

Bemerkenswert ist hier eine 20 cm dicke, mittelkörnige Sandsteinbank, die massenhaft *Avicula* führt (s. Abb. 8). Die Korngröße der Sandsteine beträgt maximal 1,5 mm. Die Bänke sind weich und sanden schwach ab. Bei der Kartierung ist diese Sandsteinschicht meist erkennbar, kann aber nicht immer ausgehalten werden.

Nach oben folgt eine Wechselfolge (Abb. 7), in deren Sandsteinen *Avicula* (41, Bl. Mengeringhausen) und in deren Tonsteinen Estherien nicht selten sind (48, Bl. Korbach). Eine 3. Grobsandsteinbank liegt etwa 45 m über dem Volpriehausener Sandstein, sie ist schlechter kartierbar als die 2. Sandsteinschicht. — Im höheren, sandsteinreicheren Teil der Wechselfolge liegt eine tonreiche, 6 bis 8 m mächtige Serie, die dünnplattige, dunkelrote Porensandsteine enthält. Sie ist leicht mit der Tonsteinschicht über dem Volpriehausener Sandstein zu verwechseln. Ein kleiner Aufschluß mit diesen Porensandsteinen liegt westlich Gut Kappel (40), Bl. Mengeringhausen. Ganz selten kommt hier in den Porensandsteinen *Avicula* vor.

Auf Bl. Korbach (49) und auf Bl. Waldeck fand ich in Lesesteinen aus dem oberen Teil der Wechselfolge Steinkerne und Abdrücke der Schnecke *Turbonilla* (?) *Weißenbachi* J. WALTHER. Sie wird bis 5 mm lang, durchschnittlich aber kaum größer als 2 mm. In einigen Sandsteinbänken tritt sie nahezu gesteinsbildend auf. Da meist Hohlformen, nur von den größeren Exemplaren Steinkerne, vorliegen, ist der Sandstein feinlöchrig. (Beschreibung von *Turbonilla Weißenbachi* siehe M. SCHMIDT: Die Lebewelt unserer Trias, S. 253, Abb. 670, 1928.) Aus Thüringen wird die Schnecke als gelegentlich häufiges Fossil, vergesellschaftet mit *Avicula*, beschrieben.

Estherien treten in vielen Tonsteinen auf, besonders häufig im oberen Teil der Wechselfolge. Gute Fundpunkte sind die Aufschlüsse 41, Bl. Mengeringhausen und 48, Bl. Korbach.

Avicula-Hauptschichten

Aufschluß: 44, Bl. Mengeringhausen.
Mächtigkeit: 15 bis 17 m.

An der Basis der *Avicula*-Hauptschichten liegt in Waldeck ein 2,5 bis 3 m mächtiger Grobsandstein (= *Avicula*-Sandstein) mit dünnen tonigen Zwischenlagen (44).

Bereits in der Wechselfolge 2 bis 3 m unter dem *Avicula*-Sandstein tritt *Avicula* in einigen Sandsteinen massenhaft auf. Ihre größte Häufigkeit haben sie in etwas lockeren Sandsteinen der Wechselfolge, die über dem *Avicula*-Sandstein liegt. Im mittleren Teil dieser Wechselfolge liegen zahlreiche Tonsteinbänke mit massenhaft Estherien. Der Übergang zum hangenden Detfurther Sandstein ist nirgends gut aufgeschlossen.

Die Volpriehausen Folge weicht in Waldeck kaum von dem Normalprofil ab. Nach der neueren Buntsandsteinliteratur scheinen mindestens zwei der drei Grobsandsteinschichten der Volpriehausener Wechselfolge in Hessen und Südhannover größere Verbreitung zu haben. Ebenso ist der *Avicula*-Sandstein in den benachbarten Buntsandsteingebieten vorhanden. — Die äußerst unscheinbare Schnecke *Turbonilla weißenbachi* dürfte wahrscheinlich noch weiter verbreitet sein als bisher bekannt ist. — *Avicula murchisoni* tritt in Waldeck entgegengesetzt älteren Anschauungen nicht unter dem Volpriehausener Sandstein auf, setzt aber unmittelbar in dessem Hangendem ein.

E. Aufschlußliste

Die Aufschlüsse sind unter ihrer Nummer in der Karte der Tafel 17 eingetragen.

Bl. Kleinenberg: Nr. 4419	1. R 34 91 40 / H 57 07 02; Baugrube des Wasserhochbehälters von Oesdorf und Böschungsanschnitte in der näheren Umgebung des Hochbehälters: Unterer Bausandstein.
Bl. Marsberg: Nr. 4519	2. R 34 94 62 / H 57 00 30; verlassener Steinbruch an der Straße Erlinghausen — Kohlgrund am Schmiedenhagen: Unterer Bausandstein.
—	3. Wegböschungen am Osthang des Hoheloh zwischen Pkt. 438,4 und Pkt. 321,5, 2 km WNW′ Westheim: Gelber Porensandstein, kleine Aufschlüsse und Lesesteine.
—	4. Aufschlüsse des südlichen Steilufers der Diemel am NW-Fuße der Höhe 297,4, 1,2 km O′Westheim: Übergangsbereich zwischen Weißem Plattensandstein und Rotem Porensandstein, große Aufschlüsse.
—	5. Böschung der Forststraße auf den Heimberg, 1,5 km SO′ Neudorf: Roter Porensandstein und Übergangsschichten, Lesesteinprofil.
Bl. Mengeringhausen: Nr. 4619	6. Bei R 34 94 44 / H 56 91 62; Wasserrisse zwischen Steinberg und Brantenbreite, besonders der nach NO verlaufende, 1,3 km ONO′ Gembeck: Unterer Bausandstein, Aufschlüsse.
—	7. R 34 95 24 / H 56 92 98; Bohrungen Frederinghausen 15 und 16, 300 m S′ der Försterei Frederinghausen: Plattendolomit bis Weißer Plattensandstein; übertage Lesesteine gelbgrau verfärbten Weißen Plattensandsteins.
—	8. R 34 97 74 / H 56 89 22 (Fußpunkt des Profils); Aufschlüsse und Lesesteinprofil entlang des Weges von Twiste (Kirche) auf den Burghardsberg — Obelisk — Matzenhöhe (s. Abb. 3): Bunte Flaserschichten bis Volpriehausener Wechselfolge.
—	9. R 34 97 60 / H 56 89 54 (Fußpunkt des Profils); Böschungsaufschlüsse entlang des Weges an der Ostseite des Tälchens nördlich Twiste, zwischen Oelberg und Burghardsberg (siehe Abb. 3): Bunte Flaserschichten, Weißer Plattensandstein und Übergang zum Roten Porensandstein.

Bl. Mengeringhausen: Nr. 4619	10. Bei R 34 94 71 / H 56 85 65; Böschungsaufschlüsse entlang der Forststraße auf den Beten-Berg, 1 km O′ Berndorf: Bunte Flaserschichten, Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein, Aufschlüsse.
—	11. Böschungsaufschlüsse entlang der Forststraße Twiste — Frederinghausen am Westhang des Oelberges, 0,8 km NW′ Twiste: Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein.
—	12. R 34 99 12 / H 56 89 26; Bahneinschnitt am Kupferberg (Kappelstert) 1,5 km O′ Twiste: Verfärbter (gelbgrauer) Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein, Detfurther Sandstein (Steinbruch).
Bl. Arolsen: Nr. 4620	13. R 35 01 06 / H 56 85 97 (Fußpunkt des Profils); Niederwaroldern, Aufschluß auf dem Hof des obersten Hauses am Weg auf den Kohlhagen und Aufschlüsse im Hohlweg NNO′ des Hauses: Weißer Plattensandstein und untere Teil des Roten Porensandsteins.
Bl. Korbach: Nr. 4719	14. R 34 95 54 / H 56 75 80; Sandgrube und Steinbruch 1 km NW′ Vöhl, 300 m W′ Pkt. 322,5: Grenzsande und Basis des Unteren Bausandsteins.
—	15. a) R 35 98 96 / H 56 80 14 b) R 35 99 18 / H 56 80 22; 2 Steinbrüche an der Bundesstraße 251, 1,8 km S′ Höringhausen, a) 400 m und b) 200 m W′ der Bahnüberführung: Unterer Bausandstein.
—	16. R 35 97 64 / H 56 79 93; Steinbruch oberhalb der Bundesstraße 251, 1,5 km O′ Meineringhausen: Unterer Bausandstein.
—	17. R 34 97 36 / H 56 81 60; Böschung und Steinbruch am Feldweg O′ Pkt. 315,4, 1,8 km W′ Höringhausen: Gelber Porensandstein, Aufschlüsse und Lesesteinprofil.
—	18. R 34 97 22 / H 56 84 40; Aufschluß 300 m W′ Gut Malberg unterhalb der Forststraße, 2 km NO′ Strothe: Bunte Flaserschichten.
Bl. Waldeck: Nr. 4720	19. R 35 03 40 / H 56 77 90; Steinbruch 300 m NW′ der Reiherbachmühle, 2,5 km O′ Sachsenhausen (Abb. 1): Unterer Bausandstein.
—	20. R 35 05 56 / H 56 74 80 (Fußpunkt des Profils); Lesesteinprofile vom Plattendolomitsteinbruch am Talrand entlang des Weges auf den Weinberg, ca. 1 km O′ Waldeck: Unterer Bausandstein.
—	21. R 35 04 07 / H 56 78 80; (Fußpunkt des Profils); Lesesteinprofil vom verlassenen Steinbruch am Umspannwerk Selbach entlang des Hohlweges bis zum Pkt. 357,1: Unterer Bausandstein (Aufschluß), Gelber Porensandstein (Lesesteinprofil).
—	22. R 35 04 48 / H 56 81 98; Wasserbohrung Freienhagen, 1960 durchgeführt, Rotarybohrung, Kern- und Spülproben, Schlumberger-Messungen. Die Bohrung setzte dicht unter dem Mittleren Buntsandstein an und durchteufte den gesamten Unteren Buntsandstein.
—	23. R 35 04 24 / H 56 80 86 (Fußpunkt des Profils); Lesesteinprofil entlang des Weges auf der NW′ Bergnase des Heitzel-Berges bis auf die Bergkuppe bei Pkt. 467,4: Oberkante Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein.
—	24. Wasserrisse an der Straße Sachsenhausen — Niederwerbe, ca. 1,5 km S′ Sachsenhausen: Unterer Bausandstein und Basis des Gelben Porensandsteins, Lesesteine und kleine Aufschlüsse.
Bl. Wildungen: Nr. 4820	25. Lesesteinprofil am Hang des Hegekopfes, 2 km O′ Buhlen: Unterer Bausandstein.
—	26. Lesesteinprofil auf dem Südhang des Schmandberges, 300 m NW′ Bergheim: Unterer Bausandstein.
—	27. Lesesteinprofil entlang der Forststraße am Südrande des Wolfhagen, 300 m O′ Pkt. 251,8, 2 km SO′ Bad Wildungen: Plattendolomit-Grenzsande-Unterer Bausandstein, Aufschlüsse und Lesesteine.

Bl. Wildungen: Nr. 4820
28. R 35 10 68 / H 56 70 17 (Fußpunkt des Profils, Wasserriß); Aufschluß im Wasserriß 360 m S′ der Hepe-Mühle im östlichen Talhang, 1 km O′ Bergheim: Bunte Flaserschichten und Übergang zum Weißen Plattensandstein und Lesesteinprofil entlang des Weges oberhalb des Wasserrisses auf das Hepen-Köpfchen, Pkt. 306,6 (s. Abb. 4 und 5): Weißer Plattensandstein bis Volpriehausener Sandstein.

—
29. Aufschlüsse in den Wasserrissen am Nordhang des Rote-Berg, 500 m SO′ Anraff und Lesesteinprofil entlang des Waldrandes von den Wasserrissen auf die Kuppe des Berges: Weißer Plattensandstein und Roter Porensandstein.

Bl. Frankenberg: Nr. 4918
30. Steinbruch und Lesesteinprofil am W-Hang des Homberges an der Straße Frankenberg—Bottendorf, 1,5 km S′ Frankenberg: Übergangsschicht, Roter Porensandstein?, Volpriehausener Sandstein.

—
31. Lesesteinprofile am NW-Hang der Höhe 398,0, 1,5 km S′ Bottendorf: Roter Porensandstein.

Bl. Frankenau: Nr. 4919
32. Lesesteinprofile am Hang der Totenhöhe und Höhe 422,1 NO′ und SO′ Willersdorf: Roter Porensandstein.

—
33. Steinbruch 400 m O′ Altenhaina: Oberes Konglomerat (Grenzsande) und Unterer Bausandstein.

Bl. Armsfeld: Nr. 4920
34. Wasserriß des Tiefenbaches, 1 km SSO′ der Braunauer Warte im O von Braunau: Unterer Bausandstein und Gelber Porensandstein.

—
35. R 35 11 39 / H 56 61 20; Wasserriß 200 m NW Pkt. 336,5, 2 km ONO′ Braunau und Lesesteine in der näheren Umgebung des Wasserrisses: Gelber Porensandstein.

Bl. Borken: Nr. 4921
36. Lesesteinprofil entlang dem Hardweg, wo dieser die Blattgrenze Armsfeld—Borken schneidet: Unterer Bausandstein.

Bl. Gilserberg: Nr. 5020
37. R 35 06 53 / H 56 45 94; Steinbruch 1,2 km SO′ Gilserberg: Unterer Bausandstein.

—
38. R 35 08 78 / H 56 45 86; Steinbruch 1 km O′ Treisbach: Unterer Bausandstein.

Aufschlüsse im Mittleren Buntsandstein:

Bl. Mengeringhausen: Nr. 4619
39. R 34 98 10 / H 56 90 43; Steinbruch (Sandgrube) am Westfuße der Matzenhöhe unmittelbar bei Pkt. 348,0, 1,2 km NNO′ Twiste (s. Abb. 3, Profil Twiste): Volpriehausener Sandstein mit toniger Zwischenschicht (diese mit Sandsteinkonglomerat). Darüber im Hohlweg an der Südseite des Bruches die Volpr. Tonsteinschicht.

—
40. R 34 99 31 / H 56 90 35; kleine Hangrutschaufschlüsse an der Böschung auf der Südseite des Tälchens 400 m W′ Gut Kappel, S′ Mengeringhausen: Volpr. Wechselfolge, tonreiche Wechselfolge mit Porensandsteinen.

—
41. R 34 99 55 / H 56 92 00; Hohlweg vom Sportplatz Mengeringhausen zum Pkt. 306,3, 400 m SO′ Mengeringhausen (Aufschlüsse in der Nähe der Bahnüberführung): Volpr. Wechselfolge, oberer Teil, Tonsteine mit Estherien.

—
42. R 34 99 66 / H 56 88 86; Aufschlüsse am Südfuß der Kappelhecke, 2 km O′ Twiste: Volpr. Wechselfolge.

—
43. R 34 99 24 / H 56 88 98; Aufschlüsse unmittelbar an der Böschung hinter dem Schuppen der Holzspulenfabrik Twiste: Volpr. Wechselfolge (z. T. gelbgrau verfärbt) und *Avicula*-Hauptschichten.

—
44. R 34 99 79 / H 56 92 44; kleiner Steinbruch 80 m östlich des Bahnviaduktes am Sportplatz in Mengeringhausen: *Avicula*-Sandstein.

Bl. Arolsen: Nr. 4620	45. R 35 01 65 / H 56 87 70; Steinbruch (Sandgrube) an der Straße Elleringhausen–Volkhardinghausen, 1 km O′ Elleringhausen: Volpr. Sandstein im Bruch unterhalb der Straße und Übergang zur Tonsteinschicht am nördlichen Straßenrande oberhalb des Bruches.
—	46. R 35 02 00 / H 56 87 85; Straßeneinschnitt 1,3 km O′ Elleringhausen der Straße nach Volkhardinghausen, Aufschluß an der Nordseite der Straße: Grobsandsteinschicht in der Volpr. Wechselfolge, 25 m über dem Volpr. Sandstein.
—	47. R 35 00 70 / H 56 84 91; Steinbruch am Westrand der Hünenburg, 1 km S′ Niederwaroldern: Volpr. Sandstein.
Bl. Korbach: Nr. 4719	48. Bei R 34 99 62 / H 56 81 29; Bahneinschnitt am Ostrand von Höringhausen: Volpr. Wechselfolge, in den Aufschlüssen an der Brücke in Tonsteinen viel Estherien.
—	49. Bei R 34 99 56 / H 56 80 64; Lesesteinhaufen entlang des Feldweges, ca. 300 m SO′ Hof Heide, 1 km S′ Höringhausen: Volpr. Wechselfolge, einzelne Sandsteine führen massenhaft die Schnecke *Turbonilla weißenbachi* J. WALTHER!
Bl. Waldeck: Nr. 4720	50. R 35 00 22 / H 56 80 12; Steinbruch (Sandgrube) 1,5 km N′ Sachsenhausen an der Bundesstraße 251: Volpr. Sandstein.
—	51. R 35 07 76 / H 56 76 42; verlassener Steinbruch (Sandgrube) 1 km O′ Netze, an der Straße nach Naumburg: Volpr. Sandstein, prielartige Rinne im Sandstein.

F. Schriftenverzeichnis

BACKHAUS, E.: Zur Neugliederung des Odenwälder Buntsandsteins und ein Vergleich mit Nordhessen und Thüringen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **7**, S. 292—313, Stuttgart 1960.

BEHREND, F. u. K. STAESCHE: Geol. Kte. v. Preußen, u. ben. deutsch. L., Lfg. **341**, Erl. z. Bl. Mengeringhausen, Berlin 1936.

BLANCKENHORN, M.: Erl. z. Geol. Kte. v. Preußen u. ben. deutsch. L., Lfg. 261, Bl. Schrecksbach, Berlin 1926.

BOIGK, H.: Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. — Geol. Jb., **76**, S. 597—636, 6 Abb., Hannover 1959.

DENCKMANN, A.: Erl. z. geol. Kte. v. Preußen u. ben. B.-St., Lfg. 116, Bl. Gilserberg, Berlin 1902.

DIENEMANN, W.: Das oberhessische Buntsandsteingebiet. — Jb. pr. geol. L.-A. f. 1913, **34**, II, S. 317—403, Berlin 1915.

GRUPE, O.: Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. — 4. Jber. nieders. geol. Ver., 1911, S. 1—102, Hannover 1911.

— Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. preuß. geol. L.-A. 1912, **33**, I, S. 397—421, Berlin 1914.

— u. W. PAECKELMANN: Geol. Kte. v. Preußen u. ben. deutsch. L., Lfg. 341, Erl. Bl. Marsberg, Berlin 1936.

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.

HERRMANN, A.: Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., **87**, S. 317—327, Wiesbaden 1959.

KLINGNER, F. E.: Stratigraphie des Zechsteins zwischen Korbach und Rhadern. — Jb. preuß. geol. L.-A., **57**, Berlin 1936.

KUPFAHL, H. G.: Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner Gebirge. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., **86**, S. 202—214, Wiesbaden 1958.

KUTSCHER, F.: Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandstein in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 88, S. 243—245, Wiesbaden 1960.

Laemmlen, M.: Der Buntsandstein auf Bl. Queck in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., **86**, S. 241—268, Wiesbaden 1958.

Leppla, A.: Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckschen. — Jb. pr. geol. L.-A. f. 1890, **11**, S. 40—82, Berlin 1892.

Meyer, H. L. F.: Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias. — Jb. pr. geol. L.-A., **31**, Berlin 1910.

Prager, H.: Die Perm-Trias-Grenze nördlich des Kellerwaldes. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 317—360, Berlin 1932.

Richter, G.: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raum. — Jb. Reichsstelle Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 283—332, Berlin 1941.

Richter-Bernburg, G.: Zwei Beiträge zur Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I. Waldeck, II. Nordsudeten. — Geol. Jb., **65**, S. 145—212, Hannover/Celle 1950.

— Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 843—854, Hannover 1954.

Richter, Rud.: Die unterscheidende Benennung von Stufe und Schicht. — Senckenbergiana, **19**, S. 116, Frankfurt/M. 1937.

Schindewolf, O. H.: Studien aus dem Marburger Buntsandstein, IV. — Senckenbergiana, **10**, S. 27—37, Frankfurt/M. 1928.

Schmidt, M.: Die Lebewelt unserer Trias. Öhringen 1928.

Seilacher, A.: Lebensspuren als Leitfossilien. — Geol. Rdsch., **49**, S. 41—50, Stuttgart 1960.

Stark, H.: Versuch einer Gliederung des Unteren Buntsandsteins und einer Feingliederung des Mittleren Buntsandsteins bis zu den Hauptgervillienbänken im Vogler und Homburgwald. — Geol. Jb., **72**, S. 315—324, Hannover 1956.

Stille, H.: Geolog. Spezialkarte v. Preußen usw. 1:25000, Bl. Kleinenberg mit Erl., Lfg. 70, Berlin 1904.

Vollrath, A.: Der Untere Buntsandstein zwischen Odenwald und Oberhessen. — Zbl. Mineral. usw., 1939 B, S. 263—277, Stuttgart 1939.

Walther, J.: Über die Fauna eines Binnensees in der Buntsandsteinwüste. — Cbl. Mineral. etc., S. 5, Stuttgart 1904.

Manuskript eingegangen am 20. 5. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 310—319	2 Abb.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen

1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges

Von

ERWIN SCHENK, Gießen

Mit 2 Abbildungen

Inhalt

Die Problematik 310
Die Bohrung bei Wahlen 311
Die Schichtenfolge 311
Die paläontologischen Befunde 313
Die Gliederung der Schichtenfolge 313
Die Altersfrage 314
Zur Tektonik 316
Zusammenfassung 318
Schriftenverzeichnis 319

Die Problematik

Bei seinen geologischen Aufnahmen am Nordrand des Vogelsberges hat BLANCKENHORN das ältere Tertiär aus Tonen, Sanden, Sandsteinen und Quarziten als eo- und unteroligozäne Bildungen (eos) zusammengefaßt und den Rupelton sowie den Unteren Melanienton als mitteloligozäne Ablagerungen (eom) getrennt dargestellt. Die Frage, ob eos und eom gleichzeitige, nur örtlich getrennte Faziesbildungen sind oder diese Sedimentfolge jene über- oder unterlagert, ließ er dabei offen (BLANCKENHORN 1931, S. 19). Diese Problematik blieb bestehen, obwohl er bereits Jahre vorher andere Blätter nördlich des Vogelsberges im niederhessischen Tertiär aufgenommen hatte.

In seiner Nachlaßarbeit gibt BLANCKENHORN (1950, S. 22) eine Gliederung, in der er wiederum die tertiäre Folge mit Unteren Quarzitsanden beginnen läßt, die er als Randbildung des Amöneburger Beckens auffaßt. Sie soll an einer Wechselfolge von Tonen, Sanden und Braunkohlen im Beckeninnern anschließen und mit einer Bohnerz-Verwitterungsrinde enden. Diskordant darüber sollen sowohl die feuerfesten Tone (Groß-Almerode, Fritzlar u. a.) als auch Unterer Melanienton und dann Septarienton, der von Oberem Melanienton überlagert sein soll, liegen. Mit Kasseler Meeressand, Glaukonitsanden im Norden, Arenbergschotter und Gail'scher Kaolinserie schließt nach BLANCKENHORN die Folge der oligozänen Ablagerungen. Eine oligo-miozäne

Zwischenstufe mit Oberen Quarzitsanden als Randfazies und Ton mit Braunkohlenflözen als Beckenfazies soll sie überlagern.

Indem BLANCKENHORN hierbei die Tone und Sande des Gießener Raumes in seine Gliederung einbezieht, betont er die Bedeutung der tertiären Abfolge am Nordrand des Vogelsberges für die Verbindung mit den Schichtenfolgen im südlichen Hessen, der Wetterau und des Mainzer Beckens. Zweifellos kommt der tertiären Schichtenfolge am Nordrand des Vogelsberges eine Schlüsselstellung für die Einordnung der Abfolgen im Vogelsberg und im Gießener Raum zu. Zu der BLANCKENHORNschen Gliederung hat UDLUFT (1950) eingehend Stellung genommen und dabei auf die unsichere Einordnung des (Unteren) Melanientones und seines Liegenden mit der Erzzone hingewiesen (UDLUFT 1950, S. 92).

Die Bohrung bei Wahlen

Von einer im Rupelton nördlich des Vogelsberges angesetzten Bohrung, die entweder die wasserführenden Sande im Liegenden des Melanientones oder aber das Grundwasser des Buntsandsteins erschließen sollte, konnte erwartet werden, daß sie auch Aufschlüsse über die tatsächliche Abfolge und die Lagerungsverhältnisse bringen würde. Die Bohrung wurde 1955 bei Wahlen zur Wassererschließung für die drei Gemeinden Arnshain, Gleimenhain und Wahlen auf Grund gutachtlicher Beratung durchgeführt. Sie wurde nicht nur ein wirtschaftlicher, sondern auch ein wissenschaftlicher Erfolg, da sie ein vollkommenes Profil vom Rupelton bis an die Basis des Tertiärs und in den überraschenderweise darunter angetroffenen Muschelkalk brachte. Damit wurde ein sicherer Anschlußpunkt gefunden für die Überprüfung der Kartierungen in der nördlichen Randzone des basaltischen Vogelsberges, zumal weitere Bohrungen der letzten Jahre in diesem Gebiet mitherangezogen werden können.

Die Bohrung wurde unter dem Basalt des Höhenzuges zwischen Arnshain und Wahlen am Nordrand der Ortschaft angesetzt. Der Ansatzpunkt liegt in ungefähr 320 m über N.N. In der top. Karte 1 : 25000 Blatt Neustadt Nr. 5120 ist seine Lage gekennzeichnet durch die Gitterwerte Rechts 350892 Hoch 563074.

Die Schichtenfolge

Erbohrt wurden folgende Schichten:

0,2 — 1,75 m gelblichbrauner Lehm, weiß und rostig gefleckt, ohne Kalkgehalt
— 3,45 m grünlichgrauer Ton, bräunlich gefleckt, kein Kalkgehalt
— 6,00 m dunkelgrauer Ton, stark kalkhaltig
— 8,00 m grauer staubsandiger Ton, stark kalkhaltig
— 10,00 m grauer dichter Ton, stark kalkhaltig
— 12,00 m dunkelgrauer Ton, kein Kalkgehalt
— 14,00 m dunkelgrauer Ton, etwas kalkhaltig
— 16,45 m dunkelgrauer Ton, stark kalkhaltig, mit kleinen Brauneisenkonkretionen und Schwefelkies
— 20,50 m grauer Ton, stark kalkhaltig
— 21,50 m gelblichgrauer Ton, staubsandig, sehr stark kalkhaltig mit kleinen Gipskristallen und Schalenbruchstücken von Melanopsis und Viviparus sowie von schwarzen glasigen Körnchen in feinen braunen Lagen
— 24,80 m hellgrauer Ton, stark kalkhaltig

24,80— 28,90 m hellgrauer Ton, staubsandig, kalkhaltig, mit bräunlichen Flecken, Brauneisenkonkretionen und Schwefelkies
— 30,40 m schwarzgrauer Ton mit hellgrauen feinen Bändchen, kein Kalkgehalt
— 30,80 m hellgrauer staubsandiger Ton, kein Kalkgehalt
— 34,80 m schwarzgrauer Braunkohlenton, kein Kalkgehalt
— 42,80 m hellbräunlichgrauer Ton, kein Kalkgehalt, staubsandig
— 43,50 m hellbräunlichgrauer Ton, kein Kalkgehalt, staubsandig
— 44,80 m hellbrauner staubsandiger Ton mit kleinen rostigen Flecken, kein Kalkgehalt
— 46,80 m grauer staubsandiger Ton, schwach kalkhaltig
— 50,80 m schwach toniger grauer Feinsand, 0,1—0,2 mm, kein Kalkgehalt
— 55,60 m desgl. schwach kalkhaltig
— 56,90 m grauer und bräunlicher Ton, dicht und staubsandkörnig, kein Kalkgehalt
— 62,60 m feinkörniger Quarzit, verkieselter Sandstein und ganz hellbräunlicher und weißer kaolinischer Staubsand
— 66,80 m toniger Staubsand und Feinsand mit verkieselten Sandsteinbänken. Staubsand in Zwickeln zwischen 0,2 mm großen Körnern.
— 68,30 m tonige Braunkohle mit Samenkörnchen
— 70,80 m tonige Braunkohle, sehr zahlreiche Samenkörnchen
— 73,60 m hellgrauer feinkörniger fester Sandstein und toniger Staubsand
— 78,80 m weißgrauer rostfleckiger toniger Staubsand und Ton mit einzelnen Braunkohlenputzen, kein Kalkgehalt
— 83,30 m grauer Staub- und Feinsand mit Tonlagen, kein Kalkgehalt
— 90,40 m weißgrauer und bräunlicher staubsandiger Ton, kein Kalkgehalt
— 91,40 m schwach toniger grauer Sand, 0,2—1,0 mm, kein Kalkgehalt
— 92,40 m grauer Feinsand
— 92,90 m hellbräunlicher Sand, wie vor, mit kaolinischen Tonlagen, kein Kalkgehalt
— 93,90 m bräunlichgrauer Feinsand mit Quarzit und Staubsandlagen, fast kein Kalkgehalt
— 94,90 m weißer Feinsand mit weniger als 0,2 mm Korngröße und Sandstein, kein Kalkgehalt
— 95,83 m desgl. blaßbräunlichgrau, kein Kalkgehalt
— 98,50 m desgl. Fein- und Mittelsand mit Korngrößen bis 0,5 mm max., kein Kalkgehalt
—102,80 m hellgrauer Sand bis 0,5 und 1 mm, kein Kalkgehalt
—103,80 m staubsandiger Ton, hellgrau, kein Kalkgehalt
—105,90 m dunkelgrauer Ton, kein Kalkgehalt
—106,90 m grauer Ton, stark kalkhaltig, mit Kalksteinbruchstückchen
—108,00 m desgl. Gesteinsfragmente, grau
—110,00 m desgl. eindeutig Muschelkalk
—112,00 m desgl. eindeutig Muschelkalk

Die tonige Schichtenfolge wurde bei rund 47 m Tiefe, d. i. 273 m über N.N., durchsunken. Die Basis der sandigen Abfolge wurde in rund 104 m Tiefe, d. i. 216 m über N.N., erreicht und ihr Liegendes, der Muschelkalk, von 214—208 m über N.N. erbohrt.

Für die Gründung der Bauwerke wurden im Gelände oberhalb der Brunnenbohrung kleine Bohrungen durchgeführt, wobei die grünlich-grauen Tone wiederum angetroffen wurden. Sie reichen demnach bis dicht unter den Basalt des Höhenrückens zwischen Wahlen und Arnshain.

Die paläontologischen Befunde

Herr Dr. Triebel war so freundlich, die gesamten Proben mikropaläontologisch zu untersuchen, wofür ihm auch an dieser Stelle bestens gedankt wird. Nach brieflicher Mitteilung vom 15. 12. 1955 ergaben sich folgende Befunde:

0,2 — 3,75 m	fossilfreie Quartärschichten
3,75— 20,5 m	Foraminiferen häufig:
	Spiroplectammina carinata
	Bolivina beyrichi
	Bulimina alsatica
	Robertina declivis
	Turrilina alsatica
	Eponides perlatus
	Cibicides dutemplei
	Pullenia bulloides
	Sphaeroidina variabilis
	und andere Arten
20,5 — 24,8 m	ohne Foraminiferen
24,8 — 28,9 m	*Spiroplectammina carinata*
	Cibicides dutemplei
28,9 —110,0 m	fossilfrei

Die Schichtenfolge von 3,75—28,9 m u. Fl. gehört demnach zum Unteren Rupelton (Spandelsche Gliederung, Spandel 1909).

Die Proben sind aufbewahrt im Hess. L. A. f. Bodenforschung, Wiesbaden, und im Senckenberg Museum, Frankfurt/M.

Die Gliederung der Schichtenfolge

Die quartäre Deckschicht hat eine Mächtigkeit von 1,75 m. Bis in 3,45 m Tiefe liegt durch Solifluktion umgelagertes Tertiär vor. Mit ihr beginnt eine Folge dunkelgrauer und dunkelgrünlicher, meist sehr kalkhaltiger Tone. Sie reichen bis in 28,9 m Tiefe. Darunter folgen fast 5 m kalkfreie schwarzgraue sehr tonige Braunkohlen mit einer ebenfalls kalkfreien 0,4 m starken Einlagerung von staubsandigem Ton. Sie liegt auf grauen und bräunlichgrauen fein- und staubsandigen Tonen, die z. T. etwas kalkig sind. Sie haben eine Mächtigkeit von rd. 22 m und reichen bis auf 56,9 m Tiefe (d. i. rd. 263 m ü. N.N.). Damit endet die kalkhaltige Schichtenfolge. Ihre Gesamtmächtigkeit bis unter den Basalt beträgt demnach etwa 70 m. Sie ist aufgeteilt durch die rd. 5 m mächtige Braunkohlentoneinlagerung.

Ein zweites Braunkohlenlager von nahezu 4 m Mächtigkeit tritt dann im Liegenden unter rd. 10 m weißgrauem Staub- und Feinsand mit Quarziten und Sandstein auf. Im Gegensatz zur Folge mit dem oberen Braunkohlenlager ist diese Folge völlig kalkfrei. Sie beschließt die kalkfreie Folge grauer, z. T. bräunlich verfärbter Feinsande und Tone bei 70,8 m Tiefe u. Fl., die darunter bis in 105,9 m Tiefe u. Fl. folgen und eine Mächtigkeit von 35 m haben. Quarzit ist ihr nur einmal eingeschaltet. Diese Folge liegt auf einem dunkelgrauen kalkfreien Ton von 1 m Mächtigkeit, der in einen an Kalksteinfragmenten reichen grauen Ton übergeht und nach einem weiteren Meter auf anstehendem Muschelkalk liegt, in den die Bohrung 4 m tief eindrang. Inzwischen haben

KOCKEL & TATGE (1955) durch Conodontenfunde in den Gesteinsproben Oberen Muschelkalk nachgewiesen. Die Deckschichten des Muschelkalkes stellen offensichtlich die alttertiäre Bodendecke dar, auf der die tertiären Sande abgelagert wurden.

Damit ergibt sich, daß eine Folge von 35 m feinstsandiger Tone und Feinsande mit Quarzit das unterste Glied des Tertiärs bei Wahlen am Nordrand des Vogelsberges bildet. Es sind (fluviatil)-lakustrische Sedimente, die mit einer Moorbildung abschließen, die ihrem Pollenbestand nach bereits in das Mitteloligozän zu stellen ist („Heskemer Bild", mündl. Mitteilung von Herrn PFLUG)[1]).

Die darüber liegende Repetition von Tonen und Feinsanden mit Quarzit, die ebenfalls mit Braunkohle, also einer Moorbildung, abschließt, jedoch im oberen Abschnitt z. T. kalkhaltig ist, sind als ebenfalls lakustrische, marin brackisch werdende Übergangsschichten zu der nun sehr kalkigen Folge des unteren Rupeltones aufzufassen. Auch die Pollen dieser Braunkohle weisen schon eine mitteloligozäne Flora aus. Da ein Transgressionskonglomerat an der Basis des Rupeltones fehlt, ist an eine langsame Überflutung eines weithin ebenen versumpften Landes zu denken, in dem es in Randzonen zur Ausfällung von Kieselsäure und damit zur Quarzitbildung kam.

Die Altersfrage

Bei Berücksichtigung der Sedimentationsvorgänge wäre die Grenze zwischen dem Rupelton und der Ton- und Quarzitsandfolge über dem unteren Braunkohlenlager zu ziehen. Da diese liegende Schichtenfolge noch in das Unteroligozän gestellt wird [BLANCKENHORN (1931), GRAHMANN (1958)], verbleibt für die Folge bis zum marinen Rupelton nur die Zeitspanne zwischen Mitteloligozän und Unteroligozän, was auch die Pollenanalyse letztlich zum Ausdruck bringt, d. h. Braunkohlenschichten und Melanienton wurden in der Übergangszeit zur marinen Entwicklung des Rupeltones abgelagert.

GRAHMANN (1958) hat auf Grund seiner Untersuchungen am Nordrand des Vogelsberges den Melanienton, den BLANCKENHORN (1931) bereits als Liegendes des Rupeltons von Arnshain bei Gleimenhain und Neustadt nachgewiesen und kartographisch ausgehalten hat, in der Bohrung Wahlen ebenfalls wiedererkannt. Im Bohrprofil[2]) begrenzt er ihn auf die Folge zwischen 18 und 33 m Tiefe unter Flur[3]). Nach der SPANDELschen Gliederung aber liegt die Untergrenze des Rupeltons bei 28,9 m Tiefe, wie die mikropaläontologischen Feststellungen von Herrn TRIEBEL ergeben haben. Das bedeutet, daß die als „Melanienton" im nördlichen Hessen ausgeschiedene Folge unter und über die mikropaläontologisch ausgewiesenen Grenzen des Rupeltons im Rhein-Main-Gebiet (nach SPANDEL 1909) reicht.

Auch nach den Beschreibungen des Melanientones durch BLANCKENHORN (1931, S. 187) gehören die durch die Schalentrümmer ausgezeichneten hellgrauen und gelb-

---

[1]) s. a. die inzwischen erschienenen Arbeiten von BROSIUS & GRAHMANN 1959.

[2]) In „Unterlagen zu den Exkursionen in das Mesozoikum und Tertiär der Hessischen Senke (Exk. B, D und F)." 110. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 1. bis 9. September 1958 in Marburg/Lahn.

[3]) Die absoluten Höhenangaben zur Bohrung sind unzutreffend; außerdem ist nur ein Braunkohlenflöz verzeichnet.

lichen Tone der Bohrung Wahlen zwischen 20 und 29 m zum Melanienton, während die Tone und Braunkohlen über den Sanden und Quarziten noch in das Unteroligozän zu stellen wären.

Aus dem Vergleich der Beobachtung Blanckenhorns und Grahmanns mit den Ergebnissen der Bohrung Wahlen ergibt sich somit, daß der („untere") Melanienton am Nordrand des Vogelsberges ein Übergangsglied des Unteroligozäns zum Mitteloligozän ist und gewissermaßen eine Fazies

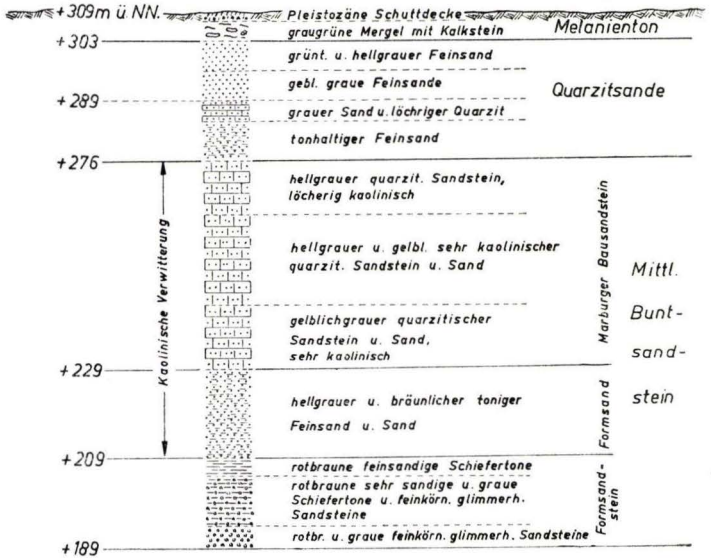


Abb. 1. Profil der Bohrung bei Dannenrod.

des vorrückenden Rupeltonmeeres darstellt. In Alsfeld selbst wurden an seiner Basis Kiesschichten erbohrt (Bohrung der Fa. Rockel), die eine Transgression andeuten.

Dieselben Verhältnisse konnten auch bei Dannenrod, von wo schon früh fossilführende Kalke und Melanienton beschrieben worden sind (Ludwig 1858, 1869, Blanckenhorn 1914, 1916), bei der Durchführung einer Bohrung zur Wassererschließung für den Ort (Abb. 1) festgestellt werden. Die Bohrung durchsank 20 m z. T. kalkhaltige tertiäre Tone und Sande und dann bis in 100 m kaolinisch zersetzten und verwitterten mittleren Buntsandstein. Bis in 120,2 m Tiefe wurden kräftig rotbraune Schiefertone und feinkörnige Sandsteine erbohrt. Die Bohrung weist damit die bisher größte Mächtigkeit der tertiären Verwitterungsrinde in Oberhessen aus. Ihre Bildung kann nur in die Zeit vor der Ablagerung der Quarzitsandserie fallen, von der sie nördlich, westlich und südlich des Ortes eindeutig überlagert wird. Eine ebenso große Mächtigkeit der Verwitterungsrinde ergab sich bei einer Bohrung beim Wasserbehälter auf der Höhe nördlich von Homberg an der Straße nach Dannenrod und östlich der Stadt. Den besten Einblick in die Überlagerung und den Übergang in den

Mittleren Buntsandstein gibt der Straßengraben östlich Homberg, der unmittelbar südlich an der großen Sandgrube vorbeigeht, sowie die dort liegenden alten kleinen Steinbrüche. Über diesen Sanden und Quarziten liegen auch westlich von Dannenrod die fossilführenden Tone und Kalksteine des Melanientones (– leicht zu sammeln auf den Äckern und gelegentlich in Baugruben im Ort –), die hier irrtümlich als Hangendes des Rupeltones und deshalb als oberer Melanienton (LUDWIG; BLANKENHORN 1915, 1916; WENZ 1922) bezeichnet worden sind. Das Profil zur Bohrung Dannenrod (Abb. 1) kennzeichnet die Lagerungsbeziehungen.

Daraus ergibt sich, daß bei Dannenrod und Homberg der Rupelton abgetragen und nur die untere Folge des Mitteloligozäns, der Melanienton, in Resten erhalten geblieben ist und die Quarzitsande überlagert.

Zur Tektonik

Die Bohrung Wahlen hat zutiefst Muschelkalk angetroffen, womit bei der Wahl der Bohrstelle nicht gerechnet worden war, da das Tertiär in der ganzen Umgebung auf Buntsandstein liegt. Zwar deuten die Aufbrüche von Paläozoikum bei Ruhlkirchen und Dammeshof eine bedeutende tektonische Störungszone an, doch beträgt die Entfernung von Wahlen bis zu ihr immerhin 3,5—4 km. Die Grenze des unteren Buntsandsteins liegt jedoch in Arnshain, und man möchte deshalb vermuten, daß die ihn im Westen begrenzende Verwerfung im Rücken zwischen Arnshain und Wahlen durchzieht und von dem Basalt, der sie als Aufstiegsbahn benutzte, überdeckt wird. Daß das Gebiet bei Wahlen von den Vertikalverschiebungen an dieser Störungszone betroffen worden ist, zeigt die Sandgrube südwestlich des Ortes. Hier sind die Schichten mit dem Quarzit nach Nordosten hin gekippt. Stark schüttende Quellen treten im Talgrund nordwestlich der Sandgrube auf, und es ist sehr wahrscheinlich, daß sie auf der tektonischen Störung hochkommen. Das tonige Tertiär liegt grabenartig zwischen dem sandigen mit dem Quarzit.

Die Erbohrung der Quarzitsande in Wahlen, die westlich der Ortschaft auf der Höhe liegen, läßt keinen Zweifel, daß die erbohrte Schichtenfolge in einem Graben liegt, der zwischen dem Paläozoikum und Unteren Buntsandstein vom Dammeshof und den Quarzitsanden auf dem Mittleren Buntsandstein westlich von Wahlen durchzieht. Dieser Graben enthält auch den Quarzitsand, Melanien- und Rupelton, der östlich vom Karbonaufbruch bei Ruhlkirchen unter dem Basalt der Höhen zwischen Ruhlkirchen und Ohmes zutage tritt. Damit ist die Richtung des Grabenverlaufes klar erkennbar (Abb. 2). Sie wird außerdem deutlich in der Erstreckung der Basaltvorkommen, deren Durchbruchstellen sich in Nordwestrichtung aufreihen. Die in Steinbrüchen aufgeschlossenen Deckenreste des Basaltes in dem Graben sind der jungtertiären Abtragung entzogen gewesen. Erst durch die quartäre Auflösung der Hochfläche sind sie wieder herausmodelliert worden.

Der Graben von Wahlen erweist sich damit als Fortsetzung der Bruchzone, die über Alsfeld, Lauterbach, Fulda zieht und den Lauterbacher Graben einschließt. Muschelkalk, Keuper, Quarzitsande, Rupel- und Melanienton kennzeichnen seine Teilschollen bei Brauerschwend, Renzendorf, Ohmes und Ruhlkirchen.

Ebensowenig wie beim Lauterbacher Graben handelt es sich bei Wahlen um eine echte Grabenbildung, sondern um eine Nebenerscheinung, d. h. Teilschollenbewegung

bei den Vertikalverschiebungen in einer tektonischen Störungszone ersten Ranges (SCHENK 1955). Das zeigt sich deutlich einmal in der Höhenlage des Mesozoikums, zum anderen in der tektonischen SW-Begrenzung des Kellerwaldes. Östlich der Störung liegt eine ausgedehnte Scholle mit Unterem Buntsandstein, während westlich von ihr Mittlerer Buntsandstein verbreitet ist. Zwischen dieser großen Randverwer-

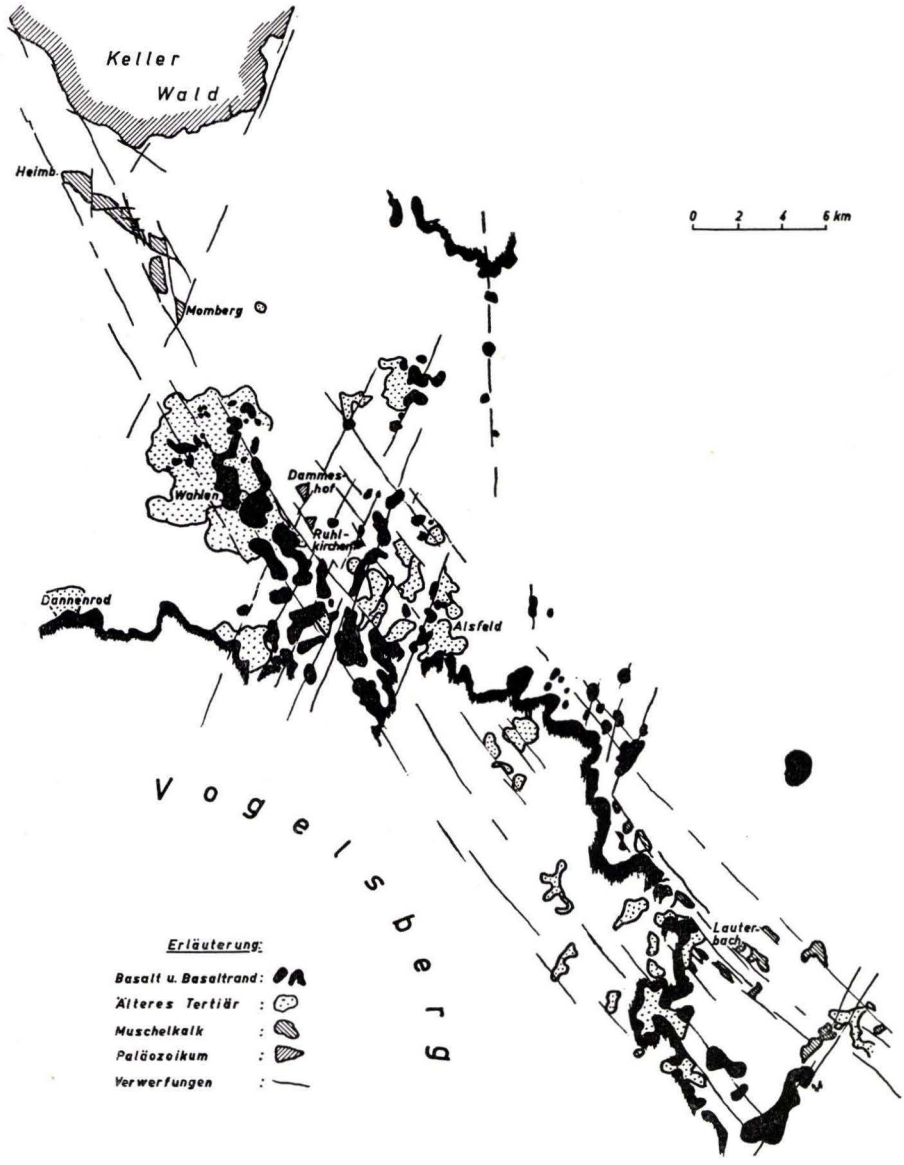


Abb. 2. Die Fortsetzung der Fulda-Lauterbacher Störungszone über Alsfeld und Wahlen bis Heimbach und an den Kellerwald.

fung und der Störungszone bei Wahlen reihen sich außerdem die gestaffelten Muschelkalkvorkommen von Momberg bis Heimbach auf, die ebenfalls nicht ganz treffend als „Gräben" bezeichnet worden sind.

Auch die Aufschlüsse in den Steinbrüchen bei Momberg und Heimbach zeigen antithetische Verstellungen und Zerlegungen der Kalksteinbänke, die den Teilschollenbewegungen über einer hier steil nach Südwesten fallenden Abschiebungsfläche genau entspricht und nicht einer lateralen Schollenbewegung, d. h. einer Dehnung, wie dies von STILLE und seinen Schülern dargestellt worden ist[4]). Dies gilt, wie ich immer wieder feststellen konnte, für alle hessischen Gräben.

Der Muschelkalk und das Tertiär von Wahlen sowie die Basalte dieses Gebietes gehören also der ganz Hessen durchquerenden großen tektonischen Störungszone an, die vom Rand der Frankenberger Bucht und des Kellerwaldes nach SO zieht, das Vulkangebiet des Vogelsberges durch die Lauterbacher-Fuldaer Störungszone begrenzt und durch die Rhön nach Südosten fortsetzt. Sie ist ein „Lineament" in Richtung varistischer Quertektonik und begrenzt die tieferliegende, d. h. abgesenkte Scholle mit der geschlossenen Basaltdecke des Vogelsberges im Nordosten und das Senkungsfeld der Frankenberger Bucht an ihrer SW-Flanke.

Zusammenfassung

Aus der Bohrung Wahlen ergibt sich eindeutig die Folge von unteroligozänem Quarzitsand, (unter- bis) mitteloligozänem Melanienton und mitteloligozänem Rupelton als älteste tertiäre Ablagerungen auf einer eozänen oder früh-oligozänen Verwitterungsrinde des Buntsandsteins und Muschelkalkes.

Der Melanienton ist Teil des Unteren Rupeltons und kennzeichnet als Fazies die mitteloligozäne Transgression. Die Melanientonvorkommen bei Dannenrod gehören keinem „Oberen-Melanienton" an, sondern sind Reste des untersten Mitteloligozäns, d. h. des Unteren Melanientons als Liegendes des im übrigen hier abgetragenen Rupeltons.

Die Quarzitsande im Liegenden des Melanientons liegen auch bei Dannenrod und Homberg/Ohm auf Mittlerem Buntsandstein, der irrtümlich von BLANCKENHORN als eo-oligozäne Bildung betrachtet worden ist[5].

Die tertiäre Sedimentfolge und die Basalte bei Wahlen liegen grabenartig versenkt in einer großen tektonischen Störungszone zwischen zwei, bzw. drei großen Schollen. Sie streicht in Nordwest-Richtung und ist ausgewiesen durch:

1. Die Aufbrüche von Paläozoikum bei Ruhlkirchen und Dammeshof.
2. Das Nebeneinander von Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Gebiet von Ruhlkirchen–Bernsburg einerseits und Kirtorf–Allendorf andererseits.

---

[4]) s. a. in der inzwischen erschienenen Arbeit von HOCH (1959, S. 157). Auch HOCH deutet die Tektonik des „Grabens" als Dehnungs- und Pressungsformen der kimmerischen Phase.

[5]) Diese Feststellungen wurden schon 1946 bei Brunnenschachtungen der Stadt in der Talsohle der Ohm unmittelbar westlich und nordwestlich der steilen Sandsteinhänge bei der Eisenbahnbrücke gemacht sowie bei den Bohrungen der Stadt Homberg 1949 und der Gemeinde Nieder-Ofleiden 1952.

3. Durch die Erbohrung von Muschelkalk bei Wahlen und die staffelförmige Anordnung der Muschelkalkvorkommen von Momberg bis Heimbach.
4. Durch die Versenkung von Muschelkalk, Keuper und Jura im Lauterbacher Graben als der Fortsetzung der Störungszone nach Südosten bis über Fulda hinaus.
5. Durch die Folge von Quarzitsanden, Melanien- und Rupelton und Basaltdeckenresten auf der oberen Stufe des Unteren Buntsandsteins neben Unterem Buntsandstein bei Seibelsdorf-Alsfeld.
6. Durch die Randstörungen an der SW-Flanke des Kellerwaldes.

Mit den Lauterbacher und Fuldaer Grabenbildungen im Südosten und den Abbrüchen zwischen Kellerwald und Frankenberger Bucht ergibt sich aus den Versenkungen des Tertiärs, Muschelkalkes und Basaltes bei Wahlen eine bedeutende, ganz Hessen durchquerende tektonische Störungszone in einer Richtung quer zum varistischen Gebirgsstreichen. Die Deformationen mit faltenartigen Verbiegungen und grabenartigen Einsenkungen sind keine Beweise für laterale, d. h. dehnende Schollenbewegungen und Zusammenschub (Pressung), sondern Begleiterscheinungen vertikaler Verschiebungen in der Grenzzone zwischen großen Schollen. Abgesenkt ist das ihr im Südwesten anliegende Gebiet mit Vogelsberg und Frankenberger Bucht.

Schriftenverzeichnis

Blanckenhorn, M.: Über Buntsandstein, Tertiär und Basalt in der Südhälfte des Blattes Ziegenhain. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **35**, 2, S. 581—621, Berlin 1916.

— Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen. — Sber. Ges. Förd. ges. Naturwiss. Marburg, **2**, S. 9—20, Marburg 1916.

— Erläuterungen Geol. Karte Preußen u. benachbarten deutsch. Länder, Lfg. **299**, Blatt Neustadt–Arnshain, Berlin 1930,
Blatt Kirchhain, Berlin 1930.

— Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 7—82, Wiesbaden 1950.

Carlé, W.: Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., **16**, 272 S., 4 Taf., 45 Abb., Hannover 1955.

Kockel, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Sammlung Geol. Führer, **37**, Berlin 1958.

— & U. Tatge: Erster Bohrungsnachweis von Muschelkalk durch Conodonten. — Erdöl u. Kohle, **8**, S. 617, Hamburg 1955.

Ludwig, R.: Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte d. Großherz. Hessen u. der angrenzenden Landesgebiete 1 : 50000, Sektion Alsfeld, Darmstadt 1869.

— Der Süßwasserkalk von Dannenrode im Vogelsberg. — Notizbl. Ver. Erdkunde etc., Darmstadt 1898.

Schenk, E.: Ein neues Muschelkalkvorkommen bei Angersbach und die Quertektonik des Lauterbacher Grabens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 205—219, 2 Abb., Wiesbaden 1955.

Spandel, E.: Der Rupelton des Mainzer Beckens. — Ber. Offenbacher Ver. Naturk., S. 43—50, 1909.

Udluft, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 83—100, Wiesbaden 1950.

Wenz, W.: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. — Wetterauische Ges. ges. Naturk. zu Hanau, Ber. f. d. Zeit 1909—1921, S. 1—82, Hanau 1922.

Manuskript eingegangen am 23. 2. 1961

| Notizb. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 320—330 | 4 Abb. | Taf. 18 | Wiesbaden, 21. 7. 1961 |

Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen

2. Das tertiäre Quarzitlager im Lumdatal nördlich von Gießen

Von

ERWIN SCHENK, Gießen

Mit 4 Abbildungen und der Tafel 18

Verbreitung 320
Stratigraphische Stellung 321
Die tektonische Zerlegung 322
Allgemeine Gliederung 322
Das Quarzitvorkommen am nördlichen Ortsrand von Treis 324
Das Quarzitlager am unteren Hang des Todten Berges 325
Das Quarzitlager im Norden des Todten Berges 327
Der Lagerteil im Kissel 328
Das Quarzitlager der Hassel 328
Das Daubringer Lager 329
Das Lager am Heibertshausener und Lollarer Kopf 329
Das Gesamtbild 330
Zusammenfassung 330
Schriftenverzeichnis 330

Verbreitung

Die Quarzite des Lumdatales sind nicht nur durch ihre technisch-wirtschaftliche Bedeutung bekannt, sondern auch durch die paläolithische Fundstelle, die in ihrem Blocklager bei Treis entdeckt worden ist (RICHTER 1925, KRÜGER 1958). Die Fragen nach der ursprünglichen Lage der Quarzitblöcke und den Vorgängen der quartären Auflösung des Lagers machten es erneut aktuell. Bei ihrer Untersuchung zeigte es sich, daß das Quarzitlager, das in seiner Ausdehnung und Höhenlage merkwürdig verteilt ist, die Ansatzmöglichkeit zu dem Versuch bietet, die Tektonik des Lumdatales zu entwirren.

Die geologische Aufnahme SCHOTTLER's (1913) zeigt das Quarzitlager als Bestandteil einer angeblich miozänen Schichtenfolge, die in einem schmalen, etwa 1200 m breiten Streifen nördlich von Treis in ungefähr N–S-Richtung zwischen dem Buntsandstein im Westen und der vulkanischen Decke des Tertiärs im Osten eingesenkt erscheint. Rund um den basaltischen Durchbruch des Todten Berges liegt es hoch in 250—300 m über N.N., bei Treis dagegen tief und nur wenig über der Talsohle

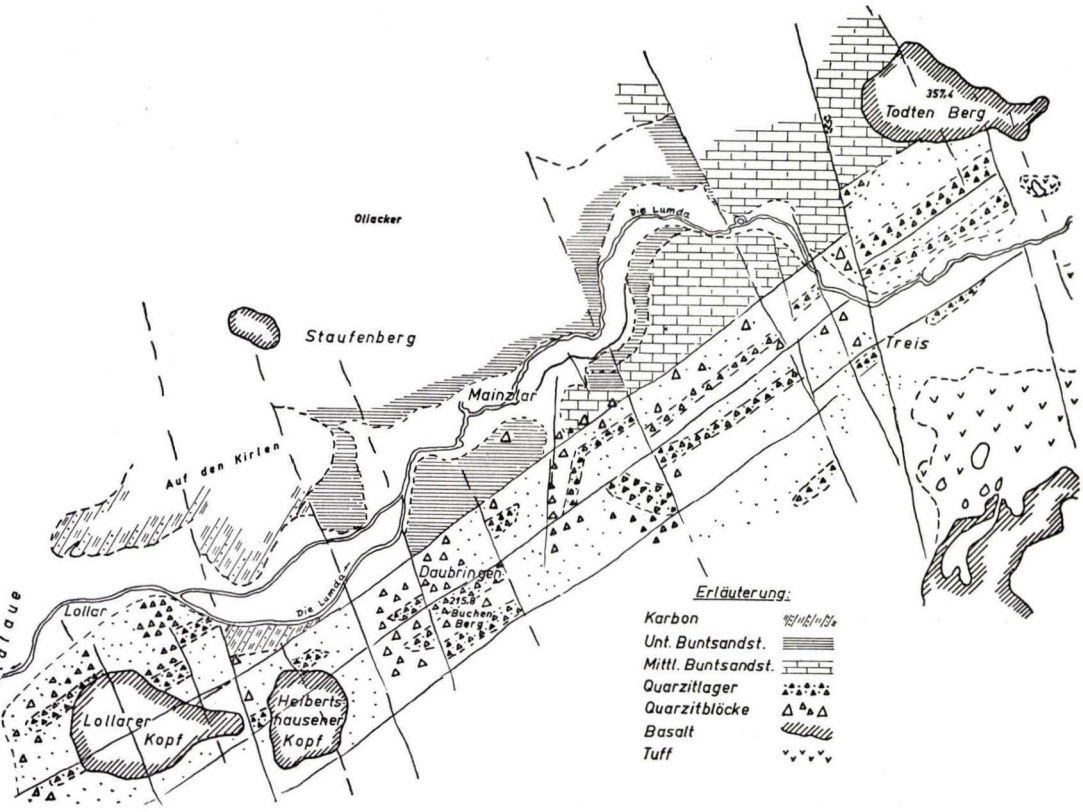


Abb. 1. Geologische Übersicht vom Lumdatal mit dem Quarzitlager zwischen Lollar und Treis.

in ungefähr 200 m über N.N. Es geht über die Lumda hinweg und dehnt sich hier dann in einem bis zu 1 km breiten und 7,5 km langen Streifen in NO–SW-Richtung bis an das Lahntal im Westen aus (Abb. 1).

Im stumpfen Winkel dieser Tertiärvorkommen liegt der Buntsandstein mit seiner unteren und mittleren Stufe als parallelopipedische Scholle, die im Westen im untersten Abschnitt des Lumdatales durch Verwerfungen an das Paläozoikum grenzt. Im Nordwesten tritt das Paläozoikum als Unterlagerung zutage. Die Abgrenzung der Buntsandsteinscholle kennzeichnet bereits tektonische Grundzüge, die auch SCHOTTLER nicht entgangen sind. Der angegebene Verlauf der tektonischen Störungen erscheint jedoch nach dem heutigen Wissen von der Mechanik der Bruchbildungen und Schollenbewegungen nicht überzeugend.

Stratigraphische Stellung

Unzutreffend ist auch die stratigraphische Einordnung des Lagers und der es umschließenden Schichtenfolge. Es sind feine weiße Sande (Taf. 18 Fig. 2) mit Lagen von Kies und sehr groben Schottern aus Gesteinen des Schiefergebirges und des Buntsandsteins, denen gelegentlich dünne tonige Schichten eingeschaltet sind.

Fossilien haben sie bis heute noch nicht geliefert. Nichtsdestoweniger ist ihre prämitteloligozäne Stellung dadurch gesichert, daß sie das tiefste Glied der tertiären Abfolge sind (Abb. 2) und von einer Schichtenfolge mit Oberoligozän überlagert werden (SCHENK 1961). Melanien- oder Rupelton ist im Lumdatal als Überlagerung der Quarzitsande bisher nicht nachgewiesen, und bei Gießen und Lich fehlt der Quarzitsand als Liegendes des Rupeltons. Im Raume des Lumdatales scheint die Folge demnach nach Süden keine Fortsetzung zu haben, während auch im Gebiet nördlich des Lumdatales, am Südrand des Amöneburger Beckens, die Quarzitsande das tiefste Glied des Tertiärs bilden, das von Melanien- und Rupelton überlagert wird. Durch eine Bohrung bei Wahlen und zwei andere bei Homberg/Ohm (SCHENK[1] u. 1961) konnten diese Fragen der stratigraphischen Stellung bereits vor einigen Jahren geklärt werden. Ähnlich wie in der Sandgrube in Neuhaus bei Homberg/Ohm liegen die Quarzitsande wahrscheinlich auch im Lumdatal unmittelbar unter den Schleichsanden. Im Profil des Hangelsteins schließen diese mit einem Konglomerat an der Basis des Cyrenenmergels ab (SCHENK[2]), während bei Leidenhofen Melanien- und Rupelton ihr Hangendes bilden. Mitteloligozäne Krustenbewegungen, die zur Regression des Rupeltonmeeres führten, scheinen damit angedeutet. Oberes Oligozän des Gebietes von Allendorf-Londorf (SCHENK[1]) begrenzt auch die Quarzitsande östlich der Scholle von Treis mit dem Todten Berg. Diese wäre demnach graben- und horstartig zugleich, d. h. eine Stufe der nach Osten absteigenden Schollentreppe. Ob nach Süden hin ein ähnlicher Stufenbau vorliegt, bleibt zu ermitteln.

Die Basis der Quarzitsande wird sowohl vom Paläozoikum als auch vom Mesozoikum gebildet. Zwischen Daubringen und Lollar liegen die Sande unmittelbar auf dem Karbon an der Holz-Mühle, bei Daubringen auf tief verwittertem unterem Buntsandstein und seiner Bodendecke, wie durch Bohrung und auch im Schürfgraben der Allendorfer Wasserleitung festgestellt worden ist (SCHENK[2]). Östlich von Mainzlar und südlich Treis ist die Auflagerung auf verwittertem und kaolinisiertem Mittlerem Buntsandstein in der Sandgrube aufgeschlossen (Sandgrube westlich Bösenborn und südlich Kissel). An der Straße im Tal steht östlich der Ortschaft Mittlerer Buntsandstein an, am höheren Hang liegt aber Sand und Quarzit, ebenso gegenüber auf der südlichen Seite der Lumda. Die Frage nach der stratigraphischen Einordnung der Quarzitsande ist damit auch für das Lumdatal beantwortet. Ihre Eingliederung in das Miozän (SCHOTTLER 1913) kann nicht länger vertreten werden.

Die tektonische Zerlegung

Allgemeine Gliederung

Das Quarzitvorkommen bei Treis mit der paläolithischen Fundstelle am SO-Hang des Todten Berges ist ein Teil jenes ursprünglich in sich geschlossenen, später tektonisch zerlegten Quarzitlagers in den mindestens 30 m mächtigen Sanden (Bohrung bei Daubringen, SCHENK[2]), das durch pleistozäne Blockfelder und Findlingsblöcke

[1]) Unveröffentlichtes Manuskript: Aquitan und Vulkanismus bei Allertshausen im Lumdatal nordöstlich von Gießen.

[2]) Unveröffentlichtes Manuskript: Die tertiären Schichtenfolgen des Hangelsteins bei Gießen.

vom Hang des Todten Berges über Treis und Daubringen bis Lollar zu verfolgen ist (SCHOTTLER 1913). Auch im Norden des Todten Berges tritt Quarzit in großen Blöcken und in Blockfeldern auf.

Einen Einblick in die primären Lagerungsverhältnisse gewähren im westlichen Raum nur die Steinbrüche südöstlich von Mainzlar in der Flur Nieder-Seilbach und am Buchen-Berg bei Daubringen. Im Steinbruch in der Niederseilbach fällt das etwa 4 m mächtige Quarzitlager mit deutlicher Schichtung und Bankung

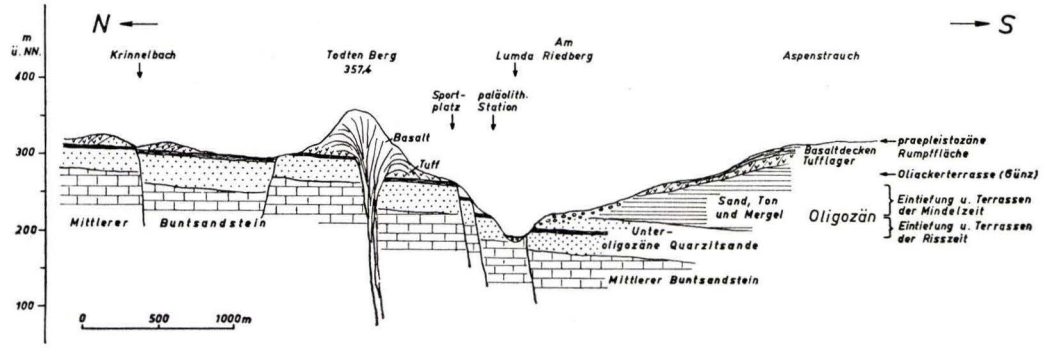


Abb. 2. Querprofil durch das Lumdatal bei Treis.

nach SO unter einem Winkel von etwa 3° ein. Durch die Bohrungen der Didier-Werke in Mainzlar ist die durchschnittliche Mächtigkeit des Lagers mit 3—4 m ermittelt worden. Die Bohrungen erlaubten auch, die Lagerungsverhältnisse festzustellen, und so ergab sich eine Schollengliederung des gesamten Vorkommens zwischen Todten Berg und Lollarer Kopf, wie sie in der hier wiedergegebenen Karte (Abb. 1) dargestellt ist.

In den einzelnen Schollen fällt das Quarzitlager stets unter einem sehr flachen Winkel nach SO, so daß die ausstreichenden Schichten heute der jungen Lumda zugekehrt sind. Die östliche Fortsetzung des Lagers liegt nördlich von Treis und im Hang südlich der Lumda. Auch hier sind die Schichtköpfe durch das Einfallen des Lagers nach Süden dem Lumdatal zugewendet. Im Steinbruch über der Gonsebach südlich von Treis sind über 4 m Quarzite mit etwa 3° Einfallen nach Süden aufgeschlossen. Am Buchenberg bei Daubringen (Taf. 18 Fig. 1) und in den alten Steinbrüchen nördlich Treis hat das Lager ebenfalls nur sehr flache Neigungen.

Unmittelbar am westlichen Ortsrand von Treis wird das Quarzitlager durch eine große NNW–SSO ziehende Verwerfung, die sich zudem mit anderen Verwerfungen hier schneidet, abgeschnitten. Die östliche Begrenzung bildet ebenfalls eine in ungefähr N–S-Richtung streichende Verwerfung. Sie schneidet das Lager bei der paläolithischen Fundstelle nach Osten hin ab, so daß weiter östlich kein Quarzit mehr zu beobachten ist.

Indem nun der Quarzit unmittelbar über dem Ort auftritt und auch im Norden des Todten Berges vorkommt, kennzeichnet sein Verbreitungsgebiet eine Scholle, die sich in NNW–SSO-Richtung erstreckt und von dem Basalt des Todten Berges durchbrochen und überdeckt wird (Abb. 1 und 2).

In dem Streifen von Treis bis Lollar südlich der Lumda ist das teils durch Blockfelder, teils durch anstehenden Quarzit erkennbare Lager in Schollen zerlegt, in denen es bald höher, bald tiefer liegt. Dadurch springen die Vorkommen teils nach Norden vor, teils nach Süden zurück. Die Verschiebungen sind nicht groß, aber deutlich genug, um die Verwerfungen, an denen sie erfolgten, ermitteln zu können.

Das Quarzitvorkommen am nördlichen Ortsrand von Treis

Baugruben, die in den letzten Jahren in Treis angelegt worden sind, sowie die aufgelassenen Sandgruben am Hang über dem Ort und das Auftreten der Findlinge ermöglichen es, eine klare Vorstellung über die Lagerungsverhältnisse des Quarzits am Südhang des Todten Berges zu entwickeln.

Die Baugruben wurden für eine größere Zahl von Häusern am westlichen und nördlichen Ortsrand in den letzten Jahren ausgehoben. In der tiefstgelegenen — wenig über der Straße von Mainzlar nach Allendorf — war nur eine über 2 m mächtige Schuttdecke aus sehr sandigem Lehm mit sehr viel plattigen Steinen des grobkörnigen, zum Teil gebleichten Hauptbuntsandsteins, gerundeten Basaltstücken und Quarzitbrocken aufgeschlossen. Etwas hangaufwärts aber wurden unter dem lehmigen Schutt bereits rotbräunliche sandige Solifluktionsmassen angetroffen mit Beimengungen von Quarzit-, Buntsandstein- und Basaltblöcken, Quarz- und Kieselschiefergeröllen, die offenbar dem Hauptbuntsandstein entstammen. Während im Grund des Tälchens am westlichen Ortsrand der rostbraune Sand über 2 m mächtig ist, folgen in dem Weg vom Tälchen zum Waldrand umgelagerte kaolinische Tone und Sande. Ob im Untergrund die kaolinische Verwitterungsrinde des Hauptbuntsandsteins ansteht oder Sande und Tone des Tertiärs vorliegen, läßt sich nicht entscheiden. Über den nordwestlichsten neuen Häusern ist im Straßengraben am Waldrand etwa 50 m über der Wegkurve die Überlagerung von Kaolintonen durch reinere Sande aufgeschlossen. Die Grenze zwischen ihnen liegt fast horizontal und wird von der lehmigen Schuttdecke mit viel Buntsandsteinbruchstücken schräg geschnitten. Bald darüber hört die Beimengung von Quarzitsteinen auf, so daß das Quarzitvorkommen auf die Höhenlage zwischen 230 und 240 m über N.N. eingeengt werden kann. Im Wald westlich des hier zur Höhe führenden Weges ist nur noch Hauptbuntsandstein im Schutt zu finden, während östlich von ihm auch Basaltgesteine zu beobachten sind. Zersetzter Basalttuff tritt weiter im Norden bei der Wegespinne neben Mittlerem Buntsandstein auf. Damit ist der Verlauf der NNW streichenden Verwerfung gekennzeichnet.

In den Baugruben über dem Begräbnisplatz war unter einer sehr geringmächtigen lehmigen Schuttdecke grobkörniger rostbrauner Sand mit kleinen und größeren Quarzitbrocken über kaolinisch-tonigen grauen Sanden erschlossen. In der etwas höher gelegenen aufgelassenen Sandgrube nördlich der Feldscheune steht in scharfen, ziemlich reinen Sanden eine Restscholle der mächtigen Quarzitplatte an. Sie liegt in einer Höhe von ungefähr 220 m über N.N., etwa 5 m über der bis zum Begräbnisplatz reichenden Verebnungsfläche (Rest der Hauptterrasse) in 210—215 m über N.N., die als Saum am Hang nach Osten weitergeht.

In einer östlich benachbarten, ebenfalls noch aufgeschlossenen Grube steht der Quarzit an. Es sind sehr große Blöcke, die in der Nordwand der Grube freigelegt und

von steilen, nach Südwesten und Osten fallenden Klüften durchsetzt sind. Ehe man den von Süden nach Norden durch den Sandacker führenden Weg erreicht, ist schließlich in der Nordwand einer dritten Grube das geschlossene Lager mit sehr flachem Einfallen nach Südwesten zu sehen. Es liegt hier in etwas mehr als 230 m über N.N. SW–NO streichende Kluftflächen, die steil nach SO fallen, treten als glatte Wände hervor, durchsetzt von Klüften in nord-südlichen Richtungen. Die Untergrenze des Quarzites ist nicht zu erkennen. Die sichtbare Mächtigkeit beträgt etwa 2 m. In nordöstlicher Richtung scheint sich die Fortsetzung des Lagers hangaufwärts als kleine Geländestufe anzudeuten. Ihr folgend erreicht man kurz vor der Waldecke beim Sportplatz in alten Steinbrüchen wieder anstehenden Quarzit in etwa 4 m Mächtigkeit. Durch große Spalten in Nordwest-, Nordost- und Nordrichtungen ist er in große Blöcke zerlegt. Viele steile und schräge Klüfte durchsetzen außerdem in 0,15—1 m Abstand das Lager.

In dem Bruch oberhalb des Weges steht unter einer gebänderten Decke von Solifluktionsschutt der Quarzit wieder an. Die Quarzitbank setzt im Osten an einer NW–SO streichenden Verwerfung ab. Die Vorkommen beim Sportplatz sind unzweifelhaft Teile des geschlossenen Quarzitlagers, das hier in 240—250 m über N.N. liegt. Den besten Einblick gewähren die alten Brüche im Wald unterhalb des Sportplatzes. Das hier über 4 m mächtige Quarzitlager ist vom steilen Südosthang aus angefahren worden. Es fällt mit 1—3° nach SSW ein und ist durch zahlreiche Klüfte und Spalten in NW- und NO-Richtung gesetzmäßig zerlegt. Zusätzlich ist ein ungefähr N–S streichendes Bruchsystem mit kleinen Versetzungen vorhanden. Die tektonische Aufteilung und Zerlegung bestimmte auch den Abbau und die Gewinnung, indem die durch Spalten begrenzten Blöcke herausgelöst wurden, so daß heute eine große Nische vorliegt mit an Quadern vorspringenden Wänden.

Die Steinbruchaufschlüsse hier am Hang geben zu erkennen, daß ein Zusammenhang besteht mit den Vorkommen im Südwesten unmittelbar über dem Ort, und außerdem, daß das Lager sich unter dem Sportplatz nach Norden hin ausdehnen muß, während es über dem nach Südosten abfallenden Steilhang weiter östlich in 260—265 m über N.N. in die Luft ausstreicht, obwohl es hangabwärts einfällt.

Dieser Ausbiß bestimmt die nördliche Grenze der Verbreitung der Quarzitblöcke am Südost- und Südhang des Todten Berges. Dabei überschreitet der Quarzit nicht das im Zuge der Gemarkungsgrenze zwischen Treis und Allendorf am Südhang des Todten Berges hinaufführende Tälchen, also die Linie, die auch das Quarzitvorkommen mit der paläolithischen Fundstelle nach Osten hin abschneidet. Die kleinen und großen Blöcke am Hang über dem Quarzit der paläolithischen Station stammen also zweifellos von dem Ausbiß des Lagers in 240 bis 265 m über N.N. (Taf. 18 Fig. 3 u. 4).

Das Quarzitlager am unteren Hang des Todten Berges

Der nicht abgebaute und überdeckte Teil eines geschlossenen Lagers, in tieferer Lage als bisher beschrieben, steht in dem Steinbruch über dem Friedhof an. Während in der letzten, ca. 5 m tiefen Sandgrube, unmittelbar am Nordrand des in 205—215 m über N.N. liegenden Friedhofes, gelblich-graue, zum Teil tonige Sande noch etwas aufgeschlossen sind, steht in der Grube über dem dort von Westen nach Osten füh-

renden Weg der Quarzit an, und zwar in seiner ganzen Mächtigkeit. Seine Untergrenze in der Tiefe der Grube liegt in 200—205 m über N.N. Sie ist wulstig und gewellt. Dem Sand im Liegenden sind kaolinische Tone und Geröllschichten eingeschaltet, die zum Teil mit dem Quarzitlager verbacken sind. Sie führen sehr große und viele kleine Gerölle von Hauptbuntsandstein, aber auch aus Quarz und Kieselschiefern, ganz ähnlich den Geröll-Lagen in der Sand- und Quarzitgrube bei Neuhaus bei Homberg a. d. Ohm. Zum Teil sind sie von der Quarzitisierung erfaßt und so mit dem Quarzitlager an der Basis verbacken worden. Das Lager fällt nach Süden mit über 5° ein und ist stark zerklüftet. Gelbgraue Sande bilden auch das Hangende.

In den Baugruben darüber sind nur tonige Solifluktionsmassen, mit vielen Quarzitblöcken vom höheren Lager, unter lehmiger Solifluktionsschuttdecke aufgeschlossen. Die Höhendifferenz zwischen dem unteren und oberen Quarzitvorkommen beträgt 40—50 m.

Da die Bohrungen und Aufschlüsse im ganzen Raum der Quarzitvorkommen von Treis bis Lollar nur ein Lager zu erkennen geben, kann es sich auch bei Treis nur um dasselbe Lager handeln und nicht um zwei innerhalb einer mächtigen sandigen Folge.

Hierfür spricht auch die Distanz von seiner Basis bis auf den Buntsandstein. Die Repetition des Quarzitlagers muß daher durch eine Verwerfung verursacht sein, die am Nordrand der Ortschaft in NO–SW-Richtung entlangzieht. Sie hat das Lager zerlegt, getrennt und unmittelbar nördlich des Friedhofes den südlichen Teil abgesenkt. Nach SW läßt sich der Ausstrich des Quarzitlagerw bis fast an die Straße Mainzlar–Allendorf verfolgen, wobei es auf etwa 200 m über N.N. absinkt.

Der Blockbestreuung (Taf. 18 Fig. 3 u. 4) nach Nordosten hin folgend, gelangt man in das Gebiet der paläolithischen Fundstelle, wo die gewaltigen Blöcke auftreten, die zur Zeit des Steinbruchbetriebes in einem Felsenmeer lagen. Die merkwürdige, mit einem geschlossenen einheitlichen Lager nicht harmonierende Lagerung des Quarzites über den Fundstellen (Grotte I—IV) ließ immer fraglich erscheinen, inwieweit überhaupt Quarzit in ursprünglicher Lagerung vorliegt. Hier erscheint alles verlagert, obwohl im westlichen Steinbruchaufschluß eine fast durchgehende Bank über weißen Sanden liegt (Taf. 18 Fig. 5). Sie fällt nach Südwesten mit ungefähr 5° ein, d. h. zum Lumdatal hin. Das Lager steigt nach Nordosten entsprechend an, so daß der Quarzit am östlichen Rand des Steinbruchs schon etwa 2 m höher liegt als in der westlichen Wand. Dieser Lagerteil mag als Scholle durch Frostwirkung und Solifluktion etwas gelockert und verlagert worden sein. Jedenfalls aber ist er ein Teil des in sich geschlossenen unteren, d. h. durch Verwerfung abgesenkten Quarzitlagers, das sich vom Ort bis fast zur östlichen Gemarkungsgrenze hinzieht. Seiner Lagerung entsprechend muß es in den Berg hinein ansteigen, also unter der Terrassenfläche liegen, die sich über der Fundstelle nach Norden hin ausdehnt und dort den Fuß eines Steilhangs bildet. Die Fortsetzung des Lagers findet man aber an der oberen Kante des Steilhanges. Hier muß also die trennende Verwerfung durchziehen, an der die Quarzitscholle, die den paläolithischen Fundplatz beherbergt, abgesunken ist. In Verbindung mit den Befunden nördlich des Friedhofes ergibt sich eine Nordost streichende tektonische Störung. Nach Südwesten setzt sie über das Lumdatal am Westrand von Treis fort und begrenzt bis über Daubringen hinaus das südlich an ihr im „Hassel" und „Bösenborn" ansetzende Quarzitlager. Es ist also keine kleine Verwerfung, die das Quarzit-

vorkommen der Fundstelle von dem höheren Lager trennt, sondern eine das ganze Lumdatal etwa von Nordeck bis Lollar beherrschende tektonische Störungszone.

Der Vollständigkeit halber und zur Überprüfung der gewonnenen Vorstellung über die Ausdehnung des Lagers ist auch das Vorkommen im Norden des Todten Berges zu berücksichtigen.

Das Quarzitlager im Norden des Todten Berges

Folgt man der westlichen Schollengrenze nach Norden, so trifft man am Roßberg wieder auf Quarzit in mächtigen Blöcken. Schürflöcher und Geländegestaltung ver-

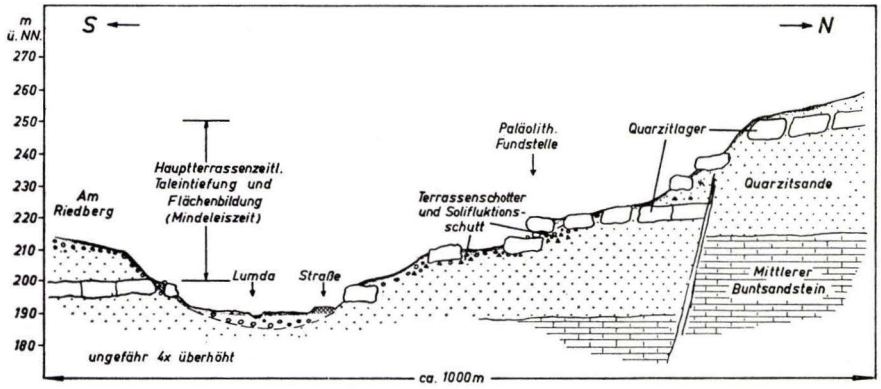


Abb. 3. Querprofil durch das Quarzitlager mit der paläolithischen Fundstelle am Todten-Berg bei Treis.

gewissern, daß das Quarzitlager hier nach Norden in die Luft ausstreicht und die tiefer liegende, bis zur Talsohle der Zwester Ohm reichende Blockstreuung hier ihren Ursprung hat. Der Ausbiß muß in mindestens 300 m über N.N. liegen und sich längs der von SCHOTTLER (1913) festgestellten NNW streichenden Verwerfung hinziehen. Südlich Roßberg liegt er in dem Steilhang über dem in O–W-Richtung verlaufenden Weg bei Punkt 302,1 der topographischen Karte Blatt Allendorf. In der „Viehweide" liegt der südliche Rand des Quarzitlagers an der Verwerfung gegen den Buntsandstein in 293 m. Bis an den nördlichen Basaltrand des Todten Berges und nordöstlich davon ist Quarzit im Hangschutt und in Blöcken in ungefähr 290 m über N.N. zu finden.

Die östliche Grenze der Quarzitverbreitung im Norden des Todten Berges fällt mit der Fortsetzung der östlich von der paläolithischen Fundstelle vorbeiziehenden tektonischen Störungszone zusammen. Östlich von ihr liegt jüngeres Tertiär (SCHOTTLER 1913) mit Tonen, Kalksteinen und Tuffen, die schon dem ausgehenden Aquitan und dem Burdigal-Helvet angehören (SCHENK[1]). Die Kalke treten in der Struth und vor allem am Nordhang des Leidenhofer Kopfes (KAYSER & PAECKELMANN 1915) zutage. Demnach ist also auch hier die östlich angrenzende Scholle abgesenkt. Frühvulkanische Tuffe decken sowohl das ältere wie das jüngere Tertiär hier zu, indem sie sowohl eine 5—10 m mächtige Deckschicht auf der Hochfläche in rund

300 m über N.N. nördlich des Todten Berges als auch die Unterlagerung des Basaltes im Nordosten des Todten Berges bis über Winnen und Nordeck hinaus in 250—290 m über N.N. bilden.

Die Verbindung des nördlichen Quarzitvorkommens mit dem südlichen, in den Steinbrüchen beim Sportplatz aufgeschlossenen Lager ergibt einen Einfallswinkel von nicht mehr als 3—5° nach Süden oder Südosten.

Die Quarzitplatte ist also nur bei Treis abgesenkt, und zwar im Zuge der großen SW–NO streichenden Störungszone des unteren Lumdatales. Es ergibt sich damit, daß der paläolithische Fundplatz in einem selbständigen, in sich geschlossenen Teil des Quarzitlagers liegt. Während es vom höheren Lagerteil mit einer Blockstreuung überdeckt wurde, entwickelte sich aus ihm selbst bei der weiteren Eintiefung des Lumdatales und der dabei erfolgenden Unterspülung des flach nach Süden einfallenden Lagers schon während der Hauptterrassenzeit ein Felsenmeer. Sowohl während der verschiedenen Phasen der Mindeleiszeit als auch während der Riss- und Würmvereisungen müssen die Blöcke sich aus dem anstehenden Lager gelöst haben und beim Verschwinden des Dauerfrostbodens bewegt worden sein (Abb. 3). Mehrfach müssen sie auch von Löß überdeckt und wieder freigelegt worden sein.

Der Lagerteil im Kissel

Das zu einem Blockfeld aufgelöste und zum großen Teil ausgebeutete Quarzitlager liegt ungefähr im selben Niveau wie der Quarzit am Fuß des Todten Berges über Sand und Buntsandstein, wie in der Böschung über der Bahn südlich der Lumda in alten Gruben zu beobachten ist. Es fällt hier bergwärts nach Süden und trägt die tertiäre Schichtenfolge vom Hang des Aspenkippel. Westlich der Gonsebach liegt es aber höher und der Ausbiß über dem Buntsandstein auch weiter nördlich. Die Verwerfung, die östlich an Treis vorbeigeht, setzt durch das Gonsebachtal nach SSO fort. Der Buntsandstein ist unter der Sohle der großen Sandgrube südlich Kissel in den Wegen bei 210 m über N.N. aufgeschlossen. Das Quarzitlager liegt hoch darüber und tritt durch Blockstreuung erst in 245—250 m über N.N. zutage. Ein anderer Ausbiß mit Einfallen nach Süden liegt aber nördlich der Sandgrube westlich vom Kissel ungefähr 225 m über N.N. Damit ergibt sich eine dritte Verwerfung in NO–SW-Richtung. Sie verläuft durch das Lumdatal bei Treis und bildet die südliche Begrenzung des Quarzitlagers mit der paläolithischen Station.

Das Quarzitlager am Hassel

Unmittelbar südlich des Werkes der Firma Didier steht der Quarzit im Hang an. Das Ausbeißen des Lagers im Tälchen gab hier den Anlaß zu seiner Ausbeutung. Es fällt nach Süden ein und verschwindet deshalb in der Talsohle. Gleichzeitig aber erscheint auf dem Gipfel der Hassel und südwestlich davon am Rand der Hochfläche ein neuer Ausbiß. Er läßt sich verfolgen bis zur Flur „Auf der Sandgrube". Südlich vom Hassel tritt das Lager noch einmal in einem Steinbruch zutage. Nach Osten ist es ebenso scharf begrenzt wie in dem alten Steinbruch südlich des Werkes. Beide Grenzen sind tektonisch bedingt, und zwar durch Verwerfungen in ungefähr N–S-Richtung, während die NO–SW-Störungen zweimal den Ausbiß über dem Lumdatal bestimmen (Abb. 4).

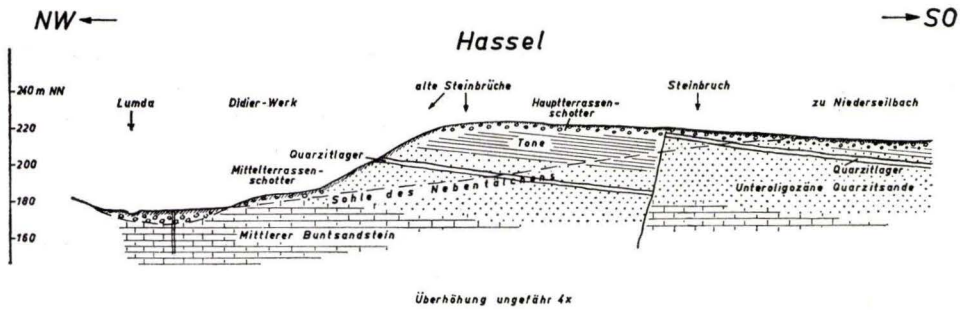


Abb. 4. Querprofil durch das Quarzitlager südlich der Didier-Werke bei Mainzlar.

Das Daubringer Lager

Östlich von Daubringen stößt das Blockfeld des Quarzitlager unmittelbar an den Unteren Buntsandstein bei fast horizontaler Lagerung in weniger als 210 m über N.N. Auf dem Gipfel des Buchen-Berges liegt es in fast 220 m über N.N. (Taf. 18 Fig. 1 u. 2). Südlich des Buchen-Berges ist im Eingang zur kleinen Sandgrube das Quarzitlager an einer Verwerfung mit etwa 15—20 m Sprunghöhe aufgeschlossen. Die Störung streicht in nordöstlicher Richtung. Am Westhang des Buchen-Berges liegt das Lager ebenfalls tiefer. Auf die hier durchziehende Verwerfung, die im Ort den Buntsandstein abschneidet, wurde 1955 die Bohrung zur Wassererschließung (Abb. 1) angesetzt, die mit ihrer ganz außergewöhnlichen Ergiebigkeit die Existenz der Verwerfung bestätigt. Ihr parallel geht eine weitere NNW–SSO streichende Verwerfung, die durch das bei Daubringen ausmündende Tälchen zieht und nördlich der Lumda Karbon und Buntsandstein nebeneinander bringt. Nach Süden ist das Lager begrenzt durch die NO streichende Verwerfung, der südlich Cyrenenmergel anliegt (SCHENK[2]). Die Nordgrenze ist durch die Verwerfung gegen den Buntsandstein offenkundig.

Das Lager am Heibertshausener und Lollarer Kopf

Nur an der Westseite des Basaltkegels ist das Lager in ungefähr 210 m über N.N. als Rest erhalten. Der Ausbiß muß also hoch gelegen haben. Im Süden ist es ebenso tektonisch begrenzt wie im Norden, wo das Karbon zutage tritt.

Die gleiche Verwerfung begrenzt das Lager im Süden am Lollarer Kopf, indem es an der das Karbon westlich begrenzenden Verwerfung nach Norden vorspringt. Bei Bohrungen am Nordhang des Basaltdurchbruches wurde es ebenso erbohrt wie am Westhang (SCHENK[2]). Das jetzt bebaute Gelände mit den früheren Quarzitgruben kennzeichnet den Ausbiß des Lagers in 190—200 m über N.N. Südlich der Brücke über die Lumda blieb eine Bohrung 20 m tief im Quarzitsand. An der Südseite muß das Quarzitlager beträchtlich abgesenkt sein, denn hier fehlt jede Spur von ihm. Außerdem springt es an der Westseite des Lollarer Kopfes nach Süden zurück, wodurch eine den Basalt durchsetzende Störung angedeutet ist. Im Gebiet des Hangelsteins konnte sie nachgewiesen werden (SCHENK[2]).

Das Gesamtbild

Die Ausbisse und unterschiedlichen Höhenlagen des Quarzitlagers sowie seine restlichen Blockfelder geben sehr klar eine bedeutende tektonische Störungszone zu erkennen, die bei wechselnder Einfallsrichtung in mehreren parallel streichenden Verwerfungen in NO–SW-Richtung den Verlauf des Lumdatales von Lollar bis über Nordeck hinaus bestimmt. Durch diese Staffelung ergeben sich Bilder, die schmalen Gräben ähneln, wie sie häufig in den breiten Tälern des mittleren Hessens und bis zur Kinzig hin zu beobachten sind. Sie sind aber nur Begleiterscheinungen, die in Randzonen von großen Schollen bei vertikaler Verschiebung und als antithetische Brüche und Schollenbewegungen der Hauptbewegung eingefügt sind. Hier sind sie die Folge der Absenkung der südlich anliegenden Großscholle.

Die Lumdatal-Störung, wie die NO–SW streichende Verwerfungsstaffel genannt sein mag, wird von einer Schar NNW–SSO streichender Verwerfungen gekreuzt, an denen jeweils die östlich anliegenden Schollen abgesenkt sind. Aber auch hier treten schmale grabenartige Einsenkungen auf, wodurch das ausstreichende Band des Quarzitlagers vor- und zurückspringt. Insgesamt ergibt sich durch die Stufung der Schollen von Westen nach Osten und von Norden nach Süden eine generelle Einsenkung nach Südosten. Eine Beziehung zum Vulkanismus könnte darin verborgen sein.

Zusammenfassung

Die Daubringer Quarzitsande sind der älteren Serie der Quarzitsande am Nordrand des Vogelsberges gleichzustellen und in das Unteroligozän einzuordnen. Höheres Oligozän liegt ihnen durch tektonische Störungen im Lumdatal an, während sie in der weiteren Umgebung von ihm überlagert werden.

Das Lumdatal wird von NO–SW streichenden Verwerfungen durchzogen, die einer bedeutsamen Schollengrenze zwischen Nieder- und Mittelhessen zuzuordnen sind und ein bisher problematisches Bild von sich in Tälern erstreckenden schmalen Gräben erklären.

Gequert wird diese Störungszone von einem System NNW–SSO streichender Verwerfungen, an denen ein stufenförmiger Abstieg nach Osten erfolgt. In Verbindung mit der Lumdatalstörung ergibt sich hieraus eine vielleicht vulkanologisch bemerkenswerte Gesamtabsenkung nach Südosten.

Schriftenverzeichnis

KAYSER, E. & W. PAECKELMANN: Bl. Niederwalgern mit Erläuterungen der Geol. Kte. Preußen u. ben. Bundesstaaten, Lfg. **212**, herausgegeben von der kgl. preuß. geol. L.-A., Berlin 1915.

KLÜPFEL, W.: Neugliederung des Westdeutschen Tertiärs. Tabelle. Verlag Konrad Trilsch, Würzburg-Anmühle 1941.

SCHENK, E.: Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und ihre Bedeutung für die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 310. Wiesbaden 1961.

SCHOTTLER, W.: Bl. Allendorf (a. d. Lumda) mit Erläuterungen zur Geol. Kte. Großherzogtum Hessen 1 : 25000, herausgeg. durch Großherzogl. Min. des Innern, Darmstadt 1913.

Manuskript eingegangen am 23. 2. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 331 | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Corbiculaschichten östlich von Hainstadt am Main

Von

FRITZ HÄUSER, Windecken

Bei Baggerarbeiten im Mainbett – Schnittpunkt Fluß mit Gitterlinie 97 und westlich – wurden Corbiculaschichten angeschnitten. Das geförderte Material[1]) enthielt mehrere wohlerhaltene Exemplare kleiner Fische, die zur weiteren Bearbeitung Oberstudienrat Professor Dr. WEILER, Worms, übersandt wurden. Aus den benachbarten Vorkommen sind nach den Angaben v. REINACHS und W. SCHOTTLERS *Alburuus miocaenicus* KINK., *Tinca francofurtana* und *Gobius francofurtanus* bekannt. Die vorliegenden Stücke sind von der letzteren Art.

In den gelben bis grünen z. T. sandhaltigen Mergeln und in den hell- bis dunkelblaugrauen, leicht spaltenden, ebenfalls sandigen und bituminösen Schiefern sind Braunkohlen eingeschlossen. Sehr reichlich enthalten alle Schichten Mollusken: *Hydrobia elongata*, *Hydrobia obtusa*, *Congeria brardi*. Häufig finden sich Gehörsteinchen, Wirbel, Flossenstrahlen und Gräten.

Schriftenverzeichnis

HÄUSER, FRITZ: Die Hanau-Seligenstädter Senke. Hanau 1954.
v. REINACH: Erl. z. geol. Spez. Karte v. Preußen; Bl. Hanau 1899.
SCHOTTLER, WILH.: Erl. z. geol. Spez. Karte v. Hessen; Blatt Seligenstadt 1922.
WENZ, WILH.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. 351 S., 518 Abb., 41 Taf., Heidelberg 1921.

[1]) Die Fische wurden von den Kindern Irmgard und Fritz Dieterich gefunden.

Manuskript eingegangen am 2. 11. 1960

| Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 332—359 | 4 Abb. | 6 Tab. | Taf. 19—20 | Wiesbaden, 21. 7. 1961 |

Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden

Von

HANS-DIETER DAHM, Krefeld; EKKE W. GUENTHER, Kiel; SIEGFRIED G. A. JAECKEL (jun.), Heikendorf-Kiel; WILHELM WEILER, Worms; RICHARD WEYL, Gießen; ROLF WIERMANN, Kiel

Mit 4 Abbildungen, 6 Tabellen und den Tafeln 19—20

Inhalt

I. Geländebefund und Petrographie der Bimsschicht von R. WEYL 333
II. Pollenanalytische Untersuchung im Spätglazial von Klein-Linden von R. WIERMANN 335
III. Die Diatomeen aus der spätglazialen Gyttja von Klein-Linden von H.-D. DAHM 342
IV. Die Molluskenfauna der spätglazialen Gyttja von Klein-Linden von S. G. A. JAECKEL 346
V. Ein Flußbarsch (*Perca fluviatilis* L.) aus dem Spätglazial von Klein-Linden von W. WEILER 349
VI. Ein Biberschädel aus dem Spätglazial von Klein-Linden von E. W. GUENTHER 351
Gemeinsames Schriftenverzeichnis 357

Vorwort und Zusammenfassung

Anläßlich einer gemeinsamen Exkursion der Kieler und Gießener Geologischen Institute im Frühjahr 1957 in die Manganerz-Grube Fernie bei Klein-Linden überreichte uns der Betriebsleiter, Herr Dipl.-Berging. GRAUSTEIN einen gut erhaltenen Biberschädel, der auf der Abraumhalde der Grube gefunden worden war. Herrn Dipl.-Berging. GRAUSTEIN sei auch an dieser Stelle für den Fund und seine freundliche Hilfe bei der Aufnahme des Profiles auf das Herzlichste gedankt.

Die Suche nach dem Herkunftsort des Schädels führte an die Südwestwand der Grube, an der eine molluskenreiche Gyttja unter gut 3 m mächtigen Deckschichten abgeschnitten war. Nach Aussagen von Herrn GRAUSTEIN dürfte kein Zweifel bestehen, daß der Biberschädel dieser Gyttja entstammt, wenn er auch leider von Sedimentresten bereits gereinigt war.

Im Sommer 1957 wurde die Schichtfolge an der Südwestwand der Grube Fernie aufgenommen. In die Bearbeitung der Funde teilten sich die Verfasser wie im Inhaltsverzeichnis angegeben. Das Material wird im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Gießen aufbewahrt.

Die spätglaziale Schichtfolge von Klein-Linden umfaßt eine Serie von umgelagerten Lössen, Lößlehmen, Tonen, Bimssand und einer Gyttja. Der Bims entstammt einem Ausbruch des Laacher Sees.

Die Pollenanalyse zeigt innerhalb der Gyttja eine Entwicklung von einer kalten waldlosen zu einer wärmeren Zeit, in der sich Wälder bereits stark ausbreiteten. Sie erlaubt, die Ablagerung in die älteste spätglaziale Tundrenzeit bis in den Beginn des Alleröds einzustufen.

Die Diatomeenflora der Gyttja setzt sich aus noch heute im mitteleuropäischen Raume lebenden Arten zusammen. Gewisse Formen deuten auf ein kälteres Klima zur Zeit der Ablagerung. Unterschiede zu gleichalten Ablagerungen Norddeutschlands zeichnen sich ab.

Die Mollusken der Gyttja gehören Arten an, die ebenfalls noch heute im mitteleuropäischen Faunenbereich leben. Die Mollusken fügen sich in Ausbildung und Häufigkeit der einzelnen Arten dem Spätglazial ein.

Es wird ein in der Gyttja gefundenes Fischskelett beschrieben, das in seinen anatomischen Merkmalen mit dem heutigen Flußbarsch (*Perca fluviatilis* L.) übereinstimmt.

Ferner wird ein Biberschädel beschrieben, der sich durch besondere Größe auszeichnet. Die Vergrößerung erfaßt nicht gleichmäßig den ganzen Schädel, vielmehr sind bestimmte Knochenabschnitte bevorzugt. Eine Einreihung in die Variationsbreite des rezenten *Castor fiber* L. ist möglich.

I. Geländebefund und Petrographie der Bimsschicht

Richard Weyl

Mit Abb. 1

Das in Abb. 1 wiedergegebene Profil zeigt nach dem Geländebefund nachstehende Schichtfolge:

8.	0—160 cm	umgelagerter Lößlehm
7.	60 cm	grauer fetter Ton
6.	90—100 cm	graugrüner toniger Sand
5.	0— 10 cm	Bimssand
4.	10— 20 cm	Flachmoortorf bzw. stark humose dunkelbraune Gyttja
3.	0—300 cm	Gyttja
2.	20— 40 cm	Schotter, nur am Südostende des Profiles
1.		brauner sandiger Lehm mit Streifen von Gesteinsschutt

Zu den einzelnen Schichten des Profils ist ergänzend zu bemerken:

Zu 1: Der liegende Lehm lagert mit unebener Grenzfläche dem Manganerz der Grube Fernie auf. Die ihm eingelagerten ungerundeten Gesteinsbrocken sind streifenförmig angeordnet und bestehen im wesentlichen aus Grauwacken, Quarz und Quarzit.

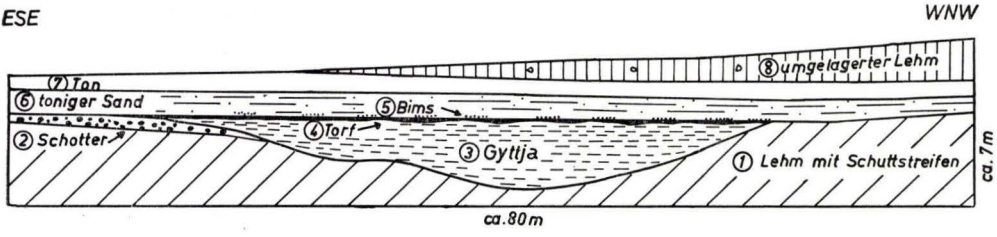


Abb. 1. Die spätglaziale Schichtfolge der Grube Fernie bei Klein-Linden.

Zu 2: Die Schotter erreichen bis 5 cm Durchmesser. Sie sind teils gut gerundet, teils kantig. In ihnen sind vertreten: Gangquarz, Quarzite, Kieselschiefer, Basalt.

Der Basalt ist aus dem Einzugsbereich des benachbarten Lückebaches herleitbar. Die paläozoischen Gesteine könnten aus Lahnschottern stammen. Die gute Rundung eines Teiles der Gerölle und die eckige Beschaffenheit der übrigen weisen ebenso wie der Gesteinsbestand auf heterogene Herkunft des Schottermaterials hin.

Zu 3: Die Gyttja ist in frischem Zustand dunkelgrau bis schwarz und riecht stark nach H_2S. Beim Austrocknen an der Wand und in den Proben nimmt sie hellgrau/braune Farbe an. Sie ist deutlich geschichtet, zahlreiche Mollusken sind in ihr diffus, schichtweise und in Nestern eingelagert. Auf einer Schichtfläche fanden sich die unten beschriebenen Fischreste. Im Hangenden geht die Gyttja in den Torf, Schicht 4 über, der jedoch nur stellenweise in voller Mächtigkeit vorkommt, während anderwärts die obersten Dezimeter der Gyttja von stark humosen Schlieren durchzogen sind. Aus der Gyttja wurden Proben für pollenanalytische Untersuchung im Abstand von 10 zu 10 cm entnommen. Am Nordwestende ihres Vorkommens keilt die Gyttja rasch, im Südosten langsamer aus. U. d. M. erweist sich die Gyttja als reich an Diatomeen. Hierzu s. Beiträge DAHM und WIERMANN.

Zu 5: An der Basis des grün-grauen tonigen Sandes (Schicht 6) liegen Schlieren und feine Bänke aus nahezu reinem Bimssand, der über die ganze Länge des Profiles zu verfolgen ist. Er verzahnt sich mit dem über ihm folgenden tonigen Sand. Durch vorsichtiges Sieben des sehr mürben Bimssandes wurde folgende Kornverteilung ermittelt:

> 1,0 mm	3%
1,0 —0,75 mm	3%
0,75—0,50 mm	29%
0,50—0,30 mm	27%
0,03—0,15 mm	23%
< 0,15 mm	15%

Der Bimssand enthält folgende Komponenten: Hell- und dunkelgrauer Bims, der sich u. d. M. als teilweise entglast erwies. Die Körner sind deutlich gerundet. An Mineralien wurden festgestellt: Sanidin und Plagioklas, in geringerer Menge Augite, Hornblenden, Titanit, Biotit, Zirkon und Quarz. Alle genannten Minerale sind frisch.

Bimsvorkommen, die den Ausbrüchen des Laacher Sees entstammen, sind aus der Umgebung Gießens altbekannt. Neue Beschreibungen finden sich bei FRECHEN (1952) und LANG (1954, 1956). Für die Zuordnung zu den einzelnen Ausbrüchen des Laacher Sees ist das Mengenverhältnis der vulkanogenen Schwerminerale kennzeichnend (FRECHEN 1952, 1953). Die aus unserem Vorkommen durch Bromoform abgetrennten Schwerminerale vom Korndurchmesser 0,3—0,06 mm haben folgende prozentuale Verteilung:

Augit	55%
Hornblende	22%
Titanit	11%
Biotit	10%
Apatit	2%

Daneben kommen vereinzelt Schwerminerale anderen Ursprunges wie Granat und Epidot vor.

Das Prozentverhältnis der Schwerminerale entspricht weder genau dem der von FRECHEN untersuchten Schichten des Laacher See-Gebietes noch der von ihm und von LANG aufgeführten Vorkommen aus dem Raume Gießen–Marburg. Am nächsten liegen die Werte vor allem durch den relativ hohen Anteil an Hornblenden der Schicht 5 des Laacher See-Bimses. Abweichungen können durch Mischung verschiedener Bimslagen erklärt werden, wie dies FRECHEN für benachbarte Vorkommen annimmt.

Auch ist mit einer Veränderung der prozentualen Schwermineralverteilung durch Umlagerung in dem See zu rechnen. Selbst bei einer gewissen Unsicherheit der Zuordnung zu einer bestimmten Schicht der Laacher See-Ausbrüche bleibt die Bimsschicht die wichtigste geologische Zeitmarke des Profiles von Klein-Linden.

Zu 6: Der plastische Ton ist scharf gegen den liegenden tonigen Sand abgesetzt. Seine untersten 20 bis 30 cm sind humos und fielen auch in den späteren stark verrutschten Anschnitten als dunkles Band deutlich auf. Die oberen 20 cm des Tones sind braun-gelb verwittert. Es dürfte sich um einen Auelehm des Lückebaches handeln.

Zu 7: Der hangende umgelagerte Lößlehm keilt im Profil nach Südosten aus. Er enthält zahlreiche eingelagerte eckige Gesteinsstücke, deren Längsachsen verschiedenste Richtung haben. Ferner enthält er deutlich geschichtete feine Kiesbänkchen.

Im Sommer 1958 war der Abbau des Grubenabraumes weiter vorangeschritten und die Wand großenteils wieder verrutscht, so daß nur noch Teilstücke des Profils der Beobachtung zugänglich waren.

II. Pollenanalytische Untersuchung im Spätglazial von Klein-Linden

ROLF WIERMANN

Mit Abb. 2, 3 und Tab. 1

Die für die Untersuchung zur Verfügung stehenden Proben wurden unterschiedlich für die Analyse aufbereitet: Soweit Kalk- und Mineralgehalt vorhanden waren, wurde das Material vor dem Azetolysieren einige Tage mit Salz- und Flußsäure versetzt. Dies gilt für die meisten unteren Proben. Nur bei den wenigen organogenen Proben aus dem oberen Diagrammabschnitt reichte eine Behandlung mit 10%iger Kalilauge und anschließender Azetolyse aus (vgl. ERDTMAN 1934). Untersucht wurden 25 Proben aus nachstehendem Profil innerhalb der Gyttja:

0— 42 cm:	stark humose dunkelgraubraune Gyttja
42—212 cm:	hellgraue bis dunkelgraue Gyttja, verschieden hoher Gehalt an Molluskenschalen, organische Bestandteile nach oben zunehmend.
212—237 cm:	hellgraue, sandige Gyttja, kaum organisches Material
Liegendes:	Schotter.

Ergebnis der Pollenanalyse

Das Pollendiagramm (s. Abb. 2 und 3) zeigt deutlich eine Entwicklung von einer kalten waldlosen zu einer wärmeren Zeit, in der sich Wälder stark in Ausbreitung befanden. Wir können folgende Abschnitte im Diagramm erkennen:

K. Waldlose Birken-Weiden-Zeit

Starkes Hervortreten der Nichtbaumpollen (NBP), dazu die hohen Salixwerte deuten auf eine offene waldlose Vegetation. Bei den Birkenpollen handelt es sich nach Form und Größe (vgl. TERASMÄE 1951) wohl im wesentlichen um solche von *Betula nana*. Die Funde einzelner Früchte und Fruchtschuppen bei der Großrestanalyse bestätigen die Anwesenheit dieses Zwergstrauches. Die *Artemisia*-Pollenkurve erreicht erst im zweiten Teil dieses Abschnittes höhere Werte. *Helianthemum* und *Thalictrum* sind regelmäßig vertreten. Von *Hippophae rhamnoides**) konnten nur wenige Pollenfunde verzeichnet werden. Die Anwesenheit dieser lichtliebenden Pflanzen spricht ebenso für eine waldlose Vegetation.

L. Erste Birkenzeit

Ab Probe 13 stellen wir einen Steilanstieg der *Betula*-Kurve bei gleichzeitiger starker Abnahme der Nichtbaumpollen fest. Die *Salix*-Werte zeigen fallende Tendenz, ebenso gehen *Artemisia* und *Helianthemum* zurück. Die höheren Baumpollenwerte sprechen für eine lichte Bewaldung. Allerdings konnte die Anwesenheit von Baumbirken durch Großreste nicht nachgewiesen werden. Wir sollten aber nach der Morphologie der meisten *Betula*-Pollen Baumbirken erwarten dürfen.

M. Zwischenphase

Ein erneuter Rückgang der Baumpollen- und deutliche Zunahme der Nichtbaumpollenwerte ist zu beobachten, dies gilt besonders für *Artemisia* und *Helianthemum*.

N. Zweite Birkenzeit mit gleichzeitig beginnender Pinusausbreitung

Die Weidenpollenkurve sinkt auf unbedeutende Werte ab. Die meisten Nichtbaumpollenprozente gehen in dieser Zone erheblich zurück. Für diesen Abschnitt dürfen wir nach dem Verlauf der Baum- und Nichtbaumpollenkurven, der Ergebnisse der Großrestanalyse (s. Anhang) und unter Berücksichtigung der Pollendichte mit Sicherheit auf das Bestehen mehr oder weniger lichter Wälder schließen.

Es besteht kaum ein Zweifel darüber, daß es sich bei dem bearbeiteten Profil um die Anfangsphase eines Interglazials, Interstadials oder des Spätglazials handeln muß. Da unsere Kenntnis über interglaziale bzw. -stadiale Anfangsphasen noch außerordentlich gering ist, kann eine Zuordnung zu solchen Diagrammen nicht ohne weiteres vorgenommen werden. Eine Datierung wäre wesentlich leichter, wenn die Sedimentbildung bis in eine Warmzeit angedauert hätte. Doch glauben wir, auf Grund des beschriebenen charakteristischen Verlaufs der Pollenkurven für unser Profil am ehesten ein spätglaziales Alter annehmen zu dürfen. Anhaltspunkte, die gegen eine solche Zuordnung sprechen, sind nicht vorhanden. Unsere Annahme wird noch besonders durch den im Hangenden der Gyttja liegenden Bims bestätigt. Er liegt über einer Torfschicht, die mit der hier analysierten stratigraphisch zu konnektieren ist. Tufflagen haben sich gerade für das Spätglazial des mitteldeutschen Raumes als besonders gutes Hilfsmittel für die Datierung erwiesen. Ihre Bedeutung hatten zuerst 1943 AHRENS & STEINBERG für den Luttersee im Eichsfeld erkannt. In den fol-

*) In Probe 15, 17, 23

genden Jahren wurden von vielen Autoren vulkanische Tufflagen aus dem Laacher See in spätglazialen Ablagerungen beschrieben (Lang 1952, Müller 1953, Firbas 1954, Straka 1956; 1958, Beug 1957). Aus dem Raum unserer Profilstelle sind von H. D. Lang (1954, 1956) mehrere Spätglazialprofile mit diesem Tuff bekanntgegeben worden. Die vulkanische Asche fand sich in allerödzeitlichen Schichten und stellte somit einen brauchbaren Leithorizont dieser spätglazialen Wärmeschwankung dar.

Datierung

Das Vorhandensein einer Tuffschicht und der Verlauf der Pollenkurven erlaubt uns eine einigermaßen gute Parallelisierung unserer Profilabschnitte mit den bekannten älteren Phasen der spätglazialen Vegetationsentwicklung. Wir folgen dabei der von Overbeck (1950) gegebene Zonengliederung:

Zone I: Älteste waldlose Tundrenzeit

Sie wird gekennzeichnet durch die außerordentlich hohen Nichtbaumpollenwerte bei geringer Baumpollendichte. An Baumpollen (BP) treten besonders die von *Betula* und *Salix* hervor, wobei sie in erster Linie von Zwergbirken und arktischen Strauchweiden abstammen werden. Das Sediment ist meist stark minerogen.

Nach diesen Kriterien für die Zone I erscheint es berechtigt, die oben beschriebene Birken-Weiden-Zeit (K) mit der älteren waldlosen Tundrenzeit zu konnektieren.

Van der Hammen (1951) läßt für Holland das Spätglazial mit dem plötzlichen Artemisia-Anstieg beginnen. Er ordnet die vor dem Anstieg liegende Phase dem Pleniglazial zu. Auch in unserem Diagramm ist ab Probe 19 eine deutliche Artemisia-Ausbreitung festzustellen. Ob wir hier jedoch eine Grenze zwischen Spät- und Pleniglazial setzen dürfen, ist vorerst fraglich. Umfangreichere Untersuchungen könnten hier weiterhelfen. Das Ergebnis dreier tiefer gelegener Proben wurde im Pollendiagramm nicht mehr dargestellt. Die Proben waren so pollenarm, daß eine statistische Auswertung nicht vorgenommen werden konnte.

Das reiche Vorkommen sekundärer Pollen in diesen Proben (viele wärmeliebende Elemente wie *Ulmus*, *Tilia* und *Corylus*) läßt auf starke Umlagerung des Materials schließen. Bei einem großen Teil der gefundenen *Pinus*pollen dürfte es sich vorwiegend um fernverwehte Pollen handeln. Auffallend war auch hier wie schon in einigen anderen Diagrammen das Auftreten guterhaltener *Alnus*pollen (vgl. Aletsee 1958 und dort zitierte Literatur), die wohl kaum sekundär stark umlagert sind. (Eine Artbestimmung wurde nicht vorgenommen.) Da Florschütz 1958 in Holland *Alnus*-Großreste sogar aus dem Hochglazial bekanntgibt, ist es nicht ausgeschlossen, daß die Erle auch im Spätglazial an einigen günstigen Stellen in mehr oder weniger großer Entfernung vom Eisrand verbreitet gewesen ist und durch Fernflug in vielen Diagrammen das Auftreten zum Teil relativ hoher Prozentwerte hervorruft.

Bemerkenswert sind für diese und die nächstfolgenden im Diagramm dargestellten Proben noch die regelmäßigen Funde von Pollen des *Cruciferae*-Typs.

Zone II: Waldarme Tundrenzeit

Sie wird von der Zone I abgetrennt durch geringeren Anteil der NBP und größere Pollendichte. Die Abschnitte L und M unseres Profils können dieser Zone zugeordnet

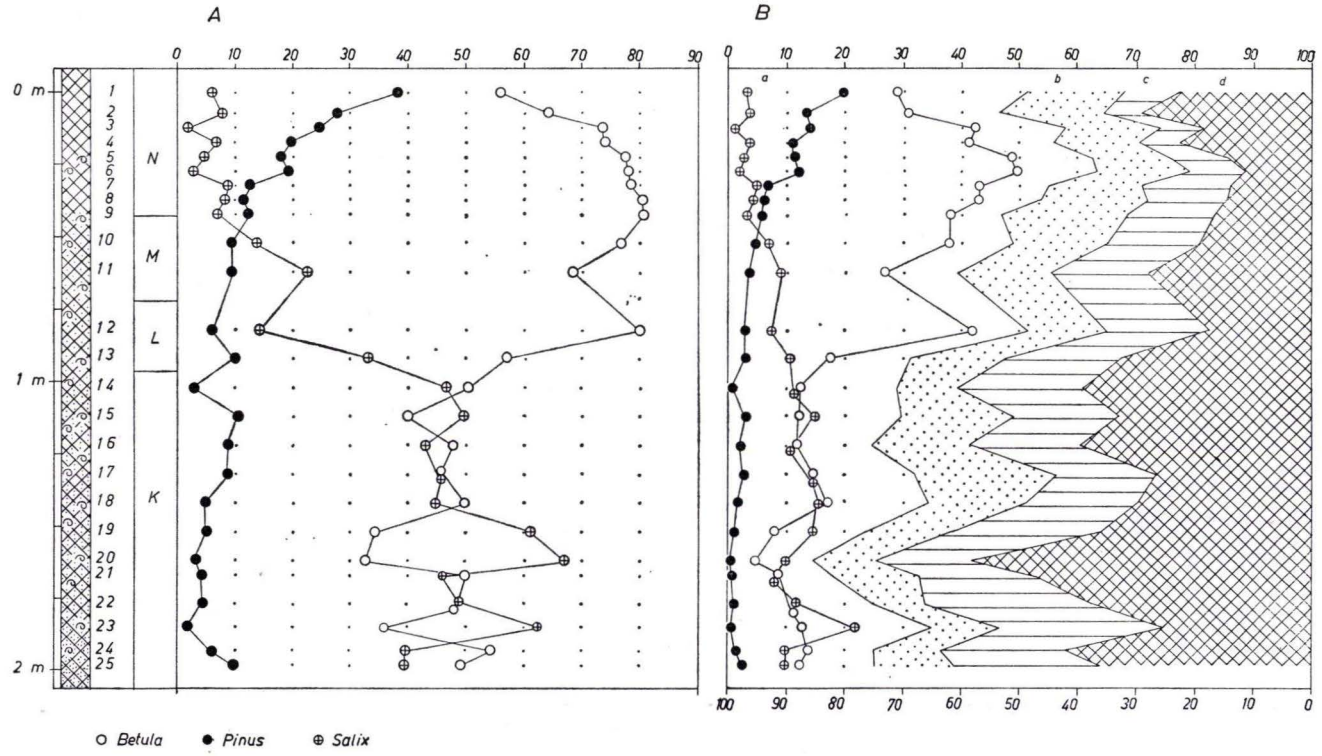


Abb. 2. Frühspätglaziales Profil aus der Grube Fernie. A. Baumpollendiagramm (Baumpollensumme = 100%). B. Baumpollen- und Nichtbaumpollendiagramm (außer Wasserpflanzen, BP + NBP = 100%). a) Baumpollen, b) Sonstige Nichtbaumpollen, c) Gramineen, d) Cyperaceen. Zahlen = %, bei Baumpollen von links nach rechts aufgetragen (obere Zahlenreihe), bei Nichtbaumpollen von rechts nach links aufgetragen (untere Zahlenreihe). Stratigraphie: Gyttja mit Conchylien.

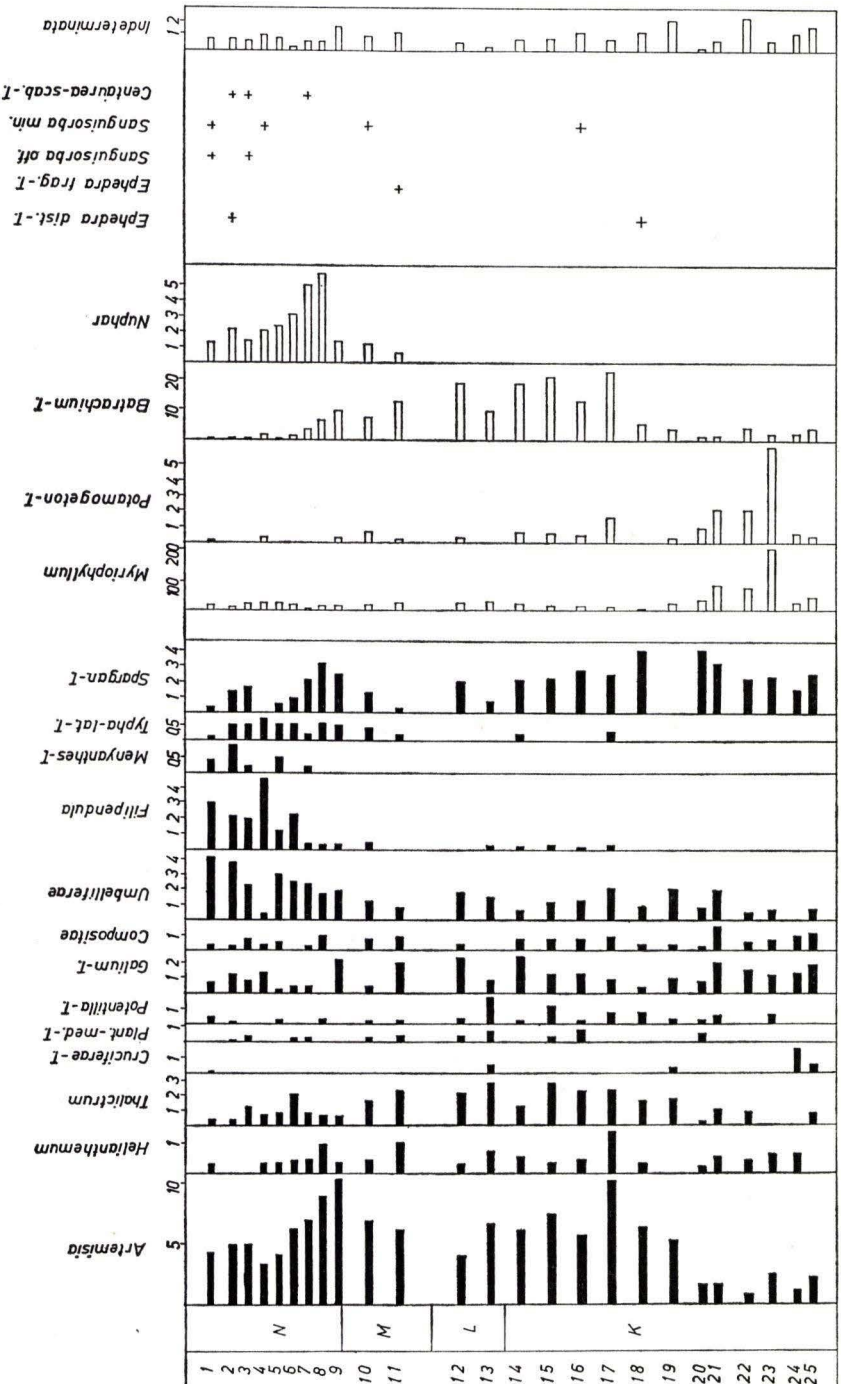


Abb. 3. Frühspätglaziales Profil aus der Grube Fernie. Nichtbaumpollenhistogramm (schwarze Säulen: Pollen in die Gesamtpollensumme einbezogen, weiße Säulen: Wasserpflanzen) (Zahlen = %. Man beachte die verschiedenen Maßstäbe. + = Einzelfunde.)

werden. Dabei ist es schwierig, eine weitere Aufteilung dieser Zone im üblichen Sinne vorzunehmen. Ob die erste nur durch eine Probe belegte Birkenphase der Böllingwärmeschwankung entspricht, muß problematisch bleiben, da das mir zur Verfügung gestellte Material leider in zu großem Probenabstand entnommen worden war; dadurch wird gerade an dieser Stelle die Aussage in besonderem Maße erschwert. Diese voralleröd zeitliche Klimaschwankung wurde 1942 von IVERSEN beschrieben und zeichnete sich für den Böllingsö durch einen deutlich ausgeprägten Birkenvorstoß aus. Inzwischen wurden auch in Holland und Deutschland Ablagerungen jener Klimaoscillation gefunden (OVERBECK 1949, VAN DER HAMMEN 1951, MÜLLER 1953), deren Ende durch einen erneuten Vorstoß der Nichtbaumpollen gesetzt wird. Danach kann die Zone II in die Böllingzeit (L?) und die älter Dryas-Zeit-(M?) gegliedert werden.

Zone III: Birken-Kiefern-Zeit, Allerödinterstadial

Das Verhältnis der Nichtbaumpollen zu den Baumpollen verschiebt sich ganz zugunsten der letzteren, was überall auf weitgehende Bewaldung hindeutet. Der Anteil der *Salix*-Pollen, sowie der lichtliebenden Pflanzen geht rapide zurück. Die Ablagerungen sind fast ganz organogen.

Für unser Profil gilt folgendes: Nicht nur das Verhalten der Baum- und Nichtbaumpollenkurven und die schon erwähnte beträchtliche Zunahme der Pollendichte, sondern auch die Änderung des Sediments von einer grauen minerogenen Gyttja zu einer braunen mehr organogenen Ablagerung lassen deutlich für den obersten Abschnitt (N) eine Besserung des Klimas und damit einen Wandel in der Vegetation erkennen. Diese Tatsachen vorausgesetzt und bei Berücksichtigung der Bimstufflage und aller schon bekannten Spätglazialprofile können wir für die Phase N alleröd-zeitliche Bildung annehmen. Die Allerödschwankung ist in Teilen Englands, Dänemarks und Norddeutschlands mit reiner *Betula*-Dominanz ausgeprägt; in Holland und Nordwestdeutschland kann sie meist in eine birkenreiche Phase mit geringem *Pinus*anteil und einen kiefernreichen Abschnitt, in dem *Betula* weniger vertreten ist, gegliedert werden. Schließlich wird ganz im Süden die Kiefer während dieser Zeit zur herrschenden Baumart. In unserem Profil (aus der Gegend von Gießen) kann daher nur der Beginn des Alleröds erfaßt worden sein.

Neben *Pinus* und *Betula* gewinnen vor allem klimatisch anspruchsvollere Nichtbaumpollenarten wie *Filipendula* und *Typha* cf. *latifolia* an Bedeutung. Die Wasservegetation wird durch *Nuphar* bereichert und in den randlichen Verlandungszonen siedelt *Menyanthes*.

Vegetationsentwicklung im See

Die Pollenspektren und Großrestfunde der Wasserpflanzen lassen eine charakteristische Abfolge in der Besiedlung des Sees erkennen. Zur Bildungszeit der tiefsten ältesten Schichten dürften in dem Gewässer hauptsächlich *Myriophyllum* (P .u. S.) und *Potamogeton* (P. u. Stk.) gewachsen sein. Dazu gesellten sich *Hippuris vulgaris* (Stk.) und reichlich *Chara* spec. (Oogonien) und cf. *Nitella* spec. (Oogonien).

In der weiteren Entwicklung gewinnt vor allem *Batrachium* spec. (P. u. Fr.) an Bedeutung, *Myriophyllum* und *Potamogeton* sinken auf viel geringere Prozentwerte

Tabelle 1. Pollen und Sporen, die nicht im Diagramm dargestellt sind, und die Anzahl der Baumpollen (BP) und Gesamtpollenkörner (GP)

Probe	Rumex-Typ	Urticales	Caryophyllaceae	Chenopodiaceae	Campanulaceae-Typ	Labiatae-Typ	Valerianaceae-Typ	cf. Triglochin	Ericales	Sphagnales	Farnsporen	Lycopodium	Botrychium	cf. Juniperus	ΣBP	ΣGP
1	0,4	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	365	807
2	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	365	865
3	0,2	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,5	368	787
4	0,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	167	374
5	0,5	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	395	789
6	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	0,2	0,4	—	—	0,2	352	675
7	—	—	—	—	0,2	—	—	0,2	—	—	0,2	—	—	0,2	257	550
8	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	0,6	184	429
9	0,3	0,3	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	171	461
10	0,2	—	—	—	—	0,2	0,2	0,5	—	—	—	—	—	—	277	714
11	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	204	702
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	206	586
13	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	130	591
14	—	—	0,2	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	103	597
15	—	—	—	—	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	107	489
16	0,2	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	0,3	—	—	—	149	759
17	0,5	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	114	480
18	0,3	—	—	0,3	0,3	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	127	397
19	0,3	0,3	—	0,3	—	—	—	0,9	—	—	—	0,3	—	—	82	388
20	0,5	0,2	—	0,2	—	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	63	559
21	1,2	—	—	0,2	—	—	—	—	0,2	—	0,2	—	—	—	72	785
22	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	69	504
23	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	61	542
24	—	—	—	—	0,3	0,3	—	3,0	—	0,3	—	—	0,3	—	83	432
25	—	—	—	—	—	—	—	3,2	—	—	—	—	0,4	—	71	418

ab, sind aber weiter regelmäßig an der Verlandung des Sees beteiligt. Nach wie vor sind Oogonienfunde von *Chara* spec. in großen Mengen zu verzeichnen. Ebenso gehört *Hippuris* (Stk.) noch zu den Besiedlern des Sees. Es folgt ein *Nuphar*-reicher Abschnitt (P. u. S.). *Batrachium* und *Potamogeton* gehen mehr und mehr zurück und eine Sumpfpflanzengesellschaft mit *Menyanthes-trifoliata* bildet den Abschluß des Profils. *Filipendula* ist mit großem Anteil vertreten. Von Anfang an können wir mit einer wechselnd starken Anwesenheit von *Carex* spec. in der Nähe des Gewässers rechnen, wie die zahlreichen Funde von Schläuchen und Innenfrüchten bestätigen. Namentlich im jüngsten Abschnitt sind Cyperaceen besonders reichlich an der Verlandung beteiligt und dürften in erster Linie den starken Kurvenausschlag in dem Niveau bedingen.

Einzelpollenfunde

In den letzten Jahren häuften sich die Funde von *Ephedra*. Dieser zuerst von Christensen 1949 für das dänische Spätglazial beschriebene Pollen wurde jetzt aus vielen

spät- und postglazialen Ablagerungen anderer Teile Nord-, Mittel- und Südeuropas bekannt. Es handelt sich dabei in der Regel um zwei Typen, die als „*Distachya-Typ*" (5—8 Längsrippen, verästelte Längsfurchen) und „*Fragilis*-Typ" (11—12 Längsrippen, keine verästelte Längsfurchen) bezeichnet werden (vgl. LANG 1951, WELTEN 1957, BEUG 1957). Beide Typen wurden in unserem Profil in den Abschnitten K, M, N gefunden. Die Anwesenheit dieses Rutenstrauches (Verbreitung s. GAMS 1952, WELTEN 1957) war eine weitere Bestätigung für viele Autoren, eine weitverbreitete, steppenartige Vegetation für die frühen und späten Phasen des Spätglazials anzunehmen. Dieses Bild hatten sie auf Grund der hohen *Artemisia-* und *Helianthemum*-Werte gewonnen. Die Pollenfunde von *Sanguisorba minor* (in Abschnitt K, M, N), auf die 1951 VAN DER HAMMEN und IVERSEN aufmerksam machten, weisen in dieselbe Richtung.

Anhang: Großrestanalyse

Abkürzungen: Fr. = Frucht, Fr.Sch. = Fruchtschuppen, IFr. = Innenfrucht, KnSch. = Knospenschuppe, OO = Oogonium, S. = Samen, Schl. = Schlauch, Stk. = Steinkern.

Abschnitt K: *Chara* spec. OO zahlreich, cf. *Nitella* spec. OO, *Potamogeton* spec. 1 Stk., *Potamogeton praelongus* 8 Stk., *Potamogeton* cf. *pusillus* 1 Stk., *Myriophyllum* cf. *spicatum* 1 S., *Hippuris vulgaris* 2 Stk., *Batrachium* spec. 10 Fr., *Carex* spec. 7 IFr., *Carex inflata* 1 Schl., *Betula nana* 2 FrSch., 2 Fr.

Abschnitt L: *Chara* spec. OO zahlreich, *Batrachium* spec. 17 Fr.

Abschnitt M: *Chara* spec. OO zahlreich, *Potamogeton* spec. 4 Stk., *Potamogeton praelongus* 6 Stk., *Potamogeton trichoides* 4 Stk., *Potamogeton* cf. *gramineus* 11 Stk., *Myriophyllum* cf. *spicatum* 6 S., *Myriophyllum* cf. *verticillatum* 1 S., *Hippuris vulgaris* 2 Stk., *Batrachium* spec. Fr. zahlreich, *Betula* spec. 3 Fr. (wahrscheinlich Baumbirken), *Betula* cf. *verrucosa* 1 FrSch., *Betula pubescens* 1 FrSch.

Abschnitt N: *Chara* spec. OO zahlreich, *Drepanocladus* cf. *exannulatus* Stämmchen, *Potamogeton* spec. 2 Stk., *Potamogeton praelongus* 1 Stk., *Potamogeton trichoides* 1 Stk., *Potamogeton* cf. *gramineus* 1 Stk., *Potamogeton pusillus* 2 Stk., *Myriophyllum* cf. *spicatum* 3 S., *Myriophyllum* cf. *verticillatum* 12 S., *Nuphar* spec. 1 S., *Batrachium* spec. Fr. zahlreich, *Carex* spec. 14 IFr., *Carex inflata* 5 Schl., *Menyanthes trifoliata* 5 S., *Betula* spec. 39 Fr., *Betula verrucosa* 1 Fr., 5 FrSch., *Betula pubescens* 4 Fr., 8 FrSch.

III. Die Diatomeen aus der spätglazialen Gyttja von Klein-Linden

HANS-DIETHER DAHM

Mit Tab. 2

Die Diatomeen-Untersuchung ergab, daß die Gyttja sehr reich an Diatomeen-Schalen ist. Die Schalen sind durchweg gut erhalten. Insgesamt wurden 73 verschiedene Diatomeen-Arten und -Formen gefunden (Tab. 2). Dabei handelt es sich ausschließlich um Süßwasser-Diatomeen. Von der verhältnismäßig großen Zahl der vertretenen Arten und Formen kommen einige wohl sehr häufig vor; jedoch tritt keine Art so zahlreich auf, daß sie das Florenbild beherrscht.

Tabelle 2. Die Diatomeen aus der spätglazialen Gyttja von Klein-Linden bei Gießen

1. Lebensweise: b = benthonisch, e = epiphytisch, p = planktonisch
2. Häufigkeit: c = sehr häufig, + = häufig, r = mehr oder weniger selten

	1	2
Achnanthes Bory		
clevei Grun.	e	r
exigua Grun.	e	r
lanceolata Bréb.	e	+
Amphora Ehrenberg		
ovalis Kütz.	b	r
ovalis var. *libyca* (Ehr.) Cl.	b	+
ovalis var. *pediculus* Kütz.	b	r
perpusilla Grun.	b	r
Anomoeoneis Pfitzer		
sphaerophora (Kütz.) Pfitzer	b	r
Caloneis Cleve		
bacillum (Grun.) Mereschk.	b	r
silicula (Ehr.) Cl.	b	r
Cocconeis Ehrenberg		
placentula Ehr.	b	+
placentula var. *euglypta* (Ehr.) Cl.	b	r
Cymatopleura W. Smith		
solea (Bréb.) W. Sm.	b	+
Cymbella Agardh		
aspera (Ehr.) Cl.	e	+
cistula (Hemp.) Grun.	e	r
cuspidata Kütz.	e	r
ehrenbergi Kütz.	e	r
helvetica Kütz.	e	r
lanceolata (Ehr.) v. Heurck	e	r
leptoceros (Ehr.) Grun.	e	r
parva (W. Sm.) Cl.	e	+
prostrata (Berk.) Cl.	e	r
turgida (Greg.) Cl.	e	r
ventricosa Kütz.	e	+
Epithemia Brébisson		
argus Kütz.	e	r
hyndmanni W. Sm.	e	+
muelleri Fricke	e	r
sorex Kütz.	e	+
turgida (Ehr.) Kütz.	e	+
zebra (Ehr.) Kütz.	e	r
Fragilaria Lyngbye		
brevistriata Grun.	e	r
construens (Ehr.) Grun.	e	+
construens var. *binodis* (Ehr.) Grun.	e	+
intermedia Grun.	e	+
pinnata Ehr.	e	+

	1	2
Gomphonema AGARDH		
acuminatum EHR.	e	+
acuminatum var. *coronata* (EHR.) W. SM.	e	+
acuminatum var. *trigonocephala* (EHR.) GRUN.	e	+
angustatum (KÜTZ.) RABENH.	e	+
constrictum EHR.	e	+
intricatum KÜTZ.	e	+
olivaceum (LYNGB.) KÜTZ.	e	r
Gyrosigma HASSALL		
attenuatum (KÜTZ.) RABENH.	b	+
Melosira BORY		
granulata (EHR.) RALFS	p	r
italica (EHR.) KÜTZ.	p	+
Navicula BORY		
bacillum EHR.	b	r
cryptocephala KÜTZ.	b	r
cuspidata KÜTZ.	b	r
dicephala W. SM.	b	r
gastrum EHR.	b	r
graciloides A. MAYER	b	r
oblonga KÜTZ.	b	c
placentula (EHR.) GRUN.	b	r
radiosa KÜTZ.	b	r
reinhardti GRUN.	b	r
tuscula (EHR.) GRUN.	b	c
Neidium PFITZER		
iridis (EHR.) CL.	b	r
Nitzschia HASSALL		
amphibia GRUN.	b	r
angustata (W. SM.) GRUN.	b	r
microcephala GRUN.	b	r
Opephora PETIT		
martyi HERIB.	e	r
Pinnularia EHRENBERG		
maior (KÜTZ.) CL.	b	+
microstauron (EHR.) CL.	b	r
microstauron var. *brebissoni* (KÜTZ.) HUST.	b	r
viridis (NITZSCH.) EHR.	b	r
Rhopalodia O. MÜLLER		
gibba (EHR.) O. MÜLL.	e	+
parallela (GRUN.) O. MÜLL.	e	+
Stauroneis EHRENBERG		
anceps EHR.	b	r
phoenicenteron EHR.	b	r
Surirella TURPIN		
linearis W. SM.	b	r
Synedra EHRENBERG		
capitata EHR.	e	r
ulna (NITZSCH.) EHR.	e	+
Tabellaria EHRENBERG		
fenestrata (LYNGB.) KÜTZ.	e	r

Die Diatomeen-Flora setzt sich — abgesehen von wenigen Ausnahmen — aus epiphytischen und benthonischen Diatomeen zusammen, wobei die mit epiphytischer Lebensweise im ganzen gesehen etwas überwiegen. Die meisten Diatomeen bevorzugen eutrophe Gewässer. Alle in der Gyttja beobachteten Arten und Formen leben derzeitig noch in den Gewässern unseres Raumes.

Wenn auch in der Gyttja lediglich Diatomeen-Arten vertreten sind, die auch heute im Untersuchungsgebiet zu erwarten sind, so fallen doch einige Arten — zum Teil durch ihre Häufigkeit — auf, deren Entwicklungsoptima nach HUSTEDT (1948) gegenwärtig in alpinen oder nordeuropäischen Gebieten liegen. Hierzu zählen *Cymbella cuspidata*, *Cymbella ehrenbergi*, *Fragilaria construens* var. *binodis*, *Navicula bacillum*, *Navicula oblonga*, *Navicula tuscula* und *Rhopalodia parallela*. In der gesamten Flora kommen *Cymbella cuspidata* und *Navicula bacillum* ziemlich selten vor, *Navicula oblonga* und *Navicula tuscula* stellen die am zahlreichsten vertretenen Arten dar. Die sonstigen boreo-alpinen Formen sind häufig in der Gyttja enthalten. Obwohl stenotherme Kaltwasserformen fehlen, ist das gemeinsame und häufige Vorkommen dieser in gewissem Sinne boreo-alpinen Arten als Anzeichen für ein kälteres Klima zur Zeit der Ablagerung zu werten.

Da das spätglaziale Alter der Gyttja durch die die organogenen Bildungen abschließenden Bimssande unbestritten ist, ist das Fehlen der drei Diatomeen-Arten — *Cyclotella antiqua* W. SM., *Cyclotella distinguenda* HUST. und *Gomphocymbella ancyli* (CL.) HUST. — besonders bemerkenswert. HUSTEDT (1948) betrachtet diese drei Arten als Charakterformen spätglazialer Ablagerungen. So wurden in den bisher untersuchten spätglazialen Sedimenten des norddeutschen Vereisungsgebietes *Cyclotella antiqua* regelmäßig, *Cyclotella distinguenda* und *Gomphocymbella ancyli* sporadisch nachgewiesen (KRASSKE 1937, BROCKMANN 1954, DAHM 1956 und 1959, SIMONSEN 1957)[1]). In ihrer gegenwärtigen Verbreitung sind *Cyclotella antiqua* auf subarktische Gewässer Nord-Skandinaviens, *Cyclotella distinguenda* und *Gomphocymbella ancyli* auf das alpine Gebiet beschränkt.

Abweichend von den Befunden in Norddeutschland wurden diese drei Arten in den bisher untersuchten spätglazialen Ablagerungen Mitteldeutschlands nicht angetroffen. V. D. BRELIE, TEICHMÜLLER, THOMSON & WERNER (1953), die spätglaziale Schichten von Wallensen im Hils untersucht haben, haben keine der in spätglazialer Zeit in Norddeutschland verbreiteten drei Arten erwähnt. Die Diatomeen-Flora, die KRASSKE (1938) aus einer in enger Verzahnung mit Phonolith-Tuffen liegenden Kieselgur von Mayen in der Eifel beschrieben hat, zeigt bezüglich ihrer Artenzusammensetzung und -repräsentation eine gute Übereinstimmung mit der von Klein-Linden. KRASSKE (1938) fand hier *Navicula oblonga* ebenfalls häufig, während *Cyclotella antiqua*, *Cyclotella distinguenda* und *Gomphocymbella ancyli* von ihm nicht beobachtet wurden.

Das Fehlen der drei Charakterarten *Cyclotella antiqua*, *Cyclotella distinguenda* und *Gomphocymbella ancyli* in den bisher untersuchten spätglazialen Ablagerungen Mitteldeutschlands zeigt, daß diese stenotopen boreo-alpinen Vertreter den mitteldeutschen Raum im jüngeren Spätglazial nicht mehr vollständig besiedelt hatten, obgleich ihre

---

[1]) Den südlichsten Fund von *Cyclotella antiqua* gibt HUSTEDT (1948) für ein spätglaziales Sediment aus dem Turtal im Elsaß an.

Verbreitungsgrenzen zweifelsohne – von ihren heutigen Wohngebieten aus gesehen – weiter nach Norden bzw. Süden verschoben waren. Falls sie in der arktischen bzw. zu Beginn der subarktischen Zeit noch das Gebiet zwischen dem Inlandeis und dem Alpeneis bewohnten, so dürften sie sich doch sehr wahrscheinlich im Alleröd aus dem mitteldeutschen Raum nach Norden und Süden zurückgezogen haben.

Nach den bisher vorliegenden Arbeiten kann angenommen werden, daß *Cyclotella antiqua* am Ende der letzten Kaltzeit die südliche Grenze ihres geschlossenen Verbreitungsgebietes in Norddeutschland hatte. Das nördliche Verbreitungsgebiet von *Cyclotella distinguenda* und *Gomphocymbella ancyli* im Ostseeraum war während des jüngeren Spätglazials nach Süden ähnlich begrenzt. Die beiden Arten sind vermutlich im frühen Postglazial in ihrem nördlichen Wohngebiet ausgestorben. SIMONSEN (1957) beobachtete, daß *Gomphocymbella ancyli* in Holstein nach dem Ende der Alleröd-Zeit nicht mehr vorkommt, und schloß daraus, daß diese Art an der Grenze Spät-/Postglazial — in gewissem Abstand dem Eisrand folgend — ihren Siedlungsraum nach Norden verlegte.

Ein Vergleich der Diatomeen-Flora der Gyttja von Klein-Linden bei Gießen mit gleichalterigen Bildungen Norddeutschlands läßt deutlich klimatische Unterschiede zwischen beiden Gebieten zur Alleröd-Zeit erkennen. Da Untersuchungen der rezenten Diatomeen-Floren des engeren Gießener Raumes fehlen, ist eine direkte Gegenüberstellung der spätglazialen Artengruppierung mit den gegenwärtigen Gesellschaften nicht möglich. Doch entspricht die Häufung von vorwiegend boreo-alpinen Diatomeen unseren Vorstellungen über die klimatischen Verhältnisse im Alleröd.

IV. Die Molluskenfauna der spätglazialen Gyttja von Klein-Linden

SIEGFRIED G. A. JAECKEL

Aus den oberflächennahen, grauen Sedimenten, die in der Grube Fernie bei Klein-Linden in Hessen angeschnitten waren, wurden unter anderem auch molluskenführende Proben den Schichten entnommen und mir zur Erschließung und malakologischen Untersuchung übergeben. Diese Proben stammen aus der hellgrauen bis dunkelgrauen Gyttja (Schicht 3), die durch ihren verschieden hohen Anteil an Molluskenschalen auffiel und mehr oder minder reichlich größere und kleinere Schalen von Mollusken oder Schalenteile enthielt. Die Klumpen, in denen die Weichtierschalen im allgemeinen ziemlich fest eingebacken sind, erwiesen sich von harter, nur wenig bröckliger Konsistenz und konnten durch Schlämmen nur langsam zum Zerfallen und Freimachen der eingeschlossenen Schalen gebracht werden.

Die Molluskenschalen finden sich in der Ablagerung in ungleicher Verteilung und vielfach geschichtet, doch ohne, soweit erkennbar, Unterschiede in der artlichen Zusammensetzung hervortreten zu lassen. Auch ist der Erhaltungszustand der dünnen weißen Schalen verschieden. Nahezu 30% der Schalenmengen sind in einem für die Determination auswertbaren Zustand. Doch auch von den zahlreichen Fragmenten und Schalentrümmern lassen sich noch viele jeweils einzelnen Arten zuordnen und verstärken den Eindruck von der Reichhaltigkeit der Ablagerung.

In den von mir untersuchten Proben konnten außer zahlreichen Ostracoden-Schalen unterschiedlicher Größe, mehreren Gattungen angehörend, Skeletteilen (Gräten) von Fischen (wohl Weißfischen, Cypriniden), Schuppen, darunter Ktenoid-Schuppen vom Flußbarsch (*Perca fluviatilis* L.), größeren Fragmenten von Flügeldecken (Elytren) einer mitteleuropäischen Rohrkäfer-*(Donacia)* Art (? *crassipes* FABR.), Cyperaceen-Früchten, Resten monocotyler Großpflanzen *(Potamogeton)* an Mollusken Schnecken und Muscheln nachgewiesen werden:

I. Pulmonata Basommatophora

Physa fontinalis L. L. 5 Br. 3 mm (2 Expl.).

Galba (Stagnicola) palustris MÜLL. in *turricula*-ähnl. Form, H. 11,5, Br. 4,8 mm, dazu mehrere juvenile.

Radix peregra MÜLL. *ovata* DRAP. in *obtusa-ampla*-ähnl. aufgeblasener Form H. 17, Br. 13,5 mm (62 Expl., dazu juv. u. zahlr. Fragmente).

Radix auricularia L. H. 23, Br. 18 mm, dazu Fragm. einer größeren Schale u. ca. 6 kleinere juv.

Lymnaea stagnalis L. *typica*, H. 29, Br. 14,5 mm, ca. 5 ad. u. 8—10 juv., davon Fragmente etwas größerer Schalen.

Gyraulus (G.) acronicus FÉR. *(gredleri* GRDL.) H. 1,3, Br. 5 mm, ca. 40 Expl. u. zahlr. kl.

Gyraulus (G.) riparius WSTLD. 1 fragl. Ex. H. 0,5, Br. 1,8 mm.

Gyraulus (Armiger) crista L. f. *nautileus* L. (5 Expl.) f. *cristatus* DRAP. (4 Expl.) H. 0,5, Br. 2 mm.

Segmentina (Hippeutis) complanatus L. H. 1, Br. 4 mm (2 Expl.).

II. Prosobranchia

Valvata (Cincinna) piscinalis MÜLL. sehr häufig (mehr als 170 Schalen und zahlreiche Fragmente).

Valvata (Cincinna) piscinalis antiqua SOWERBY H. 7,8, Br. 6,3 mm (7 Expl.)., dazu zahlr. kleine u. 1 Frgm. mit losgelöster letzter Windung.

Valvata (Valvata) cristata MÜLL. Br. 1,5 mm (1 Expl.).

Bithynia tentaculata L. 8 Deckel.

III. Bivalvia

Sphaerium (Sph.) corneum L., oft noch mit erhaltenem Periostracum L. 12,5, H. 9,5 mm (8 Schalenklappen, ca. 209 Schalen, dazu kleinere u. Fragmente).

Pisidium subtruncatum MALM.
Pisidium nitidum JENYNS.
Pisidium casertanum POLI.
Pisidium milium MALM.

Bei den Mollusken der Ablagerung handelt es sich ausschließlich — bei gänzlichem Fehlen von Landschnecken — um Süßwasserarten des Quartärs, und zwar um solche, die noch jetzt im mitteleuropäischen Faunenbereich leben. Der Häufigkeit (Abundanz) der vorhandenen Arten steht eine auffallende Armut (Frequenz) an Arten gegenüber. Es dominieren bei weitem die lungenatmenden, nahe der Wasseroberfläche lebenden Arten und von diesen wiederum *Radix peregra ovata* in der Form des schlammigen Stillwassers, von den Kiemenschnecken *Valvata piscinalis* und von den Muscheln die Kugelmuschel, *Sphaerium corneum*. Die übrigen Arten treten schon sehr zurück und einige sind recht selten wie *Gyraulus (Armiger) crista*, *Segmentina (Hippeutis) complanatus*, *Physa fontinalis*, *Valvata cristata* und der fragl. *Gyraulus riparius*. Allerdings kann das Artenspektrum der damaligen Biocönose ein höheres als das nachgewiesene gewesen sein, denn es muß auffallen, daß von der meist gemeinen, weit verbreiteten *Bithynia tentaculata* L. nur 8 Opercula (Schalenverschlußdeckel) vorlagen, Schalen- oder Gewindeteile dieser Kiemen-Deckelschnecke aber fehlten. Deckel sind ja oftmals massiver als die eigentliche Schale. Die Erhaltungs-(Fossilisations-)Fähigkeit der einzelnen Arten in ihren Schalen und Hartteilen erweist sich in dieser Ablagerung wie auch gelegentlich sonst als unterschiedlich, auch wenn es sich bei den Schalen, wie bei denen der vorliegenden Arten, um Aragonitstruktur des abgelagerten Kalkes handelt. Weiterhin werden in den Proben noch einige sonst häufiger Arten vermißt, die keineswegs etwa nur besonderen Zeitabschnitten des Pleisto- oder Holocäns angehören, stark klimatisch oder überhaupt ökologisch gebunden erscheinen, vielmehr allgemein verbreitet sind.

Ausbildung wie auch Häufigkeit der einzelnen Arten, insbesondere aber das Vorhandensein der für die zeitliche Zuordnung leidlich brauchbaren Posthornschnecken (Planorbiden) wie des holarktisch-boreo-alpinen *Gyraulus acronicus (gredleri)*, der im Holocän in Mitteleuropa und überhaupt im ganzen Zwischengebiet von der Arktis/Subarktis zu den Alpen immermehr und Reliktcharakter bekundend schwindet, deutet auf einen Abschnitt des Spät- bzw. frühesten Postglazials. Artenanzahl sowohl, wie die individuenreichen Mengen einzelner Arten und ihre üppige, keineswegs kümmernde Ausbildung lassen auf eine wiederum wärmere Periode, nämlich das Alleröd, schließen. Ferner ist die Ausbildung der f. *cristatus* DRAP. des *Gyraulus (Armiger) crista* bezeichnend, dessen Hautrippen und Haken auf der Schale als ein wärmeinduziertes, luxurierendes Merkmal zu werten sind. Die vorgefundenen Pisidien lassen keine weiteren Schlüsse zur zeitlichen Zuweisung der Ablagerung zu, da sie nur zoogeographisch wenig bedeutenden und eurytopen Arten angehören.

Die auffällige Häufigkeit einer wohlausgebildeten großen Form der Kugelmuschel, *Sphaerium corneum* L., das Leitform nicht nur schlammreicher, sondern sogar α-mesosaprober, also mäßig stark verschmutzter Gewässer ist, beweist reichliche Verschlammung (Gyttja-Bildung) eines etwa 2—3 m seichten, weiher- bis altwasserartigen, vegetationsreichen Gewässers, das allenfalls nur eine geringe Strömung gehabt haben kann. Die Detritus-Sedimentation zur grauen Gyttja ist erheblich gewesen, denn die Proben erwiesen sich als an mineralischen, wie an organischen Nährstoffen reich, konnten sie doch überdies während der Dauer ihrer Aufbereitung mit Wasser in den Glasgefäßen Fäulnisvorgänge und Diatomeenwachstum herbeiführen.

V. Ein Flußbarsch (*Perca fluviatilis* L.) aus dem Spätglazial von Klein-Linden

Wilhelm Weiler

Mit Tafel 19

Dem einst wohl vollständig erhaltenen, noch nicht völlig plattgedrückten Fischskelett fehlen die vordere Kopfpartie und fast der ganze Schwanzabschnitt mit Schwanz- und Afterflosse. Bei der schwierigen Bergung des in lockerem tonig-sandigem Gestein eingebetteten Skeletts gingen diese Teile verloren, doch fanden sich beim Ausschlämmen der betreffenden Gesteinsbrocken außer Schuppen und Wirbeln auch eine Reihe wichtiger Kopfknochen (Parasphenoid, Maxillare, Dentale, Articulare, Operculum, Sub- und Interoperculum, Clavicula, Supraethmoidale, Infraorbitalia, Frontale und Kiemenhautstrahlen).

Kopfknochen. Die vorliegenden Knochen des Schädel- und Visceral-Skeletts stimmen im Größenverhältnis fast ausnahmslos mit den entsprechenden Skeletteilen der rezenten *Perca fluviatilis* L. überein, so daß sich eine eingehende Beschreibung und Abbildung erübrigt. Zum Beweis dafür geben wir nur die Darstellung zweier charakteristischer Knochen, des kräftigen, gedrungenen Frontale (Taf. 19 Fig. 1) und des Praeoperculums (Taf. 19 Fig. 2), an dem selbst Größe und Stellung der Zähnchen des Hinter- und Unterrandes bis ins einzelne sich mit den bei der rezenten Art anzutreffenden Verhältnissen decken. Eine genauere Betrachtung verdient lediglich das Operculum (Taf. 19 Fig. 3). Es ist gedrungen, unter Einbeziehung des Dorns fast von gleicher Höhe und Breite. Vorder- und Dorsalrand sind $\pm$ ausgesprochen konvex, der Hinterrand etwa im oberen Drittel mit einem spitzen Dorn versehen, der tiefer sitzt als die Gelenkfläche des Operculums. Die untere Partie des Hinterrands ist schwach wellig gewölbt und etwas gekerbt. Im Anschluß an die Kerben verlaufen seichte Furchen über die Oberfläche des Operculums nach seinem Anheftungspunkt.

Von dem Operculum der rezenten *Perca fluviatilis* weicht das soeben beschriebene deutlich ab durch den größeren Winkel, unter dem sich Vorder- und Hinterrand schneiden, aber auch durch die verhältnismäßig tiefe Lage des Dorns. Das Operculum verjüngt sich bei der rezenten Art viel schneller nach unten zu, wodurch es schlanker erscheint als das diluviale. Indessen variieren die Lage des Dorns und der Umriß des Operculums bei der rezenten Art in ziemlichem Umfang, wie aus den Fig. 4 und 5 der Taf. 19 hervorgeht. Das in Fig. 4 wiedergegebene weicht am stärksten von dem fossilen Operculum ab; sein Dorsalrand ist viel stärker gewölbt, der fast gleichschenklige Dorn liegt auf gleicher Höhe mit der Gelenkfläche des Operculums, und die untere Hälfte dieses Knochens verjüngt sich recht entschieden. Außerdem ist der Vorderrand konkav. Fig. 5 gibt ein weiteres rezentes Operculum wieder, das sich von dem soeben beschriebenen durch den konvexen Vorderrand und schwächere, kaum über die Gelenkfläche hinausgehende Wölbung des Oberrandes auszeichnet, der an dem hinteren Eck, wo er nach unten abbiegt, einen schwachen Dorn bildet. Der Hauptdorn des Operculums liegt etwas tiefer als das Gelenk dieses Knochens. Dicht unterhalb des Dorns ist der schwach gekerbte Hinterrand mit zwei weiteren kleinen Dornen bewaffnet. Vorder- und Hinterrand schneiden sich unter einem etwas

spitzerem Winkel als bei dem in Fig. 4 dargestellten Operculum. Von Einzelheiten abgesehen nähert sich das zuletzt beschriebene Operculum (Fig. 5) dem diluvialen.

Flossenskelett (Taf. 19 Fig. 9). Die Rückenflosse zerfällt in einen stacheligen (D I) und einen weichen (D II) Abschnitt, die ohne einen Zwischenraum aufeinander folgen, aber durch einen Einschnitt im Flossenumriß deutlich voneinander getrennt sind. In der D I blieben 7 Stacheln erhalten; etwa 6 weitere, die nebeneinander standen und ein siebenter, den die breite Lücke zwischen zwei Stacheln verrät, hinterließen nur undeutliche Abdrücke. Die Gesamtzahl der Stacheln beträgt demnach etwa 14. Der vorderste Stachel war etwas kürzer als der zweite; seine Länge gleicht der des mutmaßlich 9. Stachels. Die auf diesen folgenden 4 erhaltenen Stacheln nehmen ziemlich rasch an Länge ab, so daß die letzten Stacheln nur $^1/_4$ der Stachellänge des zweiten Stachels erreichen. Vor der D II steht ein schwächerer Stachel, etwa halb so lang wie der zweite Stachel der D I. Von den folgenden 6 gegliederten und verzweigten Strahlen sind nur die Basen und einige Glieder der distalen Äste vorhanden, von 5 weiteren der Abdruck der Basen und einige distale Glieder. Die zweite Dorsalis enthielt demnach mindestens 11 Strahlen und 1 Stachel.

Etwa in halber Höhe zwischen Bauchkante und Wirbelsäule sitzt die Brustflosse an der noch vorhandenen Clavicula. Wenigstens 9 gegliederte und verzweigte Strahlen von unbekannter Länge lassen sich feststellen. Nur wenig hinter der Anheftungsstelle der Pectoralis liegen die Bauchflossen an der Bauchkante. An beiden ist der Stachel noch vorhanden, der kürzer ist als der zweite Stachel der D I. Von den weichen Strahlen sind nur dürftige Überreste zu sehen.

Schuppen. Soweit es erhalten ist, zeigt sich das Schuppenkleid unversehrt und verdeckt infolgedessen das ganze Achsenskelett. Immerhin kann man noch den Verlauf der sich abzeichnenden Wirbelsäule feststellen. Im hinteren Abschnitt zieht sie waagerecht durch die Körpermitte, dann hebt sie sich nach vorn langsam an und erreicht in erneut horizontaler Richtung die Schädelbasis. Die Schuppen sind ctenoid, haben feine konzentrische Zuwachsstreifen, und der Vorderrand ist mit 4—6 Einschnitten versehen, an die sich nach hinten konvergierende Furchen anschließen (Taf. 19 Fig. 6—8).

Taxionomie: Die geschilderten anatomischen Verhältnisse, Lage und Zusammensetzung der Flossen, Form der Kopfknochen und der Schuppen finden sich, wie eingehende Vergleiche ergaben, bei der rezenten *Perca fluviatilis* wieder. Selbst die etwas abweichende Form des Operculums dürfte nach den oben gemachten Darlegungen noch in die Variationsbreite dieses Knochens bei *Perca fluviatilis* fallen. Wir stellen daher die fossile Form zu dieser Art.

Vorkommen von *Perca fluviatilis* L. Aus dem Neolithikum der Schweiz beschreibt BIRRER (1943, S. 350, Abb. a, d) einen Stachel und Schuppen von *Perca fluviatilis*, und LERICHE (1951, S. 563, Taf. 47 Fig. 3) eine Schuppe der gleichen Art aus dem Campinien von Brüssel (Pont de Laeken). NIKOLSKI (1957, S. 2, Abb. 1 A, B) bildet 2 Skelette von *Perca fluviatilis* L. ab, von denen das eine aus zwischeneiszeitlichen, das andere aus pliozänen Ablagerungen West-Sibiriens stammt. Auch im Oberpliozän von Willershausen ist diese Art neben einer weiteren, *Perca elongata* W. benannten, vertreten (WEILER 1933, S. 291, Taf. 1 Fig. 1), und aus dem Obermiozän nördlich Omsk am Irtysch gibt JAKOWLEV (1960, S. 105) eine ausführliche Beschreibung

von *Perca fluviatilis lepidopoma* (SCHTYLKO). *Perca fluviatilis* L. tritt daher bereits im jüngeren Tertiär des europäisch-asiatischen Raumes zum erstenmal auf, in dem sie sich über das Diluvium hinweg bis zur Gegenwart behauptet hat.

Dank. Herrn Prof. Dr. R. WEYL, Geologisches Institut der Universität Gießen, danke ich für die freundliche Zusendung des untersuchten Fundstücks, Herrn ALOYS PRÖLL, Obernzell bei Passau, für die Zusendung rezenten Vergleichmaterials.

Aufbewahrung. Alle Reste der beschriebenen subfossilen *Perca fluviatilis* L. befinden sich im Geologischen Institut der Universität Gießen.

VI. Ein Biberschädel aus dem Spätglazial von Klein-Linden

EKKE W. GUENTHER

Mit Taf. 20, Abb. 4, Tab. 3—6

Im Juni 1957 übergab die Verwaltung der Grube Fernie bei Klein-Linden den — bedauerlicherweise sehr gut gereinigten — Schädel eines Bibers. Reste der Fundschicht hafteten dem Skeletteil nicht mehr an. Nach Angabe der Finder stammte er aus den von Lößen überlagerten moorigen Schichten, deren allerödzeitliches Alter sich inzwischen erwiesen hat. Diese Fundangabe ist bei Berücksichtigung der für Moorfunde typischen dunkelbraunen Verfärbung der Knochen wohl zutreffend.

Der Erhaltungszustand ist gut, jedoch fehlen dem Schädel einige wesentliche Knochen. Nicht vorhanden sind Os nasale, interparietale und occipitale, leider auch das für die Biberbestimmung so wichtige Basioccipitale. Die fehlenden Knochen sind fast immer an den jeweiligen Suturen gelöst. Ferner fehlt die Bulla tympani der rechten Schädelseite. Vom rechten Jochbogen ist lediglich der Processus zygomaticus des Maxillare vorhanden und vom linken Jochbogen nur ein Teil des Processus zygomaticus des Temporale. Das Zygomaticum fehlt beidseitig. Auch die Mandibula liegt nicht vor.

An Zähnen des Oberkiefers fehlt lediglich der linke, vorderste Backenzahn (P^4).

Der Schädel zeichnet sich durch eine gegenüber dem rezenten Biber besondere Größe aus.

Verschiedentlich wurde schon auf ein übernormales Größenwachstum frühalluvialer Biber hingewiesen. HESCHELER&KUHN (1949) meinten jedoch: „Die auffällige Größe der Pfahlbaubiber gehe nicht über das in heutiger Zeit feststellbare Maximum hinaus." REQUATE (1957) wies wohl auf ein auffallendes Größenwachstum frühalluvialer Säuger hin, was aber für den Biber nicht zuträfe.

Zur Klärung von Größenfragen ist ein umfassendes Material notwendig, reich genug, um variationsstatistische Vergleiche zu ermöglichen.

Dieses liegt mir zur Zeit für den Biber noch nicht vor. Die Besprechung des Klein-Linden-Schädels kann also lediglich eine Einführung in den Fragenkomplex geben und erste Messungen vorlegen.

Hierfür stehen folgende Biberschädel zur Verfügung:

1. Altalluvialer Schädel von Klein-Linden (Grube Fernie). (Geologisches Institut der Universität Gießen.)
2. Wahrscheinlich alluvialer Schädel aus der Gegend von Ham, im Sommetal oberhalb von Amiens. Wohl aus Torfen des Sommetales. (Geologisches Institut der Universität Kiel, Inv.Nr.: Z. K. 814.)

3. Rezenter Schädel aus Pechau am Teich bei Magdeburg (Museum Altona).
4. Rezenter Schädel (Zoologisches Institut der Univ. Kiel).
5. Rezenter Schädel (Zoologisches Institut der Univ. Kiel).
6. Rezenter Schädel (Zoologisches Museum Univers. Hamburg, Inv.Nr. 272).
7. Rezenter Schädel. (Zoologisches Institut Kiel. Inv.Nr. H 45.)

Die Biberschädel 5—7 stammen vermutlich aus Zoologischen Gärten. Canadischer Biber ist nicht ausgeschlossen. Geschlechtsdimorphismus mag verschiedenartige Ausprägung einzelner Merkmale bedingen.

Eine Sortierung nach dem Lebensalter, das die Tiere erreichten, ist mit Hilfe des Abkauungsgrades der Zähne und der Verschmelzung einzelner Knochenteile möglich. Es ergibt sich diese Reihenfolge von jung zu alt: Schädel 5. 3. 1. 6. 2. 4. 7.

Zur Untersuchung der Größenverhältnisse wurden verschiedene Längen und Breitenmaße nachgeprüft.

Die Gesamtlänge der Basalseite des Schädels wurde gemessen vom Vorderrand des Foramen occipitale magnum zum Punkt zwischen der Vorderseite der beiden Incisiven (weiteste Vorbuchtung des Corpus des Incisivum).

Das Maß der Schädelbasis (HUXLEY) ist weniger als die Schädelteile, die auf ihr aufgebaut sind, den ändernden Einflüssen der Umgebung unterworfen. Es ergibt sich nach WEBER (1927) auch aus dem Längsschnitt durch den Schädel vom Vorderrand des Hinterhauptloches bis zur Naht zwischen Basi- und Praesphenoid, erfaßt also die Länge des Basioccipitale und des Basisphenoid. Das Basioccipitale fehlt dem Schädel von Klein-Linden, seine Länge läßt sich jedoch, da die linke Bulla tympanica bis zum Processus exoccipitalis erhalten ist, abschätzen.

Tabelle 3. Zusammenstellung dieser Längenmaße.
Sämtliche Maße sind in Millimeter angegeben

Schädel Nr.	1	2	3	4	5	6	7
Fundort:	Kl.-Linden	Amiens	Pechau				
Gesamtlänge der Basalseite	ca. 153	141	141	143,5	123	119	128
Schädelbasis (Basisphenoid)	52 (28,0)	44 (23,5)	46,5 (27,2)	49 (26)	49 (23)	38,3 (22,4)	—

Schädel 7 stammt von einem alten Tier, dessen Basi- und Praeoccipitale soweit verschmolzen sind, daß die Sutura nicht mehr genau zu erkennen ist.

Der Biber von Klein-Linden übertrifft an Länge die anderen Schädel. SCHREUDER (1929) gibt für *Castor fiber* eine Schädellänge zwischen 140—145 mm an. Der Schädel eines *Trogontherium* von East Runton hätte eine Basilarlänge (Abstand Vorderrand des Foramen occipitale magnum von der Alveole des mittleren Schneidezahns) von 133 mm, liege also in der Variationsbreite von *Castor fiber*.

Die Schädelbreite wird zweckmäßig an verschiedenen Stellen des Schädels gemessen.

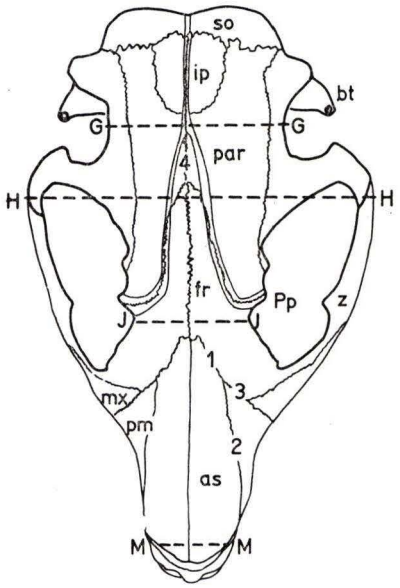


Abb. 4. Der Biberschädel von oben gesehen. Ca. $^1/_2$ nat. Größe. so = Os supraoccipitale, ip = Os interparietale, par = Os parietale, fr. = Os frontale, as = Os nasale, z = Os zygomaticum, bt = Bulla tympani, pt = Processus postorbitalis. 1 = Sutura naso-frontalis, 2 = Sutura naso-praemaxillaris, 3 = Sutura fronto-praemaxillaris, 4 = Sutura sagittalis. G—G = Abstand der Temporaliseinbuchtungen. H—H = Max. Abstand der Arc. zygomatic. I—I = Schmalste Schädelstelle zwischen den Orbitae (Frontalia-Einbuchtungen). M—M = Breite der Nasenöffnung.

1. Geringster äußerer Abstand der Temporaliseinbuchtungen (des Processus postorbitalis superior) (G—G).

2. Maximaler Abstand der Arci zygomatici (H—H). Die Meßpunkte liegen in dem Abschnitt des Jochbogens, wo sich Jochfortsatz des Os temporale mit dem Processus temporalis des Os zygomaticum berühren, etwa im vorderen Drittel der Sutura zygomatico-temporalis. Dieses Maß der Schädelbreite liegt nach Schreuder (1929) beim Biber bei ca. 105 mm.
   Da vom Jochbogen des Klein-Lindener Schädels nur der Processus zygomaticus des rechten Os temporale erhalten ist, kann das Maß nur geschätzt werden.

3. Schmalste Schädelstelle zwischen den Orbitae, gemessen an der Stelle, wo die Frontalia am stärksten eingebuchtet sind (J—J).

4. Breite der Nasenöffnung, gemessen am oberen Ende des aufsteigenden Os incisivum, zugleich Breite des Vorderendes der Nasalia (M—M).

Um Vergleiche führen zu können, müssen die Breitenwerte mit dem Längenwert in einem Rechenquotienten vereinigt werden. Dies geschieht nach folgender Formel:

$$\frac{\text{Breitenmeßwert} \cdot 100}{\text{Längenwert}}$$

Tabelle 4. Breitenmaß (1. Wert) und Rechenquotient (2. Wert)

	1 Kl.-Linden	2 Amiens	3 Pechau	4	5	6	7
1. Geringster Abstand der Temporalis-Einbuchtung							
a) Meßwert	52	48	46,4	47	45,8	44,3	43,4
b) Rechenquot. Breite. 100:Länge . .	34	34	33	33	37	37	34
2. Größter Abstand d. Arc. zygomatic.							
a) Meßwert	~ 116	109	98	98	97,5	89	92,3
b) Rechenquot. Breite. 100:Länge . .	~ 76	77	69,5	68,5	79,2	75	72,1
3. Ger. Abstand d. Orbitae-Einbuchtungen							
a) Meßwert	31,7	32,6	31,6	29,5	28,2	26,2	26,2
b) Rechenquot. Breite. 100:Länge . .	20,3	23,0	22,3	20,3	22,4	22	20,5
4. Maximale Breite der Nasenöffnung							
a) Meßwert	24	23,8	21,3	21	19,8	15,8	18,2
b) Rechenquot. Breite. 100:Länge . .	16	17	15	15	16	13	14

Die Auswertung der Messungen von Tab. 4 zeigt, daß der Biberkopf aus Klein-Linden in den meisten Maßen alle anderen Schädel übertrifft. Errechnet man jedoch die proportionalen Verhältnisse, läßt er kein abnormes Verhalten erkennen.

Die Klärung der Frage, ob dieses allgemeine Größenwachstum durch eine besondere Ausbildung einzelner Schädelteile entsteht, macht eine Untersuchung einzelner Knochen notwendig.

Dabei werden vor allem Schädelteile besprochen, die nach SCHREUDER (1929) und NEWTON (1892) bei der Unterscheidung von *Trogontherium cuvieri* FISCH. und *Castor fiber* LIN. diagnostischen Wert besitzen.

Das Nasenbein (Os nasale) von *Trogontherium cuvieri* ist wesentlich breiter als bei *Castor fiber*, aber nicht länger als beim europäischen Biber. Der canadische Biber hat dagegen wesentlich kürzere Nasalia. Die Sutura nasofrontalis (Abb. 4. 1) reicht beim europäischen Biber daher deutlich weiter caudalwärts als die Sutura naso-prämaxillaris (2). Nach BRAND (1829) und VON REICHENAU (1912) ist dies ein gutes Unterscheidungsmerkmal von palä- und nearktischen Bibern. Auf Tab. 5 wird daher die Länge der Sutura naso-frontalis, vom Kreuzungspunkt mit der Sutura fronto-prämaxillaris (3) bis zum weitesten caudalen Vorstoß angegeben. Danach ist Schädel 4 (mit 13,7 mm) ein europäischer und Schädel 7 (mit 0 mm) ein canadischer Biber. Der Schädel von Klein-Linden hat (mit 7 mm) einen seinen sonstigen Ausmaßen, z. B. auch der Länge der Frontalia nicht entsprechend kurzen derartigen Sutura-Abschnitt.

Das Stirnbein ist beim *Trogontherium* kürzer, das Scheitelbein länger als beim Biber. Bei *Trogontherium*, dem europäischen Biber und beim älteren canadischen

Tabelle 5

Dorsalseite

Schädel Nr.	1	2	3	4	5	6	7	trog. Castor
Größte Breite d. Os nasale	28	27,5	26,5	26,5	22,5	21,1	23,5	35
Länge d. Os nasale.	63,0	63,0	63,5	63,0	49	51	46,4	Tegelen = 60 Europ. = 64–66 Canad. = ca. 46
Länge der Sutura nasofrontalis v. d. Einmündung d. Sutura frontoprämaxill. bis zum caudalen Ende d. Frontale . .	7	9,4	12	13,7	5,3	8,5	0	
Länge des Os frontale	41	35	32,5	30,4	35	30,5	33,5	
Länge des Os parietale	21,4	16,3	21	24,4	17	18	24,2	
Länge des Os interparietale	~ 22,6	27,0	25	22,5	24,5	19,4	27,2	
Parietale und Interparietale zusammen:	~ 44,0	43,3	46	46,9	41,5	37,4	51,4	
Länge des Os supraoccipitale	~ 9	8,5	7	7	4,5	6	5	
Länge von Nasale, Frontale, Parietale, Interparietale und Supraoccipitale zusammen:	157	149,8	149	147,3	130,0	124,9	136,3	

Basalseite

Länge der Backenzahnreihe	34,2	35,2	34	34,2	30,9	29,3	29,4	Castor von Achenheim DUBOIS 48,3, 48,5 49,3
Länge d. Diastemas	54,4	48	46	46,4	42,2	42	45,2	
Maxillar-Teil des Diastemas	25,2	20,4	23,8	23,6	18,0	18,2	20	
Incisivus-Teil des Diastemas	30,7	28,5	24	25,0	24,4	24,2	27	

Biber bildet das Frontale einen derben Processus postorbitalis, der sonst bei keiner anderen Biberart vorkommt. Er fehlt auch dem Klein-Lindener Schädel nicht. Die 2 Parietalia und die 2 Interparietalia sind jeweils durch die Sutura sagittalis getrennt.

Die an der Linea nuchalis beginnende Christa sagittalis ext. zieht schädelwärts in Linie der Sagittalnaht der Interparietalia. Etwa am Berührungspunkt von Parietale und Interparietale spaltet sich die Christa in 2 Schläfenkämme auf, die über die Parietalia und dann dicht neben oder auf der Sutura coronaria (fronto-parietale) zum Processus postorbitalis verlaufen.

SCHREUDER (1929) meint, daß sich die zwei Schläfenkämme bei zunehmendem Alter, als Folge einer Vergrößerung des Musculus temporalis mehr und mehr der Mittellinie nähern. Die Stärke der Ausbildung der Christae ist vielleicht geschlechtsbedingt. WEHRLI (1935) bemerkte, daß bei verschiedenen Murmeltierarten die Schläfenlinien andersartig in den Processus postorbitalis übergingen. Bei den rezenten deutschen Biberschädeln verläuft die Christa kräftig bis auf den Processus postorbitalis. Bei den beiden fossilen Bibern nimmt sie auf dem Processus postorbitalis an Reliefenergie ab. Die Schläfenkämme des Biberschädels von Klein-Linden sind ziemlich flach.

Betrachtet man die Schädelunterseite, fällt eine im Verhältnis zur Größe des Schädels etwas kurze Backenzahnreihe auf. Die auf Tab. 3 angegebenen Maße sind direkt an den Alveolen genommen. Darnach hat der Klein-Lindener Schädel nicht einmal die längste Backenzahnreihe. Hiermit stimmt überein, daß die einzelnen Zähne von distal nach proximal gemessen beim Klein-Lindener Schädel nicht besonders lang sind, während ihr Quermaß von labial nach lingual im Verhältnis größere Werte zeigt. Nach den Alveolen steht allerdings der Schädel von Amiens, dessen Zähne nicht erhalten sind, in beiden Maßen an erster Stelle.

Tabelle 6 gibt genaue Werte:

P_4 Schädel Nr.	1	2	3	4	5	6	7
Längenmaß distal-proximal	9,6	—	10,0	10,4	9,0	9,1	9,2
Quermaß labial-lingual	9,5	—	8,3	9,1	7,3	8,2	8,1

Zwischen rechter und linker Kieferseite sind mehrfach geringe Unterschiede (in Bruchteilen von Millimetern) zu erkennen.

Die besondere Länge des Schädels von Klein-Linden geht zu nicht unerheblichen Teilen zu Lasten des Diastemas. Der Biber übertrifft hier nicht nur die vorliegenden Vergleichsstücke, sondern auch die von DUBOIS (zitiert bei SCHREUDER 1929) und WERNERT (1957) angeführten Maße (Tab. 5).

Das Diastema hat einen maxillaren und einen incisiven Knochenabschnitt. Immer ist der Abschnitt des Maxillare etwas größer. Eine Reihenfolge geordnet nach der Größe der Maxillaria in Verhältnis gesetzt zur Gesamtlänge des Diastemas reiht den Klein-Lindener Schädel in die Variation der anderen Biber ein. Es ergibt sich diese

Folge: Schädel 2, 7, 5, 6, 1, 4, 3. Die Gaumenspalten (fissurae palatinae) liegen bei Castor fiber zum weitaus größten Teil im Bereich des Os incisivum, während sie bei Trogontherium nahezu gleich von Incisivum und Maxillare geformt werden. Der Schädel von Klein-Linden zeigt auch bei diesem Merkmal ein dem Biber entsprechendes Verhalten.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß der Schädel von Klein-Linden sich durch eine besondere Größe auszeichnet. Dieses Größenwachstum scheint jedoch eine Einreihung in die Variationsbreite des rezenten *Castor fiber* ganz am Rande der Größenverteilungskurve zu erlauben.

Die Vergrößerung erfaßt nicht gleichmäßig den ganzen Schädel, vielmehr sind bestimmte Knochenabschnitte bevorzugt.

Es wird interessant sein, diese Beobachtungen an weiteren Beispielen zu verfolgen.

Gemeinsames Schriftenverzeichnis

Ahrens, W. & K. Steinberg: Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld. — Ber. Reichsamtes Bodenforsch., 1943, S. 17—30, Wien 1943.

Aletsee, L.: Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. — Nova Acta Leopoldina, N. F., **21**, Nr. 139, Leipzig 1959.

Beug, H.-J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). — Flora, **145**, 1957.

Birrer, A.: Reste von Fischen aus den neolithischen Pfahlbaustationen von Egolzwil. — Z. Hydrol., **9**, S. 347—353, 9 Abb., 1943.

Brandt, J. F. & J. F. C. Ratzeburg: Monographie des Bibers. — Medizin. Zoolog., **1**, S. 12—30, 1829: zitiert bei Schreuder, 1929.

Brelle, G. v. d., M. & R. Teichmüller, P. W. Thomson & H. Werner: Das Spät- und Postglazial-Profil von Wallensen im Hils. — Geol. Jb., **67**, S. 231—242, Hannover 1953.

Brockmann, Chr.: Die Diatomeen in den Ablagerungen der ostpreußischen Haffe. — Meyniana, **3**, S. 1—95, Kiel 1954.

Christensen, B. Brorson: Pollenanalytisk datering af en rensdyrknogle fra Nebbe Mosse, Ö. Vemmerlöv Socken. K. Human. Vetenskapss. Lund Arsber. 1948—1949, 5, 1949.

Dahm, H.-D.: Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. — Meyniana, **5**, S. 7—50, Kiel 1956.

— Diatomeen aus spätglazialen Ablagerungen der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen (Holstein). — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 8—12, Hannover 1959.

Erdtman, G.: Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. — Svensk Bot. Tidskr., **28**, S. 354, 1934.

Firbas, F.: Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial von Wallensen im Hils. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. IIb, Biol.-physiol.-chem. Abt., 1954, 5, Göttingen 1954.

Florschütz, F.: Steppen- und Salzsumpfelemente aus den Floren der letzten und vorletzten Eiszeit in den Niederlanden. — Flora, **146**, 1958.

Frechen, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstuffe in mittel- und süddeutschen Mooren. — Geol. Jahrb., **67**, S. 209—230, Hannover 1952.

— Der Rheinische Bimsstein. Wittlich 1953.

Gams, H.: Das Meersträubl (Ephedra) und seine Ausbreitung in Europa. — Jahrb. Ver. z. Schutze d. Alpenpfl. u. -tiere, München 1952.

Hall, E. R. & K. L. Kelson: The mamals of North America, **2**, New York, 1955.
Hammen, Th. van der: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. — Leidse Geol. Mededel., **17**, S. 71—183, Leiden 1951.
— & J. Iversen: Pollen of Sanguisorba officinalis and Sanguisorba minor in Danish and Dutch Late-glacial deposits. — Damm. Geol. Und., **4**, 3, 1951.
Hescheler, K. & E. Kuhn: Die Tierwelt. In Tschumi: Urgeschichte der Schweiz I., S. 121—368, 1949.
Hue, E.: Musée ostéologique, Étude de la Fauna quarternaire. Paris 1907.
Hustedt, F.: Die Diatomeenflora diluvialer Sedimente bei dem Dorfe Gaj bei Konin im Warthegebiet. — Schweiz. Z. Hydrobiol., **11**, S. 181—209, 1948.
Iversen, J.: En pollenanalytisk tidsfaestelse af ferskvandslagene ved Norre Lyngby. — Medd. Dansk. Geol. Foren., **10**, 2, 1942.
Jaeckel, S. G. A.: Süßwassermollusken aus spät- und postglazialen Ablagerungen in Schleswig-Holstein. — Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., **28**, 1, Kiel 1956.
Jakowlev, W. N.: O sistematitscheskom poloshenii neogenowyx presnowodnyx ryb sapatnoi Sibiri — Akad. Nauk SSSR. Paleontologitscheskij Shurnal, 1960, S. 102—108, Moskau-Leningrad 1960.
Koch, T.: Beiträge zur Anatomie des Sumpfbibers. Leipzig 1953.
Krasske, G.: Diatomeen aus den postglazialen Seen auf Rügen. — Arch. Hydrobiol., **31**, S. 38—53, Stuttgart 1937.
— (mit einem geologischen Teil von W. Ahrens): Die Diatomeenflora der Kieselgur aus dem Phonolithtuff vom Nordost-Abhang des Hochsimmer bei Mayen (Eifel). — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1937, **58**, S. 472—477, Berlin 1938.
Lang, G.: Nachweis von Ephedra im südwestdeutschen Spätglazial. — Die Naturwissenschaften, **38**, 1951, S. 334—335, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1951.
— Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. — Flora, **139**, 1952.
Lang, H.-D.: Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher-See-Tuff bei Marburg/Lahn. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 362—372, 5 Abb., Stuttgart 1954.
— Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 245—251, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1956.
Leriche, M.: Les poissons pléistocènes et holocénes de la Belgique. — Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Mémoires, **118**, S. 561—564, Bruxelles 1951.
Müller, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mittedeutschen Trockengebietes. — Nova Acta Leopoldina, N. F., **16**, Nr. 110, Leipzig 1953.
Newton, E. T.: On a skull of Trogentherium cuvieri from the Forest Bed of East Runton, near Cromer. — Trans. Zool. Soc. London, **13**, S. 165—175, 1892, zitiert bei Schreuder 1929.
Nickel, R., A. Schummer & E. Seiferle: Lehrbuch der Anatomie der Haustiere. Berlin-Hamburg 1954.
Nikolski, G. W.: Spezielle Fischkunde. Berlin 1957.
Overbeck, F.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. — Planta, **37**, S. 376 bis 398, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1949/50.
— Die Moore Niedersachsens. — Aus: Das Känozoikum in Niedersachsen. Schrift. d. wirtschaftswiss. Ges. z. Studium Niedersachsens e. V., N. F., **3**, Abt. 4, Bremen-Horn 1950.
Reichenau, W. von: Einiges über Schädel und Gebiß der Biber (Castorinae). — Jahrb. Nass. Ver. Naturk., **65**, S. 208—226, Wiesbaden 1912.
Requate, H.: Zur nacheiszeitlichen Geschichte der Säugetiere Schleswig-Holsteins. — Bonner Zool. Beitr., 8, H. 3—4, S. 207—229, 1957.
Rütimeyer, L.: Untersuchungen der Tierreste aus den Pfahlbauten der Schweiz. — Mitt. Anat. Ges. Zürich, **13**, Zürich 1860.
Schreuder, A.: Conodontes (Trogontherium) and Castor from the Teglian Clay compared with the Castoridae from other localities. — Archives du musée Teyler Serie **III**, **6**, S. 99—321, Haarlem 1929.

Simonsen, R.: Spätglaziale Diatomeen aus Holstein. — Arch. Hydrobiol., **53**, S. 337—349, Stuttgart 1957.

Straka, H.: Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. — Erdkunde, **10**, S. 204—216, Bonn 1956.

— Ein spätglaziales Pollendiagramm aus dem Hinkelsmaar bei Manderscheid (Vulkaneifel). — Flora, **146**, 1958.

Terasmae, J.: On the Pollen Morphology of Betula nana. — Svensk Bot. Tidskrift, **45**, 2, 1951.

Weber, M.: Die Säugetiere. — Jena 1927.

Wehrli, H.: Die diluvialen Murmeltiere Deutschlands. — Pal. Zeitschr., **17**, S. 204—243, Berlin 1935.

Weiler, W.: Die Fischreste aus dem Oberpliozän von Willershausen. — Archiv Hydrol., **25**, S. 291—304, 5 Abb., 2 Taf., 1933.

Welten, M.: Über das glaziale und spätglaziale Vorkommen von Ephedra am nordwestlichen Alpenrand. — Ber. d. Schweizerischen Bot. Ges., **67**, Bern 1957.

Wernert, P.: Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace, Achenheim. — Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **14**, Strasbourg 1957.

Manuskript eingegangen am 1. 9. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 360—364	3 Abb.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Streifenblockbildreihen zur Darstellung der Talausbildung (Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg)[1])

Von

ERNST SOBOTHA in Frankenberg/Eder

Mit 3 Abbildungen

Streifenblockbildreihen entstanden anläßlich der Bearbeitung von Grundwasserverhältnissen in Talauen und längs Störungszonen. Schmale Blockdiagramme folgen

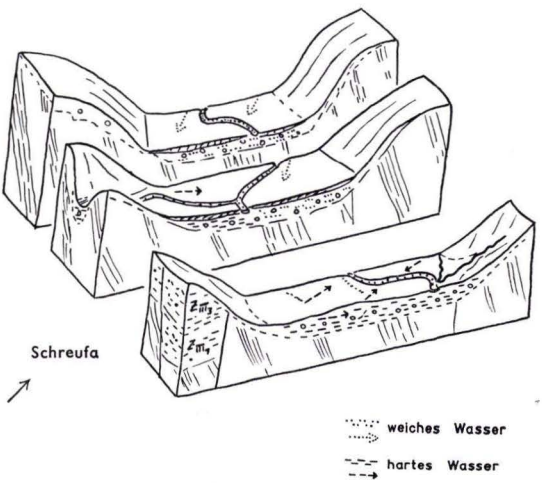


Abb. 1. Grundwasser im Nuhnetal bei Schreufa.

einander und verbinden so die Darstellung in Profilen durch die Miterfassung der Oberfläche. Die Bearbeitung des Nuhnetales bei Schreufa (Abb. 1)[2]) sollte vor dem Bau einer Fabrik die dortigen Grundwasserverhältnisse klären, es wurde ein sehr weiches Wasser benötigt. Bohrungen, Schürfgruben und Wasserläufe dienten der Probenahme und chemischen Untersuchung des Wassers, die Gruben gaben wert-

[1]) Vortrag auf dem Symposium „Fluviatile Morphologie" in Stöllet anläßlich des XIX. Int. Geogr. Tages Stockholm.

[2]) Diese Darstellungen wurden anläßlich einer Monatsversammlung der deutsch. Geol. Ges. in Wiesbaden bzw. auf der Frühjahrstagung dieser Gesellschaft in Bad Harzburg gezeigt.

volle Hinweise auf Strömungsrichtungen. Es ergab sich, daß auf Störungszonen zutretendes hartes Wasser das weiter oberstrom zunächst vorhandene weiche Grundwasser aus den Kiesen der Talaue verdrängte, so daß unterstrom seitlich des sehr weichen Wassers der Nuhne nur harte Wässer in den Kiesen auftraten.

Bisher vom Verfasser veröffentlichte Blockbildreihen (SOBOTHA 1958) betreffen reine Grundwasserfragen. Weitere Blockbildreihen ergeben aber so wertvolle Einblicke in die Talausbildung, daß diese Darstellungsart auch für den Morphologen wie für den Wasserwirtschaftler wertvoll erscheint. Die Blockbildreihe des Gernshäuser Wassers zeigt eine Talbildung in sehr großzügiger Anlehnung an eine Störungslinie. Geologische Aufschlüsse und Verfolgung des Grundwassers auf Grund sich regelmäßig ändernder Eigenschaften legten die Verwerfung fest, ehemaliger Bergbau (SOBOTHA 1953) gibt Auskunft über Störungen und Verruschelungen. Einen Überblick etwa über den Bereich eines Meßtischblattes gibt die Blockbildreihe des nördlichen Burgwaldes. Geologische und hydrologische Untersuchungen verfolgten die Verwerfungs- und Zerrüttungszonen sowie die Schichtenlagerung. Im Randbereich folgen die Täler Störungszonen, im Inneren der Sandsteinplatte fehlt eine Anpassung.

Die Blockbildreihen des Fulda- wie des Edertales zeigen die Darstellungstechnik. Benutzt wurde die Parallelprojektion. Die zum Beschauer senkrechten Flächen erscheinen unter 45° und Verkürzung auf $^1/_2$. Die Breite der einzelnen Streifen beträgt möglichst 1 km beim Maßstab 1:25000, sie wechselt aber notfalls, damit die in Erscheinung tretenden Profile möglichst gut belegt sind. Der Abstand der einzelnen, auseinandergeschobenen Blockbilder ist so gewählt, daß die Nullinie jedesmal erscheint, dabei ist der Verschiebungsbetrag immer gleich. So entsteht neben der Schnittserie ein in sich geschlossenes Bild der Oberfläche, die in den Profilen dargestellten Untergrundverhältnisse zeigen ihre Beziehungen zur Oberflächenausbildung.

Die Blockbildreihe des Fuldatales (Abb. 2) zeigt, wie ein Fluß eine Einmuldung quert. Sie folgt dem Zuge der Fulda-Lauterbacher Grabenzone und erscheint heute als breitere Senke, die von den dem Vogelsberg entströmenden Wasserläufen quer durchflossen wird. Auch die Fulda durchströmt sie. Schon vorpleistozän war hier ein Sedimentationsraum, in einer Profilreihe wurde von SOBOTHA (1933) die Verbreitung der tertiären und quartären Ablagerungen zusammengestellt. Die beigefügte Blockbildreihe gibt zusätzlich das Verhalten des Flusses, der beim Eintritt in die im Norden abschließenden Buntsandsteinhöhen auf der Talaue stark mäandriert, und läßt die Verbreitung der jungen Ablagerungen beiderseits der heutigen Talaue wie auf entfernteren Höhen klar heraustreten. Sand- und Baugruben wie Bohrungen geben zahlreiche Aufschlüsse in den jungen Lockerbildungen. Die zeichnerische Darstellung wirft allerdings die Frage der Überhöhung auf, die bei wasserwirtschaftlichen Schnitten übliche Überhöhung verzerrt die Oberflächenformen zu stark! So tritt es nicht besonders hervor, daß die Fulda bei Kohlhaus (etwa hoch 5600,0[3]) im anstehenden Rötsandstein fließt, während Bohrungen seitlich des Flusses Kiese mit Ablagerungen alter Altwasserarme antrafen. Deutlich ist aber schon durch die Art des Vorkommens eine zeitliche Gliederung der jungen Aufschüttungsmassen

[3]) auf Meßtischblatt Fulda

möglich: 1. Spärliche, quarzgangdurchzogene Quarzite des Schulzenbergs, die ältesten „Höhenschotter", 2. vom heutigen Talzug abgesetzte tonige Bildungen, von denen die bei Bellingers Fabrik durch *Mastodon borsoni* und *Mastodon arvernensis* eine Altersbestimmung ermöglichten, 3. dem heutigen Talzug folgende helle „Münsterfeld-Schichten", 4. dann die pleistozänen Schottermassen der Täler und 5. Gerölle in den Dolinen und Höhlen der Kalkhöhlen bei Bachrain.

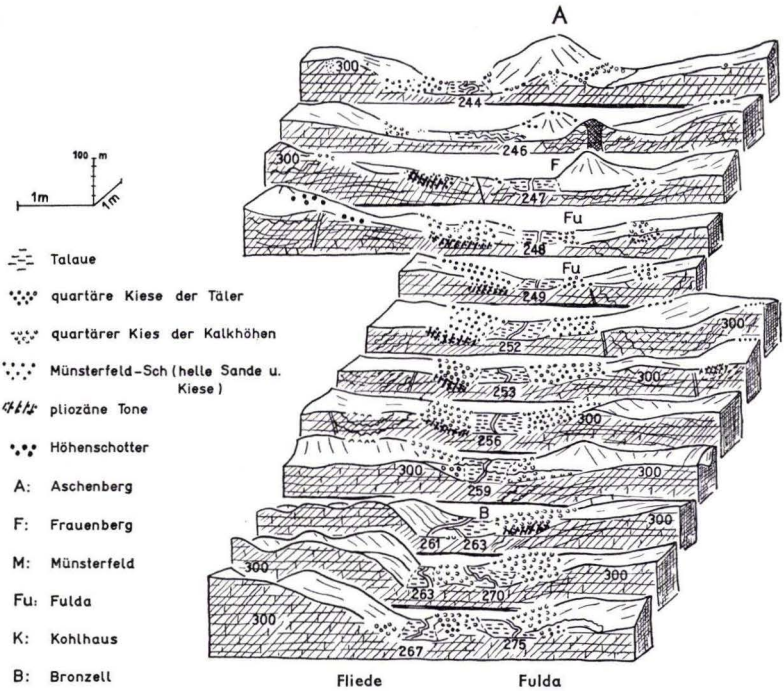


Abb. 2. Fuldatal bei Fulda
Berichtigung: Die Signaturen für Münsterfeld-Sch. und pliozäne Tone sind vertauscht.

Die Blockbildreihe des Edertals im Bereich des Meßtischblattes Frankenberg/Eder (Abb. 3) zeigt die Flußstelle, die im Bereich des Schiefergebirgsrandtales zwischen der Trias des Burgwaldes und dem Kulm des alten Gebirges eine breite Talaue entwickelte. Im Süden der Eder sind heute zwei Schichtstufen entwickelt. Die untere entspricht den Sandsteinen des Untersten Buntsandsteins (su_1) bzw. Sandsteinen und Konglomeraten des Zechsteins IV, die durch Verwerfungen in gleiche Höhe gelegt wurden. Die obere Stufe bilden im Westen die Unteren Sandsteine des Mittl. Buntsandsteins, die im Osten durch Sandsteinbänke des Unteren Buntsandsteins abgelöst werden. Wir haben also ein Musterbeispiel, wie Geländestufen sich an die geologische Lagerung anpassen können. Bei Frankenberg tritt die Eder wieder ins Schiefergebirge ein. Mäander fehlen hier aber (vergleiche demgegenüber KÁDÁR (1955), dessen Ausführungen für die Fulda im dargestellten Bereich (Abb. 2) gelten. Verbreitete Terrassenreste kennzeichnen das Edertal zwischen Battenfeld und Frankenberg als Raum immer wieder erfolgender Aufschotterung. Diese erfolgt auch heute,

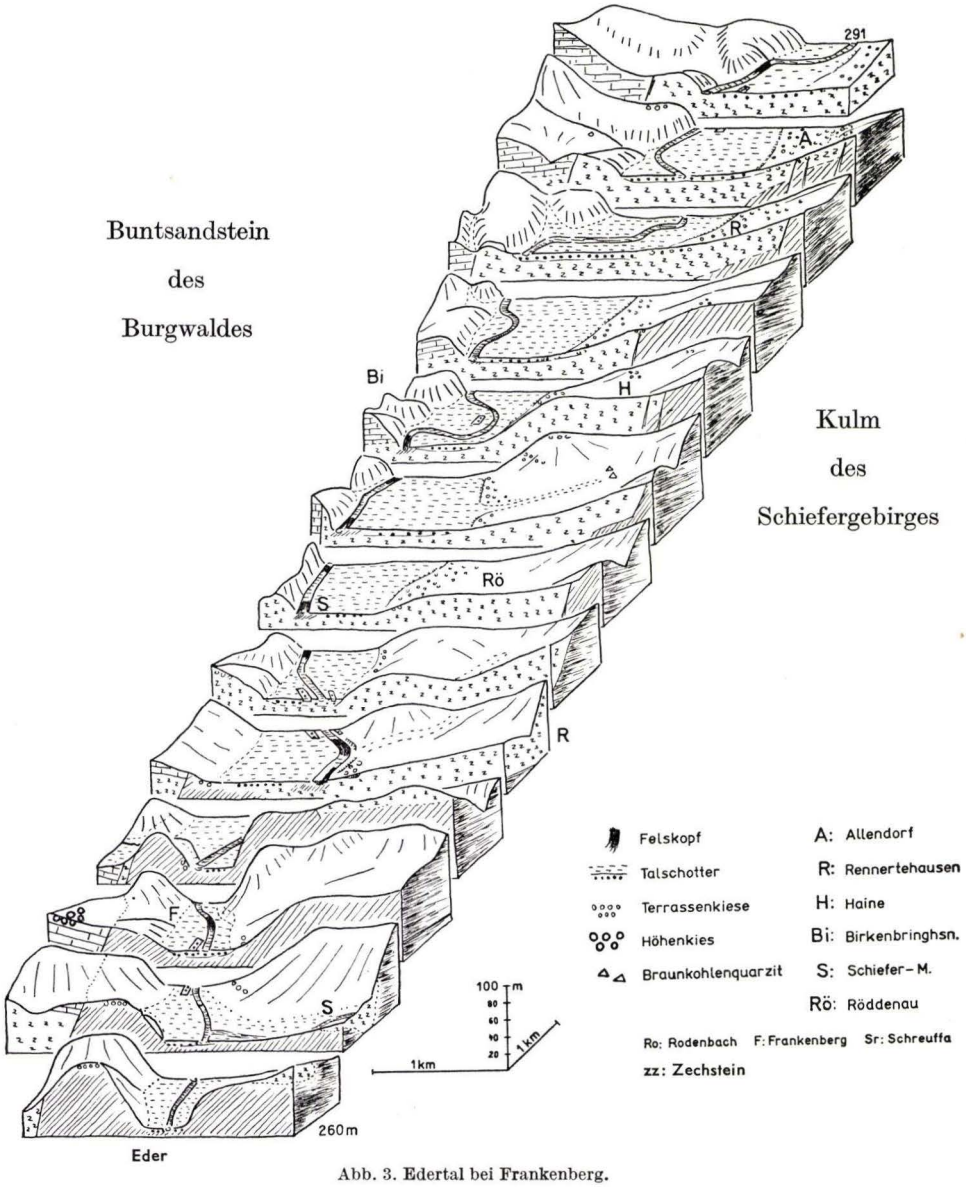


Abb. 3. Edertal bei Frankenberg.

wie der rasche Ersatz der durch Baggerungen entfernten Kiesmassen im Flußbett z. B. am Sportplatz Frankenberg zeigt. Trotzdem fließt aber die Eder an mehreren, in der Blockbildreihe besonders hervorgehobenen Stellen im anstehenden Fels. Zwischen Allendorf und Berghofen, bei Birkenbringhausen, an der Schiefer-M. und oberhalb des Sportplatzes Frankenberg sind es flachlagernde, durch Klüfte gegliederte z. T. konglomeratische Sandsteine des Zechsteins, an der Großbergbrücke steil-

stehende Kulmgrauwacken. Auch außerhalb des Meßtischblattes Frankenberg, so z. B. oberhalb der Eisenbahnbrücke bei Battenberg wie gegenüber Burg Hessenstein finden sich Flußstrecken im Fels. Verstärktes Gefälle und Stromschnellen finden sich aber nicht nur hier — soweit diese Stellen nicht künstlich (Schiefermühle) direkt oder durch Flußbetteinengung (Sportplatz) indirekt überstaut sind, sondern auch im Bereich kiesiger Talsohle. Diese Erscheinung der „Kopf"-Bildung hat unlängst HANNA BREMER (1959) an der oberen Weser untersucht. Die zwischen den Felsköpfen liegenden Kiesgrundstrecken sind gegenwärtig durch Baggerungen im Flußbett und in der seitlichen Talaue gut erschlossen, der trockene Sommer 1959 gab Gelegenheit, die Felsstrecken im Flußbett zu untersuchen. Die Ergebnisse dieser Arbeiten wurden in besonderen Blockbildreihen zusammengestellt.

Die in Abb. 3 gezeigte Übersichtsdarstellung benutzt die Terrassenuntersuchungen WENZELS (1931), die ergänzt wurden. Wie im Fuldabereich finden sich auch hier älteste Ablagerungen, die zum Vorpleistozän gehören dürften. Neben den Braunkohlenquarziten bei Haine und Frankenberg gehören hierzu die Höhenkiese beim Friedhof Frankenberg (SOBOTHA 1959). Die Streifenblockbilder lassen ihr Auftreten ebenso wie die Verteilung der Aufschotterungsmassen erkennen.

Schlußbemerkung

Streifenblockbildreihen dürften also nicht nur zur Darstellung von Grundwasserverhältnissen, sondern auch zur Erörterung morphologischer Fragen nützliche Dienste leisten können. Fuldatal bei Fulda und Edertal bei Frankenberg, beides Bereiche mit kräftiger junger Sedimentation, bezeugen es. Im Edertal kommt zugleich die Kopfbildung, der Wechsel von Fels- und Kiesgrund auf der Flußsohle, zur Darstellung.

Schriftenverzeichnis

BREMER, HANNA, Flußerosion an der oberen Weser. — Göttinger Geogr. Abh., **22**, 192 S. Göttingen 1959.

BÜCKING, H.: Erl. z. geol. Kte. Preußen, Lfg. **184**, Bl. Fulda, Berlin 1911.

KÁDÁR, LÁSZLÓ: Das Problem der Flußmäander. — Abh. aus dem Geogr. Institut der Kossuth Universität in Debrecen, **21**, 24 S., Debrecen 1955.

SOBOTHA, ERNST: Geolog. Wanderungen um Fulda. 176 S., Fulda 1933.

— Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und Ausbildung des kupfererzführenden Oberen Zechsteins im Osten von Frankenberg/Eder. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 160—163, Wiesbaden 1953.

— Cartes et Blocdiagrammes des Eaux Souterraines. — Comptes Rendus et Rapports, Ass. Int. d. Hydrolog. Scientifique, Tome **2**, Gentbrügge 1958.

— Neue Beobachtungen über „Pliozän" u. Pleistozän im Randbereich der Frankenberger Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 248—251, Hannover 1959.

WENZEL, HERM.: Morphologie und Talgeschichte des Niederhess. Berglandes. — Z. f. Geomorph., **6**, S. 129—173, Berlin 1931.

Manuskript eingegangen am 9. 9. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 365–376	Taf. 21–24	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Über die Verquarzung von Barytgängen

Von

ERNST BAIER und VOLKMAR VENZLAFF, Mainz *)

Mit den Tafeln 21—24

I. Einführung

Nach Schwerspat pseudomorphe Quarzgänge sind in Deutschland ziemlich verbreitet. Einer der bekanntesten ist der von Reichenbach im Odenwald. Über 5 km läßt sich der teilweise zu hohen Felsen herausgewitterte, steilstehende Quarzgang verfolgen.

Das eigentümliche Makrogefüge der insgesamt gelblich bis rötlich getönten Gangmasse läßt sich am besten an den in Reichenbach gewonnenen Ziersteinen studieren. Sie werden in der dortigen Industrie, um ein möglichst abwechslungsreiches Bild zu erzielen, in der dazu günstigsten Ausrichtung, nämlich quer zum Streichen des Gangs geschnitten. Einem wiederholten Aufreißen während des ursprünglichen Absatzes entsprechend, zeigt die Gangfüllung eine deutliche, salbandparallele (also in der Natur steilstehende) Lagenstruktur, die im Querschnitt als breite Bänderung erscheint. Ausgeprägt strahlig gezeichnete Bänder wechseln dabei mit strukturlos massig erscheinenden ab.

Die 10 und mehr Zentimeter langen Strahlen, welche derart das Material bestimmter Gangbereiche beleben, erweisen sich als Querschnitte durch kartondünne Platten. Diese Platten sind, wie wir aus den von einzelnen Zentren mäßig divergierenden Spuren schließen müssen, großenteils zu schwach geöffneten Fächern gruppiert und sitzen im übrigen den beiderseitigen Grenzflächen der betreffenden Gesteinslage einigermaßen senkrecht auf. Allerdings findet man bei Durchmusterung der Anschnittflächen auch Spuren genug, welche die von diesen Motiven verschonten Räume mehr oder weniger regellos durchqueren; doch sind solche Einzelgänger schwächer konturiert und naturgemäß meist nur kurz. Es sei noch hinzugefügt, daß die beschriebene Zeichnung durch die Verteilung des rötlichen Pigments beträchtlich hervorgehoben wird.

---

*) Kurzfassung der Diplomarbeit VOLKMAR VENZLAFF, ausgeführt am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Mainz, 1960.

Ganz ähnliche Gefüge sind auch von anderen Quarzgängen beschrieben und insgemein als Pseudomorphosen nach Schwerspat gedeutet worden. Dabei wird — soweit uns bekannt — stets angenommen, der Baryt habe den Gang ursprünglich massiv und grobspätig erfüllt, genau so wie wir dies von vielen wirtschaftlich gewerteten, nicht verquarzten Vorkommen gewohnt sind. So beschreiben schon KRAATZ-KOSCHLAU (1897) und BARTZ (1950) aus Odenwälder Gängen — die sich allerdings nicht ohne weiteres mit dem Gang von Reichenbach vergleichen lassen — oberflächlich verkieselte Kristalle, die in ihrem Innern hohl sind oder gar noch einen Barytkern enthalten. SOLLE weist (1941) darauf hin, daß das Gefüge des pseudomorphen Quarzes der Usinger Klippen grobspätigem Baryt durchaus ähnele. SCHNEIDERHÖHN (1949) entwickelt für dasselbe Vorkommen ziemlich detaillierte Vorstellungen vom Ablauf der Verdrängung: die Barytkristalle sollen zunächst von gelförmiger Kieselsäure umhüllt worden sein und durch diesen Film sollen dann die SiO_2-bringenden Lösungen in das Innere der Kristalle vorgedrungen sein, nach und nach die Barytsubstanz durch Quarz ersetzend. Offensichtlich werden hier die auch in Usingen das Gefüge beherrschenden Blätter als Abbildungen der Spaltbarkeit des Barytes gedeutet, welche der Verdrängung sozusagen den Weg vorgezeichnet habe.

Gewisse — zugestandenermaßen zunächst ziemlich oberflächliche — Beobachtungen an polierten Reichenbacher Steinen schienen uns nun aber mit der Annahme eines massiv-grobspätigen Eduktes unverträglich. Wir hatten viel eher den Eindruck, als habe der Baryt äußerst dünnblättrig, in sperriger Verschachtelung locker den Gang erfüllt. Dieser Unterschied zur Auffassung früherer Bearbeiter solcher Vorkommen ließ auch Konsequenzen für die Rekonstruktion des Verdrängungsablaufs erwarten und schien schon deshalb erheblich genug, das Reichenbacher Material zum Objekt einer eingehenden Gefügeanalyse und zur Grundlage einer vergleichenden Studie zu machen.

II. Das Gefüge des Reichenbacher Gangs

a) Die vierschichtigen Ebenen GA

Schon mit unbewaffnetem Auge unterscheidet man an günstigen Beispielen gewisse Feinheiten des Aufbaus der feinen Platten, welche mit ihren weitdurchsetzenden, schnurgeraden Spuren dem Anschliffbild (Taf. 21 Fig. 1) das Gepräge geben: Die Ausbisse sind an sich relativ dunkel, aber beiderseits weiß gesäumt. Der dunkle Mittelstreifen besteht aus — wie es scheint — besonders feinkörnigem Quarz; er ist klar und wirkt eben deshalb zwischen den milchigtrüben Körnern der Säume dunkel. Häufig durchzieht eine feine, mitunter aber sogar klaffende, Längsspalte den Mittelbereich, oder es ist doch wenigstens eine zarte Trennlinie zu ahnen.

Unter dem Mikroskop kann das Schliffbild mit einer Vielzahl kreuz und quer liegender Streifen (Taf. 21 Fig. 2) zunächst verwirrend sein. Da das Gestein praktisch zu 100% aus Quarz besteht, bestreitet dieser durch charakteristische Unterschiede in Größe, Gestalt, Verzahnung, Ausrichtung und Pigmentierung seiner Körner allein das Gefüge.

Das rötliche Pigment, das einige Gefügedetails günstigerweise unterstreicht, in schwächerer, diffuser Verteilung aber wohl nirgends im Schliff völlig fehlt, ist nach

erzmikroskopischem Befund schwach hydratisiertes Fe_2O_3, wenn nicht Hämatit selbst. Auch lassen sich gelegentlich winzige Pyritkörnchen erkennen. Größere, scharf begrenzte Erzkörper, die sich im Schliff auch finden, bestehen aus Limonit, mindestens z. T. wohl pseudomorph nach Pyrit.

Bei geeigneter Übersichtsvergrößerung sind nun aber — trotz vielfältiger gegenseitiger Störung in der Entwicklung — die Querschnitte unserer plattigen Gefügeelemente als schnurgerade Streifen auch im Dünnschliff leicht zu verfolgen. Ist erst einmal die Orientierung gelungen, so tut sich auch der schichtartige Aufbau der Platten deutlich kund (besonders ohne Analysator!). Nur sind die Helligkeitsverhältnisse zwischen den verschiedenen Einheiten nunmehr gerade umgekehrt: der bei Draufsicht dunkle innere Streifen wirkt jetzt — er erweist sich als fast frei von „Verunreinigungen" — im Durchlicht hell; die im Anschliff und megaskopisch milchweißen Säume dagegen erscheinen infolge dichter Einschlußwolken mehr oder weniger dunkel. Da diese wolkigen Trübungen im Auflicht schneeige Innenreflexe liefern, sind sie gewiß nicht mit dem schon erwähnten roten Eisenpigment identisch, wenngleich dieses ebenfalls in ganz bestimmten Außenzonen der Platten stark angereichert ist. Leider gelang es nicht, die farblosen Einschlüsse (Bläschen, Mikrolithe, „Fahnen"...?) näher zu bestimmen, doch wird ihre spezielle zonare Verteilung uns später noch mehrfach beschäftigen.

Die Grundform, auf die sich alle im Schliff auftretenden Plattenausbisse zurückführen lassen, ist in Taf. 22 Fig. 3 in einer etwas schematisierten Zeichnung wiedergegeben. Sie wurde angefertigt nach dem Querschnitt einer relativ ungestört ausgebildeten Platte, welchen Fig. 4 als Foto (Durchlicht + N) zeigt. Deutlich erkennt man in Zeichnung und Foto die dunklen beiderseitigen Randzonen und zwischen ihnen eingeschlossen das Platteninnere, welches — weil es im Durchlicht sich hell ausnimmt — von nun an „heller Innenraum" genannt werden soll.

Die fast einschlußfreien Quarzkörner dieses Innenraums sind ungewöhnlich klein (Durchmesser selten über 0,3 mm) und (senkrecht zur Plattenebene) leicht gestreckt. Längs der Mitte des „hellen Innenraums" verläuft eine, meist gut erkennbare oder doch wenigstens angedeutete Strukturlinie. Da sie der Ausbiß einer den Innenraum längs halbierenden Ebene ist, soll sie im folgenden (in unmißverständlicher Abkürzung) als „Trennfläche" bezeichnet werden. Bei manchen Platten sind die beiden Hälften des Innenraums nämlich tatsächlich entlang dieser Fläche auseinandergerückt, d. h. durch eine klaffende Spalte getrennt. Wie erinnerlich, konnten solche Spalten unter günstigen Bedingungen sogar mit bloßem Auge am Handstück beobachtet werden.

Auch die einschlußreichen Körner der beiden, den hellen Innenraum einschließenden dunklen Säume sind senkrecht zur Tafelspur deutlich gestreckt. Häufig sind sie bis 1 mm groß. Das genauere Studium zeigt, daß sie zwei Kristall-„Rasen" formieren, die den beiderseitigen Grenzflächen des „hellen Innenraums" aufsitzen und jeweils von diesem weg nach außen gewachsen sind. Diese Einsicht verdanken wir hauptsächlich der Trübung, welche nicht gleichmäßig verteilt ist, sondern wellige, nicht immer ganz scharf begrenzte Zonen bildet. Offensichtlich nahmen die Quarze während des Wachstums periodisch Verunreinigungen auf, die nun über die Korngrenzen wegsetzende Linien gleichen Wachstumsstandes bilden. Durch gewisse Fein-

heiten der Anordnung geben sich dabei die Spitzen der einzelnen Rhomboeder[1]) deutlich zu erkennen, womit der Sinn des Wachstumsvorschubs sich eindeutig ergibt.

Axenstellung: Eine statistische Vermessung der Hauptaxen von Quarzen solcher Rasen ergab in mehreren Fällen übereinstimmend, daß diese jeweils einen Kleingürtel von etwa 20° um die Plattennormale besetzen. Dabei darf allerdings nicht unerwähnt bleiben, daß die Körner nicht direkt an der „Wurzel" erfaßt werden konnten, sondern erst in etwas höherem Niveau. Da die Körner mit zunehmender Distanz vom Untergrund sich sichtlich verzweigen, läßt sich das Freibleiben der Plattennormale selbst einigermaßen erklären. Auf die Wiedergabe der Regelungsdiagramme muß hier verzichtet werden.

Gelegentlich (nicht in den Abbildungen!) finden sich — meist nur ganz zart — auch im „hellen Innenraum" trübende Einschlüsse. Sie erweisen, daß es sich auch hier um zwei Quarzrasen handelt. Allerdings sind diese beiden inneren Rasen weit feinkörniger und kürzer als die äußeren. Ihre Kriställchen sind von beiden Seiten gegeneinander gewachsen, an der „Trennungsfläche" mit ihren Rhomboederspitzen sich begegnend.

Die Tafeln, die mit dem Liniensystem ihrer Querschnitte dem Reichenbacher Material die besondere Note geben, haben also weitgehend den nämlichen symmetrischen Aufbau. Er umfaßt jeweils zwei gegeneinander gerichtete, feinkörnige klare Quarzrasen, eingeschlossen zwischen zwei nach außen gewachsenen, von grobem, stark verschmutztem Korn. Diese zweimal zwei-schichtigen, plattigen Gebilde sollen im folgenden der bequemeren Handhabung zuliebe als symmetrische Gefügeelemente A (abgekürzt GA) bezeichnet werden.

Wie wir sahen, durchziehen die Ausbisse dieser GAs als schmale, schnurgerade Streifen den Schliff. Häufig stoßen sie aneinander; enden sie aber frei, so beobachtet man stumpfe, gerundete Enden. Die GAs sind umhüllt von einem Quarzverbande gröberen Kornes, in den die Individuen der beiden Außenrasen unter zunehmender Verzweigung und abnehmender Pigmentierung langsam übergehen. Bei genügender Distanz ist dann von der ursprünglichen Reihung und Ausrichtung der Rasenquarze nichts mehr zu spüren: in den Zentren der Zwickel sind die Körner praktisch ungeregelt und isometrisch; sie haben einen Durchmesser von 2,5 mm und noch mehr.

Das Beiwort „symmetrisch" darf bei den GAs allerdings nicht immer ganz streng genommen werden: nicht selten ist nämlich von den zweimal zwei-Schichtpaketen eine Hälfte schwächer entwickelt, und sei es auch nur örtlich. In extremer Verstärkung solcher Unkorrektheit finden sich sogar Querschnitte die überhaupt nur einseitig bis zur Trennfläche hin ausgebildet sind (Taf. 23 Fig. 5). Solche Ausbildungen sollen hinfort als einseitige Gefügeelemente A (abgekürzt: eGA) bezeichnet werden. Jenseits der „Trennungsfläche" liegt in diesem Falle grobes, ungeregeltes Quarzaggregat, wie es als Zwickelfüllung allgemein charakteristisch ist. Da dessen zarte Unreinheiten aber einen Respektabstand von der Trennungsfläche einhalten, d. h. ein Stück vor ihr scharf abbrechen, ergibt sich auch in diesem Fall ein

---

[1]) Recht häufig findet sich ein streng zonarer Aufbau dieser Spitzen nach Art der Kappenquarze, sowie eine, in der Doppelbrechung sich aussprechende Faserigkeit. Leider kann in diesem Auszug auf solche typischen Feinheiten nicht eingegangen werden.

an Breite dem „hellen Innenraum" durchaus entsprechender, einschlußfreier, klarer Streifen, was für genetische Überlegungen wichtig ist. Die einseitige und die symmetrische Ausbildung gehören genetisch zweifellos eng zusammen: ein und dieselbe Platte kann an einem Ende symmetrisch, am andern einseitig ausgebildet sein.

b) Kristallographische und genetische Deutung

Daß die GAs (und die als Entartung von ihnen ableitbaren eGAs) bei ihrer ideal ebenen Erstreckung irgendwie kristallbedingte Bildungen seien, haben wir von Anfang an stillschweigend vorausgesetzt. Die Unmöglichkeit, Blattstrukturen solcher Vollkommenheit anders zu erklären, hat ja zu der nie bestrittenen Auffassung des Ganggefüges als einer Pseudomorphosenbildung geführt. Es fragt sich nun aber welcher Art die Kristallnatur der GAs im Besonderen ist.

So ist zu erwägen, ob die GA-Ebenen Spaltflächen der ehemaligen Barytkristalle entsprechen können. Die Annahme, daß Spaltflächen es waren, die den verdrängenden Lösungen den Weg gewiesen haben, liegt sogar ziemlich nahe, und auch gegen die Vorstellung, daß es dabei zu ihrer Nachzeichnung im Gefüge gekommen wäre, ist zunächst nichts einzuwenden. Trotzdem kann diese Möglichkeit ausgeschlossen werden, und zwar aus Gründen der gegenseitigen räumlichen Anordnung (oder besser gesagt „Unordnung") der GAs. Da der Baryt nach drei Richtungen spaltet (Spaltkombination: Prisma + quergestelltes Pinakoid) wären mehrere sich durchkreuzende Parallelsysteme zu erwarten. Mindestens sollten aber doch Einzelfälle von Parallelläufigkeit auftreten. Solche Motive zeigen sich aber nicht. Selbst benachbarte GAs sind einander kaum je wirklich parallel. Hat man auf einem Anschnitt einmal zwei leidlich parallele Spuren gefunden, so genügt es meist, die betreffenden GA-Platten quer dazu anzuschneiden, um sich zu überzeugen, daß sie räumlich doch mehr oder weniger divergieren.

Da also die GAs sich nicht auf Spaltflächen zurückführen lassen, können sie nur Kristall-Außenflächen entsprechen. Nun ist aber jedes GA genau genommen selbst durch zwei vollkommen parallele Ebenen geringer Distanz ausgezeichnet, nämlich die beiden Wände des hellen Innenraumes. Das heißt, jedes GA kommt durch das Zusammenwirken jeweils zweier, genau paralleler, dicht benachbarter Kristallflächen zustande.

Ganz absurd wäre es unter diesen Umständen, die GAs als nachträglich ausgefüllte Räume zwischen zwei, jeweils nur zufällig parallel stehenden Kristallplatten aufzufassen. Gewiß kann sich zwischen regellos gestreuten idiomorphen Kristallen dann und wann auch einmal ein leidlich parallelwandiger Schlitz ergeben. Aber die an vielen Tausenden Exemplaren auftretende, vollkommene Parallelität der Begrenzung der GAs — ganz abgesehen von der komplizierten Gesetzmäßigkeit ihres Aufbaus — läßt ihre Deutung als Zufallsprodukte nicht zu.

Bei dem verbreiteten, massiv-grobspätigen Typus der Barytgänge sind nun aber dickplattige Kristallbereiche (die man mit einigem Recht als „Individuen" ansprechen darf), regelhaft subparallel oder doch nur wenig divergierend in durchlaufenden Stapeln und Paketen aneinander gelagert. Freilich klaffen dabei zwischen den einzelnen Platten — von seltenen drusigen Partien abgesehen — keine Schlitze. Aber man könnte doch sehr wohl denken, daß die Verquarzung einer solchen Gang-

füllung den Weg über die Trennfugen zwischen den einzelnen Tafeln genommen habe, diese Fugen dabei im Gefüge für alle Zeiten markierend. Vermutlich werden die üblichen, wenig präzisierten Vorstellungen vom Ablauf der Verdrängung in dieser Richtung liegen. Es sei zugestanden, daß diese Auffassung dem schwach divergierenden Strahlenbüschel (im Anschnitt) und dem spätigen Gesamtcharakter des Materials gut gerecht wird.

Leider aber vermag sie den so überaus akkuraten 2 mal 2-schichtigen Bau unserer GAs kaum zu erklären. Aber selbst wenn man sich — sehr gesucht! — einen Verdrängungsrhythmus ausklügeln würde, der so etwas leistet, so wäre dann doch unbedingt zu erwarten, daß der Richtungssinn der vordringenden Verquarzung sich im späteren Gefügebild irgendwie ausdrücken würde. Gerade das ist aber bei unsern GAs gar nicht der Fall: ihre Innenräume sind modellmäßig planparallele Platten, ohne jede Andeutung einer Verjüngung oder eines randlichen Auskeilens.

Die beiden Begrenzungsflächen des „hellen Innenraumes" sind so ideal eben und einander parallel wie es nur bei Zugehörigkeit zu jeweils ein und demselben Kristall — etwa als Pinakoid — möglich ist. Das heißt: der „helle Innenraum" eines Reichenbacher GAs entspricht dem Barytkristall selbst. Nur so kann die vollkommene Parallelität der Begrenzungsflächen, deren in zahllosen Fällen nahezu gleicher gegenseitiger Abstand, der (von Ausnahmen abgesehen) symmetrische Schichtenaufbau und dessen unverändertes Durchhalten in der Längserstreckung erklärt werden.

Die Gangspalte muß also ehemals mit einem Schachtelwerk aus dezimetergroßen, aber selten über 0,5 mm dicken Kristallblättern sperrig angefüllt gewesen sein. Verquarzung führte dann zum heutigen Gefüge: Die Barytblätter wurden beiderseits von Quarz, und zwar zunächst recht unreinem Quarz überkrustet (gelegentlich, bzw. örtlich auch nur einseitig, entsprechend eGA). Später wurde dann die Barytsubstanz selbst durch Quarz verdrängt. Dabei zeigt es sich, daß es vielfach dieselben, dem Baryt als Rasen aufsitzenden Quarzindividuen sind, die nunmehr beim Ausfüllen des ursprünglichen Kristallraumes („hellen Innenraums") „rückwärts" in diesen hineinwachsen. Ob dabei die Verdrängung der Platten so vor sich ging, daß sich zunächst hohle Schlitze bildeten — wie wir es für wahrscheinlich halten — oder mehr als Punkt für Punkt-Verdrängung, die den Namen Metasomatose verdienen würde, sei dahingestellt.

c) Zwickelfüllung und Gefügeelemente B und C

Zwischen den dünnen Kristallblättern des Baryts waren also ursprünglich weite Hohlräume. Diese wurden nachträglich ausgefüllt von grobem, relativ reinem Quarz, in dessen ungeregeltem Kornverband man kaum weitere Komplikationen erwarten würde. Und doch finden sich — wenngleich wenig auffällig — auch in ihm noch reliktische Gefügebesonderheiten. Auch sie lassen sich von ehemaligen Barytblättern herleiten und fügen sich somit unserer bisherigen genetischen Deutung des Reichenbacher Quarzgefüges zwanglos ein. Man kann bei diesen Formrelikten zwei, wie wir sehen werden, eng verwandte Typen unterscheiden:

1. Gefügeelemente B (abgekürzt GB): Gerade, schmale, scharfbegrenzte Zonen, die sich durch ihre fast vollkommene Reinheit aus dem übrigen doch nicht ganz trübungs-

freien Kornverband der Zwickelfüllung herausheben. Die Fig. 6 auf Taf. 23 zeigt zwei (einschließlich eines ganz kurzen Nebenastes sogar 3) von ihnen: wie man sieht, sind sie durch zarte Schmutzlinien begrenzt, die recht unbekümmert über die Grenzen der Quarzkörner hinweglaufen. Die Verunreinigungen des Zwickelquarzes sind bei diesem Beispiel ungewöhnlich grob-zonar und verleihen ihm einen unverkennbaren Kappenquarzcharakter.

In ihrer schemenhaften Erscheinung ähneln diese GBs den konturenstarken GAs nur wenig; genetisch unterscheiden sie sich aber von ihnen lediglich dadurch, daß die Quarzkristalle, die dem ehemaligen Barytblatt als Rasen aufwuchsen, relativ grob und beträchtlich reiner waren. An günstigen Beispielen, bei welchen — ausnahmsweise — etwas stärkere Trübungen Andeutungen von Rhomboederspitzen erkennen lassen, gelingt auch hier der Nachweis, daß ein 2 mal 2-Schichtenbau ganz entsprechend den GAs vorliegt. Sogar noch weit besser als bei diesen letzteren ist hier — dank dem groben Korn — zu sehen, daß es jeweils die nämlichen Quarzindividuen, die ursprünglich als Glieder des Außenrasens dem Barytblatt aufsitzend von diesem weggewachsen waren, (wie z. B. die Trübungszonen in Fig. 6 zeigen) nunmehr beim Ausfüllen des nachher entstandenen Hohlraums mit umgekehrtem Sinn in diesen hineingewachsen sein müssen. Auch hier begegnen sich dabei die von den beiden Pinakoidflächen ausgehenden Innenrasen in einer (im Querschnitt sich als Mittellinie manifestierenden) „Trennfläche".

2. Weit schwieriger war die Erklärung gewisser ganz unmotivierter gerader Feldergrenzen im groben Zwickelquarz. Fig. 7 auf Taf. 24 zeigt einen solchen; offenbar wird hier eine im Schliff mit gerader Spur austretende Fläche nirgends von einem Quarzkristall überschritten. Wir haben hier eine Situation, die auf den ersten Blick ganz an eine tektonische Verwerfung gemahnt, aber bei Vergleich der beiderseitigen Umgebung als solche nicht erklärt werden kann. Leider fehlen hier Unreinheiten ganz, wie sie sich bisher für die Deutung der Gefüge so wertvoll erwiesen haben. Erst ein eingehendes Studium der Lagebeziehungen, unter Heranziehung von Übergangstypen führte zum Ergebnis, daß auch diese merkwürdigen, z. T. messerscharfen Trennschnitte dieselbe Grundlage hatten wie die vorher beschriebenen GAs und GBs.

Im Falle dieses neuen ebenen Gefügeelementes, das weiterhin mit C (GC) bezeichnet wird, war der die Barytblätter umschließende Quarz nicht nur ungewöhnlich grob (entsprechend etwa dem gröbsten Zwickelquarz), sondern auch vollkommen rein. So blieb nach Weglösen der Barytsubstanz und nachträglichem Ausfüllen des Hohlraumes durch ebenfalls vollkommen reinen Quarz von den früheren Pinakoidflächen nicht mehr die geringste Spur übrig. Das einzige, was die Erstreckung der ehemaligen Baryttafeln noch indiziert, ist die sie längs halbierende „Trennungsfläche". Das GC ist also im Gegensatz zu den andern ebenen Gefügeeinheiten eine einzelne Ebene.

Man beachte, daß diese Ebene nicht selbst Abbildung einer Kristallfläche ist, sondern sich nur aus der Begegnung der beiden von den Pinakoidflächen nach innen gewachsenen Quarzrasen ergibt. Immerhin kann es dabei gemäß der strengen Parallelität der beiderseitigen Startflächen zu einem äußerst scharfen Spurverlauf kommen (Fig. 7). Die GCs stellen damit einen bemerkenswerten Grenzfall der Pseudomorphosenbildung dar: eine verdrängte Kristallplatte wird dabei — im Gegensatz zu den GAs und GBs, deren heller Innenraum wirklich dem ehemaligen Kristall entspricht — nur

durch eine sie längshalbierende Fläche repräsentiert. Vielleicht sollte man bei der Diskussion über die Erklärung „zerhackter" Pseudomorphosengefüge diesen, wie es uns scheint, bisher kaum beachteten Sonderfall etwas mehr in Rechnung stellen.

Man sieht also: auch die beiden weiteren Gefügeelemente B und C entstehen wie die GA durch Überkrustung und nachträgliche Verdrängung dünner Barytblätter. Doch sind sie viel unauffälliger, weil die Quarzkörner ihrer Rasen weit gröber und vor allem ziemlich oder völlig trübungsfrei sind. Dieser auffällige Unterschied in der Erscheinung gibt uns eine Handhabe, den überkrustenden Quarz in zwei Generationen einzuteilen: eine ältere, äußerst feinkörnige, reich an Erz und andern Einschlüssen, die zu den GAs und eGAs führt; die jüngere dagegen ist grob (und eben deshalb am wenigsten geeignet zur Formierung auffälliger Rasenpolster), vor allem aber ist sie einschlußfrei. Die vom jüngeren Quarz umwachsenen ehemaligen Barytafeln treten demnach im Schliff als solche höchst schemenhaft oder überhaupt nicht hervor: GB und GC. Weiterhin darf zu dieser zweiten Generation aller Quarz gerechnet werden, welcher die Zwickel zwischen den überkrusteten Barytblättern erfüllt. Und endlich auch der Quarz, der ganz zum Schluß anstelle des weggelösten Baryts tritt, wobei diesen allerdings die Besonderheit auszeichnet, daß ihm sein spezielles Gefüge (Korngröße und Ausrichtung) jeweils von dem äußeren Kristallrasen — dessen Rückseite ihm als Unterlage dient — aufgeprägt wird.

Die Frage drängt sich auf, ob nicht auch beim Baryt Generationen zu unterscheiden sind. In der Tat läßt sich aus den Schliffbildern ablesen, daß solch Spattafeln, die in der Folge zu GBs wurden, mit Vorliebe GA-Tafeln seitlich aufwuchsen, aber erst nachdem diese von Quarz schon überkrustet waren. Man hat es also mit zwei, durch eine Periode der Quarzausscheidung voneinander getrennten, Barytgenerationen zu tun.

Schon in der Einführung wurde auf den salbandparallelen Lagenbau des Reichenbacher Gangs hingewiesen: Lagen mit auffälligem Pseudomorphosengefüge — auf die sich die bisherigen Erörterungen allein bezogen — wechseln mit anderen, welche ein solches Blattgefüge vermissen lassen und als schlichte, dichte Masse erscheinen. Sie fallen in der Natur durch ihre etwas hellere Tönung auf, haben die Neigung herauszuwittern und werden oft schlechtweg als „nichtpseudomorpher" Quarz bezeichnet. Die Annahme liegt nahe, daß solche Einschaltungen erst nach Abschluß der Barytabscheidung, unter nochmaligem Öffnen der Spalte während der Verquarzung entstanden sind. Schliffe aus solchen Lagen zeigen aber häufig doch Pseudomorphosengefüge, allerdings dann ausschließlich GBs und GCs, also Bildungen, die wir der zweiten Barytgeneration zuordnen mußten. Da die ihnen zugrundeliegenden Barytblätter nirgends vom einschlußreichen Quarz (Generation 1) überkrustet wurden, haben wir angenommen, daß sie erst nach dessen Abscheidung entstanden sind. Es gibt im Reichenbacher Gang solch dichte helle Zwischenlagen, die massenhaft von GBs und GCs durchsetzt sind, in andern (vermutlich späteren) treten sie mehr zurück. Nur in ganz wenigen, wie wir glauben spätesten Einschaltungen, sind sie so selten, daß man mit einigem Recht von „nichtpseudomorphen" Lagen sprechen darf.

Im Reichenbacher Gang lassen sich also je zwei Baryt- und Quarzgenerationen auseinanderhalten. Die erste Barytgeneration lieferte extrem dünnblättrige Kristalle, die von kleinkörnigem, einschlußgetrübtem Quarz (erste Generation) überkrustet wurden. Dann folgte eine Generation dickerer, kürzerer Baryttafeln, die sich in den

Zwickeln zwischen dem Baryt-Quarz-Schachtelwerk und in neuaufgerissenen Spalten ansiedelten. Diese zweite Barytgeneration wird von grobem, sehr reinem Quarz überwachsen, der auch die verbliebenen Zwickel und schließlich — dann allerdings vorwiegend feinkörnig — den Platz des inzwischen weggelösten Schwerspats ausfüllt. Was die Färbung des Schwerspats anbelangt, kann man die Vermutung aussprechen, daß die von eisenoxydhaltigem Quarz überkrusteten Blätter erster Generation selber rötlich gefärbt, die der zweiten von reinem Quarz umwachsenen selbst farblos waren.

Fig. 8 auf Taf. 24 zeigt ein stark idealisiertes Schliffbild von Reichenbacher Gangquarz. In der oberen Bildmitte sieht man einen Querschnitt, in der linken unteren deren zwei von Blättern der ersten Generation. Alle drei Blätter wurden — wohl bald nach ihrer Entstehung — vom unreinen Quarz erster Generation überkrustet; das eine der unteren Blätter allerdings nur einseitig (entsprechend eGA!). Darnach sproßten die Blätter der zweiten Generation (zwei rechts, eines links oben) und wurden von dem ziemlich reinen (rechts), oder ganz reinem (links oben) Quarz der zweiten Generation umwachsen. Die weitere Verquarzung führte zur Schließung der Zwickelhohlräume und endlich — nach Weglösen des $BaSO_4$ — auch zur Ausfüllung der von den Barytblättern hinterlassenen Schlitzen. Die Blätter der ersten Generation liefern GA (Mitte oben) und eGA, die der zweiten Generation GB (rechts) und GC (links oben).

Der Anteil der ehemaligen Barytblätter am Gesamtvolumen der Gangmasse wurde an zwei Schiffen vom Hohenstein mit dem Pointcounter bestimmt. Dabei mußte die Dicke der allerjüngsten, von ganz reinem Quarz umhüllten Blätter (GC) geschätzt werden. Da solche Blätter aber selten sind, ist der Fehler gering. Bei beiden Schliffen ergab die Bestimmung (bei insgesamt 5000 Meßpunkten) übereinstimmend 10,6 Volumprozent Baryt, wovon etwa zwei Drittel der ersten Generation angehören. Vor Absatz des Baryts 2 war also nur rund 6% des Gangvolumens von Baryt erfüllt; der Rest war Quarz und — stark überwiegend — Hohlraum. Dazu noch, mit ca. 1,7 Volumprozent nach Pyrit pseudomorpher Limonit. Diese Angaben gelten nur für die normale, blättrige Ausbildung der Gangmasse, nicht aber für die hellen, festeren Zwischenlagen.

Auf jeden Fall ist es falsch, bei solchen pseudomorphen Gängen vom Reichenbacher Typ das Volumen des ehemaligen Spates einfach dem des Spaltenraumes gleichzusetzen. Ebenso falsch wäre es — wie wir sofort sehen werden — wenn man aus der Anwesenheit von Barytformrelikten über eine weite Tiefenerstreckung auf eine gleichzeitige Gegenwart des Baryts über den ganzen Bereich schließen wollte.

III. Vergleiche mit andern verquarzten und unverquarzten Barytgängen

Alle uns näher bekanntgewordenen, ganz oder teilweise verquarzten Barytgänge lassen sich hinsichtlich ihres Gefüges als verschiedene Tiefenstufen eines im Bereich der deutschen Mittelgebirge offenbar verbreiteten Verdrängungsablaufs verstehen. Das ihm zugrunde liegende Schema läßt sich dabei etwa wie folgt skizzieren: Der relativ beschränkte Vorrat eines, wohl varistisch angelegten, abyssischen — verständlicherweise nicht genauer charakterisierbaren — Bariumsulfat-Reservoirs wird durch Thermalwässer mobilisiert und dringt, dicht gefolgt von einer SiO_2-„Front" in aufreißenden Spaltensystemen nach oben. Dabei ist das gelöste $BaSO_4$ bei geringster

Störung des Gleichgewichts bereit, wieder auszufallen. In tieferen Spaltenregionen geschieht dies als äußerst filigranes Blätterwerk, das kurz nach seiner Entstehung von erzreichem Quarz überkrustet wird. Frische, nachdringende Wässer laugen nun — am unteren Ende der Fällungszone beginnend — den Bariumsulfatgehalt aus dem porigen Quarzgerüst heraus und setzen ihn weiter oben, teils innerhalb schon bestehenden Schachtelwerks als zwickelfüllende Barytplatten 2. Generation, teils als Verlängerung der Ausfällungszone wieder ab. Derart wird also unter ständigem Absetzen und Wiederlösen die $BaSO_4$-Zone immer mehr in die Höhe gedrängt. Da nach oben zu der Einbau späterer Barytgenerationen in das erstangelegte Sparrenwerk sich verstärkt und außerdem wohl auch die Plattendicke selbst, führt die geschilderte Aufwärtsverlagerung der Barytzone zu einer Verdichtung und Verschmälerung. Am Ende steht — sofern das $BaSO_4$ nicht überhaupt an die Erdoberfläche abgedrängt wird — ein oberflächennaher Pfropfen grobplattigen, nahezu poren- und quarzfreien Spates. Daß dieser Prozeß nicht ganz stetig verläuft, sondern durch Rekurrenzen gegliedert ist, wird niemand verwundern, der erfahren hat, wie leicht sich bei natürlichen Abläufen Hiaten und Rhythmen einstellen. Da das mit dem Baryt ursprünglich vergesellschaftete Erz (und andere „Verunreinigungen") bei der Verdrängung überwiegend im Quarz zurückbleiben, wirkt sich die wiederholte Umlagerung für den Baryt und das gesamte Förderprodukt als Reinigungsprozeß aus; allerdings ist dabei ungünstig, daß mit dem Zurücktreten der Einschlüsse in den oberen Stockwerken auch die Aufzeichnung von Formen immer blasser wird.

Das Gefüge des Reichenbacher Materials ist ein Beispiel für die Ausbildung in tieferen Bereichen der Gangspalte: der Baryt lag — noch wenig umgelagert — fast ganz in den dünnen Kristallblättern erster Generation vor. Der völlig verquarzte Gang von Usingen im Taunus, mit dem wir uns auch beschäftigten, zeigt im wesentlichen dasselbe Blattgefüge. Nur sind hier die Pseudomorphosen nach der ersten Barytgeneration auf einige, anteilsmäßig untergeordnete, früh abgesetzte Lagen beschränkt, während die Hauptmasse ganz von Relikten der zweiten Generation beherrscht wird. Nach unserer Auffassung ist der Gang von Usingen in ein höheres Niveau einzuordnen, eines, in dem der Baryt in stärkerem Maße Umlagerung erlitten hat. Als weiteres Stadium läßt sich der Gang von Niedernhausen (Taunus) anführen: in ihm fehlen die GAs ganz; es finden sich in ihm nur Pseudomorphosen, die denen nach der zweiten Reichenbacher Generation gleichen. Besonders erwähnenswert ist das sporadische Auftreten von Pseudomorphosen nach zentimetergroßen, dicktafligen Barytspaltstücken in den jüngsten Partien dieses Gangs; man muß annehmen, daß sie aus einem höheren Stockwerk in die noch klaffende Spalte gefallen sind und schwebend von Quarz überkrustet wurden. Damit ist vollends gesichert, daß das heute aufgeschlossene Niveau des Gangs von Niedernhausen dicht unter einem kompaktspätigen Barytkörper gelegen hat.

KUMMER beschreibt (1932) aus dem Südwestharz Gänge, in denen Quarzpseudomorphosen mit Baryt zusammen auftreten. Diese Gänge dürfen wir wohl für eine Übergangsstufe zu den oberflächennahen reinen Barytlagerstätten halten. Dabei fanden wir, daß im Gang von Oberkainsbach (Odenwald) der Quarz noch relativ häufig ist und zur Verdrängung des Schwerspats neigt. Ein Beispiel für das Endglied der Verlagerung der Barytmasse nach oben ist der Gang von Baumholder (Rhein-

pfalz), in dessen mächtiger Spatfüllung Quarz sich nur noch als seltene Auskleidung von Spalten und Drusen findet.

Es wurden im Vorangehenden räumlich weit auseinander liegende Gänge einem gemeinsamen Schema eingeordnet. Dieser Versuch mag gewagt erscheinen, solange er sich nicht wie hier auf eingehende Gefügevergleiche stützt. Faßt man aber unter dieser Voraussetzung die deutschen Schwerspatgänge zusammen, so erscheinen sie durchaus als Einheit.

Dem aufmerksamen Leser wird gewiß nicht entgangen sein, daß wir bei der Behandlung des Reichenbacher Vorkommens ohne Vorbehalt von Baryt-Pseudomorphosen sprachen, den Beweis für die mineralische Natur des Eduktes aber schuldig blieben. Zugestandenermaßen betrachteten wir als unsere eigentliche Aufgabe die genaue Aufnahme des Korngefüges, und wir folgten ohne eigene Stellungnahme einer verbreiteten Auffassung, wenn wir die Formrelikte auf Baryt bezogen. Vermutlich wird eine sichere Entscheidung über das Edukt aus Befunden vom Reichenbacher Vorkommen allein überhaupt nicht zu treffen sein.

Wir glauben nun aber, mit dem Aufzeigen durchlaufender Zusammenhänge zwischen barytführenden und barytfreien Pseudomorphosengängen nachträglich alle Zweifel, auch bezüglich der Herleitung der letzteren zerstreut zu haben.

Ganz eindeutig ist die Situation natürlich dort, wo stoffliche Relikte von Baryt noch vorhanden sind. Ähnliches gilt von den Vorkommen bei denen der Quarz in kristallographisch ausdeutbaren Pseudomorphosen nach dicktafeligem Baryt vorliegt. Aber auch bei dem völlig verquarzten Gang von Niedernhausen weisen sichere Anzeichen auf Baryt: die vereinzelt hier vorgefundenen Pseudomorphosen nach tafeligen Spaltstücken lassen einwandfrei rechte Winkel erkennen, womit das einzige sonst noch ernstlich zu erwägende Mineral, nämlich der Calcit, ausgeschlossen wird. Auch beim Gang von Niedernhausen kann also Baryt als Edukt gesichert gelten. Zwischen diesem Gang und den anderen völlig verquarzten Gängen von Taunus und Odenwald besteht aber im Gefüge so enge Übereinstimmung, daß an eine grundsätzlich verschiedene Abstammung schlechterdings nicht zu denken ist.

IV. Zusammenfassung

Im Gegensatz zu den in der Literatur meist vertretenen Anschauungen wird festgestellt, daß zumindest der verquarzte Gang von Reichenbach im Odenwald im heute aufgeschlossenen Tiefenbereich nicht kompakt mit Baryt erfüllt war, sondern mit einem sperrigen Schachtelwerk dünnster Kristallblätter. Der verdrängte Baryt und der ihn begleitende Quarz konnten in je zwei Generationen eingeteilt werden, die sich alternierend gefolgt sind. Der Ablauf der Pseudomorphosierung läßt sich damit recht genau rekonstruieren.

Im Gefügevergleich mit anderen verquarzten und unverquarzten Gängen deutscher Mittelgebirge läßt sich zeigen, daß das Reichenbacher Pseudomorphengefüge eine ganz bestimmte, und zwar ziemlich tiefe Stufe eines verbreiteten Verdrängungsablaufs darstellt. Es war dabei eine, bezogen auf das Gesamtvolumen vermutlich nur bescheidene $BaSO_4$-Menge, welche durch wiederholtes Ausfallen und Gelöstwerden beim Hochwandern ausgedehnte Quarzmassen zu Pseudomorphosen gestempelt hat.

Nach unseren Studien war der Spaltenraum nur zu einem ganz geringen Prozentsatz mit Baryt gefüllt und dies auch nicht gleichzeitig über die ganze Tiefenerstreckung. Eine Schätzung der $BaSO_4$-Menge, die insgesamt einen Gangquerschnitt passiert hat, ist bei diesem Sachverhalt natürlich aus dem Gefüge unmöglich zu treffen.

Schriftenverzeichnis

BÄRTLING, R.: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands, Stuttgart 1911.

BARTZ, J.: Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **1**, S. 147—176, Wiesbaden 1950.

v. ENGELHARDT, W.: Die Geochemie des Barium. — Chemie der Erde, **10**, S. 187—246, Jena 1936.

GEIS, H. P.: Schwerspatlagerstätten der oberen Nahe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 284—307, Wiesbaden 1953.

— Schwerspat und Erzgänge am Königsberg bei Wolfstein (Rheinpfalz) und Untersuchungen der Färbung von fleischroten Schwerspäten. — N. Jb. Mineral., Mh., S. 106 bis 130, Stuttgart 1953.

HAAS, A.: Verkieselte und reine Schwerspatgänge im Odenwald. — Der Aufschluß, **5**, S. 254—255, 1954.

KESSLER, P.: Erze, Baryt, Bleichung und Verkieselung im südwestdeutschen Buntsandstein mit besonderer Berücksichtigung der saarländischen Vorkommen. — Festschr. 55. Tagg. oberrhein. geol. Ver., S. 92—142, Saarbrücken 1927.

v. KRAATZ-KOSCHLAU, K.: Die Barytvorkommen des Odenwalds. — Abh. großherzogl. hess. geol. L.-A., **3**, S. 55—76, Darmstadt 1879.

KUMMER, K.: Vergleichende Lagerstättenkundliche Betrachtung der Schwerspat führenden Gänge des Lauterberger Ganggebietes im Südwestharz. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **63**, (A), S. 371—437, Stuttgart 1932.

MEYER, H. F. L.: Zur Kenntnis westdeutscher Schwerspatlagerstätten. — Z. prakt. Geol., **24**, S. 67—71, Halle 1917.

MÖSSINGER, F.: Aus der Geschichte des Odenwälder Bergbaus. — Zweites Sonderheft zu: Der Aufschluß, S. 75—81, Darmstadt 1955.

MOOS, A.: Zur Bildung der Schwerspat- und Erzgänge längs des Rheintalgrabens. — Cbl. Mineral. usw., B., S. 281—286, Stuttgart 1925.

MURAWSKI, H.: Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 145—163, Stuttgart 1954.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. — N. Jb. Mineral., **2**, S. 1—32, Stuttgart 1912.

— Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. 1, Jena 1941.

— Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — N. Jb. Mineral. usw., Mh., A, S. 191—202, Stuttgart 1949.

SOLLE, G.: Die Usinger Klippen. — Natur und Volk, **71**, S. 19—29, Frankfurt/Main 1941.

THIENHAUS, R.: Die Schwerspatgänge des Richelsdorfer Gebirges. — Z. angew. Mineral., **3**, S. 21—49, Berlin 1941.

WALGER, E.: Über die Odenwälder Schwerspatgänge und ihre Entstehung. Zweites Sonderheft zu Der Aufschluß, S. 62—66, Darmstadt 1955.

Manuskript eingegangen am 22. 2. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 377–399	4 Tab.	Taf. 25	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung

Von

Dieter Heim, Mainz

Mit 4 Tabellen und der Tafel 25

Zusammenfassung: Es werden die Ausbildungen und Vorkommen der Oberrotliegend-Tonsteine in der Pfälzer Mulde sowie in der Prims- und Nahe-Mulde beschrieben. Nach Komponentenzusammensetzung, Struktur und Textur zeigen diese Tonsteine eine außerordentlich große Mannigfaltigkeit. Ein sehr charakteristischer Bestandteil der meisten Oberrotliegend-Tonsteine ist jedoch ein sehr feinkörniges Quarz-Orthoklas-Aggregat, das neben Biotit die feinkörnigsten Tonsteintypen bildet und an der Zusammensetzung der grobkörnigeren Typen meistens mindestens beteiligt ist. Chemisch kann man diese Tonsteine daher durch ein sehr hohes K_2O/Na_2O-Verhältnis charakterisieren. Dieses Verhältnis wurde nun in Beziehung zur Struktur und den Vorkommen der jeweiligen Proben gesetzt. Daraus ergab sich, daß an der Bildung der Oberrotliegend-Tonsteine 3 alkalireiche petrographisch-chemische Materialeinheiten beteiligt sind: Ein sehr feinkörniges Material mit extrem hohen K_2O/Na_2O-Verhältnissen, ein grobes, tuffartiges Material mit einem ähnlichen Alkalichemismus und ein grobes, meist auch tuffartiges Material mit kleinen K_2O/Na_2O-Verhältnissen. Die erste Einheit ist weitgehend an die Pfälzer Mulde gebunden, die zweite an die Prims- und die dritte an die Nahe-Mulde. Alle drei Einheiten wurden als Tuffe bzw. Aschentuffe gedeutet, welche entweder rein oder auch in verschiedenem Maße mit alkaliarmem Sedimentmaterial vermengt und verschiedenen Transport- und Sedimentationsbedingungen unterlegen auftreten können. Sie bilden so die Mannigfaltigkeit der Oberrotliegend-Tonsteine.

Die Unterrotliegend-Tonsteine unterscheiden sich von diesen nach ihrem Auftreten und ihrer mineralischen Zusammensetzung. Sie werden als Quarz-Kaolinit-Tonsteine den Quarz-Feldspat-Tonsteinen des Oberrotliegenden gegenübergestellt.

Inhalt

I. Einführung und Methodik 378
II. Makroskopische Ausbildung und Auftreten im Schichtverband 379
III. Stratigraphische und regionale Verbreitung 380
IV. Die Tonsteine des Oberrotliegenden 389
A. Mineralische Zusammensetzung und Strukturtypen 389
B. Stratigraphische und regionale Verteilung der Strukturtypen 391
C. Über den Alkalichemismus der Oberrotliegend-Tonsteine 393
D. Vergleichsuntersuchungen 394
E. Schlußfolgerungen 396
V. Die Tonsteine des Unterrotliegenden 397
VI. Zur Nomenklaturfrage 398
Schriftenverzeichnis 398

I. Einführung und Methodik

Nachdem in HEIM (1960) über die Petrographie und Genese der verschiedenen Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes berichtet wurde, sollen in der hier vorliegenden Arbeit die Verbreitung und vor allem die stratigraphischen und regionalgeologischen Beziehungen dieser Typen und ihres Chemismus dargestellt werden.

Für die diesbezüglichen Geländeuntersuchungen wurden, nachdem bei den ersten Begehungen ein gewisser stratigraphischer Zusammenhang zwischen den Deckenergüssen der Grenzlagergruppe und den Oberrotliegend-Tonsteinen klar wurde und weiterhin die Tonsteine der Kuseler und Lebacher Gruppe[1]) als eine spezielle Gesteinsgruppe ausgeschieden werden mußten, die Begleitsedimente jener Ergüsse einmal am Nordwestflügel der Pfälzer Mulde von Kirchheimbolanden bis Gries (zwischen St. Wendel und Landstuhl), zum andern weitgehend auch an beiden Flügeln der Nahe-Mulde systematisch verfolgt. In der Prims-Mulde wurden nur einzelne Vorkommen besucht.

Die Probenahme erfolgte derart, daß den einzelnen Vorkommen für jeden der in ihnen auftretenden Tonsteintypen je eine Probe als Vertreter des jeweiligen petrographischen Typus entnommen wurde. Petrographisch gleichartige Proben kamen nur dann zur Untersuchung, wenn sie verschiedener stratigraphischer Stellung oder ihre Fundpunkte mindestens 0,5 km voneinander entfernt waren. Andererseits wurde eine möglichst weitgehende Erfassung aller Tonsteinvorkommen der Grenzlagergruppe sowie der in ihnen jeweils auftretenden petrographischen Varietäten angestrebt. Daher konnte sich die Probenahme auch nicht auf die relativ seltenen Tonsteinaufschlüsse beschränken, sondern es mußten in größerem Umfange Lesesteine mit hinzugezogen werden. Sie wurden jedoch nur dann bei den späteren Untersuchungen verwandt, wenn sie einem sicher nachweisbaren autochthonen Vorkommen entsprachen. Durch ein derartiges Vorgehen sollte eine Möglichkeit gewonnen werden, die Auftrittshäufigkeit der Tonsteintypen in ihrer stratigraphischen und regionalen Verbreitung abzuschätzen.

Für die Tonsteine aus der Kuseler und Lebacher Gruppe wurde lediglich eine Erhärtung und Sicherung der ersten Untersuchungsbefunde erstrebt und daher nur einzelnen, regional weit verstreuten Vorkommen Stichproben entnommen.

Weiterhin wurde im Verlauf der Arbeit die Einbeziehung vieler im Verband mit Tonsteinen auftretender oder irgendwie mit ihnen in Beziehung stehender Gesteine in die Untersuchungen notwendig. So sind allen größeren Porphyrvorkommen des Saar-Nahe-Gebietes wie auch Horizonten mit Porphyrgeröllen, Arkosen, Schiefertonen und Konglomeraten entsprechende Proben entnommen worden.

Insgesamt kamen auf diese Weise etwa 250 Tonsteinproben und 40 Vergleichsproben zur näheren Untersuchung. Die Gefügeeigenschaften dieser Proben wurden an Hand von Dünnschliffen untersucht, ihre mineralische Zusammensetzung im wesentlichen an künstlich zerkleinertem Material mit optischen und röntgenographischen Methoden halbquantitativ bestimmt. Da es sich bald herausstellte, daß der Alkalichemismus der Tonsteine eine besondere Rolle spielt, wurde er von jeder Probe flammenphotometrisch ermittelt.

---

[1]) Bezeichnungen nach FALKE (1954) und (1955).

II. Makroskopische Ausbildung und Auftreten im Schichtverband

Der Begriff „Tonstein" wurde bei den hier vorliegenden Untersuchungen in einem möglichst weitem Sinne angewandt. Ausgeschlossen wurden nur tuffartige Gesteine von offenbar basischem Chemismus, im übrigen jedoch alle irgendwie tonsteinartigen Gesteine aus dem Rotliegenden das Saar-Nahe-Gebietes in die Untersuchungen einbezogen. Dann aber umfaßt der Begriff bereits makroskopisch außerordentlich unterschiedliche Gesteinstypen und enthält Übergänge sowohl zu Schiefertonen, Arkosen und Sandsteinen wie auch zu charakteristischen Tuffen.

Diese große petrographische Mannigfaltigkeit erfordert zur Beschreibung der Vorkommen bereits nach makroskopischen Eigenschaften eine vorläufige Klassifizierung. In Heim 1960 wurde eine solche im wesentlichen nach strukturellen Merkmalen gewählt, und zwar wurden als

„dichte" Tonsteine solche mit glatten oder fast glatten Bruchflächen bezeichnet, als „feinkörnige" Tonsteine solche, an denen gerade noch eine Körnung feststellbar ist, als

„grobkörnige" Tonsteine, wenn mindestens ein Teil ihrer Komponenten in den mittel- bis grobpsammitischen Korngrößenbereich fällt und als

„tuffartige" Tonsteine, wenn sie psephitische Komponenten enthalten.

Diese Tonsteine können nun in allen Farbtönungen zwischen weiß, grün, rot und violett auftreten. Dazu kommen lokal noch dunkle (meist schwarz gestreifte) Ausbildungen, die durch bituminöse Substanzen verursacht wurden. Solche Tonsteine führen auch manchmal Pflanzenreste.

Die dichten Typen sind gewöhnlich sehr hart und von einem etwas kieseligen Habitus. Charakteristisch für sie sind feine Bänderungen, Fältelungen und Schlierenzonen (vgl. Heim 1960, Abb. 1). Die feinkörnigen Tonsteine stehen zum Teil den dichten nahe, zum Teil nehmen sie einen schiefertonartigen Habitus an. Nur wenig unterscheiden sich oft die grobkörnigen Tonsteine in ihrer makroskopischen Ausbildung von Sandsteinen oder Arkosen. Die tuffartigen Tonsteine umfassen sehr verschiedene und meist stark lokal gebundene Gesteine. Ein allgemeines und charakteristisches Kennzeichen ist ihre schlechte Materialsortierung. Die psephitischen Komponenten bestehen vor allem aus Eruptivgesteins- und Tonschieferfragmenten oder Relikten irgendeines sekundär zersetzten Materiales. Vor allem im Zusammenhang mit den tuffartigen Tonsteinen treten häufig millimeter- bis zentimetergroße kerbenartige und unregelmäßig geformte Eindrücke auf den Tonsteinschichtflächen auf (vgl. Heim 1960, Abb. 3), die nicht selten mit einer weißen bis grünlichen, talkartigen Substanz, dem „Hygrophyllit" (vgl. Heim 1960, S. 287) ausgefüllt sind. Seltener durchsetzt auch der Hygrophyllit in einzelnen Bröckchen regellos das ganze Gestein.

Diese verschiedenen Tonsteinausbildungen treten nun sowohl in Wechsellagerungen untereinander wie auch als konkordante Einschaltungen in oder Wechsellagerungen mit den Schiefertonen, Arkosen, Sandsteinen und Konglomeraten des Rotliegenden auf. Sie können auf diese Weise Komplexe von beträchtlicher Mächtigkeit bilden. Die einzelnen Tonsteinbänkchen sind in der Regel einige Zentimeter mächtig, doch kommen auch nur Millimeter dicke Lagen oder mehrere Meter mächtige Bänke vor. Gelegentlich beobachtet man bogige Schrägschichtungen, sie weisen jedoch fast stets nur äußerst geringfügige Winkelabweichungen von den Schichtflächen auf. Die relativ

harten und geringmächtigen Bänkchen bedingen den für manche Vorkommen charakteristischen plattigen Zerfall dieser Gesteine. In den Wechsellagerungen treten im allgemeinen petrographisch verwandte Tonsteintypen auf, doch können auch tuffartige, grobkörnige und feinkörnig bis dichte Typen im gleichen Komplex vorkommen. Feinkörnige Tonsteine findet man schließlich gelegentlich noch als Zwischenmittel oder Kornbelag in grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten des Oberrotliegenden.

Bei einigen Vorkommen tritt im unmittelbar Liegenden oder Hangenden von Tonsteinen eine Dezimeter bis Meter mächtige Bank einer weichen, im feuchten Zustande teigartigen weißen Masse zutage. Eine Röntgenuntersuchung zeigte, daß es sich hierbei um einen dioktaedrischen Montmorillonit + Quarz etwa im Verhältnis 1:1 handelt. Solche Bänke sind allerdings meist durchsetzt mit Fragmenten von Nebengestein.

III. Stratigraphische und regionale Verbreitung

Obwohl Tonsteine in fast allen Abteilungen des Rotliegenden auftreten, sind sie doch in mehr oder minderem Maße an bestimmte stratigraphische Horizonte gebunden. So treten sie sehr häufig in der oberen Kuseler, der unteren und mittleren Lebacher Gruppe und vor allem weitverbreitet in der oberen Tholeyer- und der Grenzlagergruppe auf. Insbesondere ist eine Häufung der Tonsteinvorkommen in der Nachbarschaft der basischen bis intermediären Deckenergüsse des Oberrotliegenden erkennbar. Doch wurden sie in der Pfälzer Mulde bis fast zum Quarzit-Konglomerat der Standenbühler Schichten, in der Nahe-Mulde sehr vereinzelt noch innerhalb der Konglomeratfazies der höheren Waderner Gruppe gefunden. Lediglich die Kreuznacher Gruppe scheint keine Tonsteine oder tonsteinartigen Sedimente mehr zu enthalten.

Während die Tonsteine des Oberrotliegenden wie auch diejenigen der Tholeyer Gruppe nun in allen oben beschriebenen Ausbildungen auftreten, zeichnen sich diejenigen der Kuseler und Lebacher Gruppe durch eine gewisse Gleichförmigkeit aus. Sie sind kaum jemals gefärbt, sondern kommen gewöhnlich in weißen bis grauen, eher grob- als feinkörnigen oder dichten Varietäten vor. Psephitische Komponenten wurden in ihnen nie gefunden. Stets sind sie sehr fest und bilden gewöhnlich mindestens Dezimeter mächtige Bänke. Bemerkenswert ist ihr sehr häufiges Auftreten im Zusammenhang mit den basischen Intrusivgesteinen des Unterrotliegenden. So liegen sie oft in der streichenden Verlängerung von Lagergängen oder Apophysen (vgl. hierzu S. 397).

Unter den Tonsteinen des Oberrotliegenden und der Tholeyer Gruppe lassen sich generelle Beziehungen zwischen stratigraphischer Stellung und petrographischer Ausbildung kaum erkennen. Nach den bisherigen Funden scheinen lediglich die tuffartigen Tonsteine nicht mehr in die höhere Waderner Gruppe hinaufzugehen und die grobkörnigen Tonsteine hier mindestens zurückzutreten.

Insgesamt aber stehen sich so nach stratigraphischer Stellung und Ausbildung zwei Gesteinsgruppen gegenüber: Die Tonsteine des Oberrotliegenden mit denen der Tholeyer Gruppe auf der einen Seite und diejenigen der Kuseler und Lebacher Gruppe auf der anderen Seite. Nun ergaben die petrographischen Untersuchungen die Berech-

tigung einer solchen Unterscheidung in noch viel schärferer Weise, als es nach dem makroskopischen Befund möglich ist. Daher soll für die hier vorliegenden Untersuchungen als Liegend-Grenze des Oberrotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet das Auftreten der ersten Tonsteine vom petrographischen Habitus der Grenzlager-Tonsteine oder deren fazielle Vertretungen innerhalb der Tholeyer Gruppe definiert werden[2]). Dann entspricht also die obige Zweiteilung der Tonsteine einer Unterscheidung von Unterrotliegend- und Oberrotliegend-Tonsteinen.

Die regionale Verbreitung der Unterrotliegend-Tonsteine beschränkt sich auf einzelne, gewöhnlich höchstens 2—3 km in ununterbrochenem Zuge verfolgbare Vorkommen, die wahrscheinlich in keinem unmittelbaren Zusammenhang miteinander stehen. Solche Vorkommen treten z. B. auf E von St. Alban im Appeltal, auf dem Spannagel E von Alsenz, E von Rehborn und Callbach, am Windhof N Lauterecken, W von Brücken bei Birkenfeld usw. (vgl. hierzu auch Habicht 1953, S. 396—398; Duis 1959, S. 21; Reis 1921, S. 21—31 und 1918/19, S. 302; Schuster 1913, S. 163 bis 164; Ammon 1910, S. 111 und 119—120; Reis 1903, S. 112—114).

Die regionale Verbreitung der Oberrotliegend-Tonsteine ist wegen ihrer speziellen stratigraphischen Beziehung zu den Effusivdecken des Oberrotliegenden weitgehend durch die tektonische Struktur des Saar-Nahe-Gebietes bedingt. So begleiten sie das ausstreichende Grenzlager auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattelgewölbes im Liegenden und Hangenden von den Gerbacher Höfen nördlich des Donnersberges in südwestlicher Richtung in fast ununterbrochenem Zuge bis über Hirschhorn hinaus. Sie beschränken sich in diesem Raume stratigraphisch jedoch nicht auf die Nachbarschaft des eigentlichen „Grenzlagers", sondern gehen als einzelne Einschaltungen bis in die höheren Winnweiler Schichten hinauf mit einer zweiten Häufung in der Nachbarschaft des Winnweiler Lagers. Die Winnweiler Tonsteine führen im gesamten Raume Pflanzenreste. Etwa zwischen Erzenhausen und Fockenberg–Limbach greift der Buntsandstein auf das Grenzlager und zum Teil sogar auf die Olsbrücker Schichten über. Der Tonstein tritt (abgesehen von lokalen und zum Teil fraglichen Vorkommen) erst wieder südlich von Reuschbach auf und läßt sich von hier bis in die Gegend von Gries verfolgen. In diesem Raume bleibt er jedoch im allgemeinen im Hangenden des Grenzlagers.

Während der Ausstrich des Oberrotliegenden am Südflügel der Pfälzer Mulde fast überall vom Buntsandstein der Haardt bedeckt ist, wird im Nordwesten des Saarbrückener–Pfälzer Sattels die Nahe- und Prims-Mulde weitgehend saumartig von den Grenzlagerergüssen umgeben. Charakteristische Tonsteine treten in deren Nachbarschaft vor allem in den nordöstlichen Hälften der beiden Mulden auf und beschränken sich hier auf mehr oder minder ausgedehnte Komplexe von teilweise großen Mächtigkeiten. Zwei ausgedehnte Vorkommen treten an beiden Flügeln der mittleren Nahe-Mulde auf, und zwar ein heller, tuffartiger und plattiger Tonstein etwa zwischen Hochstädten und Bärenbach und ein vorwiegend roter Wechsellagerungskomplex etwa zwischen dem Hühnerhof nordwestl. Abtweiler und dem Welchrötherhof östl. Otzweiler. Dieser besteht wahrscheinlich aus mindestens zwei randlich miteinander verzahnten Tonsteinkomplexen von gleichem petrographischen Charak-

[2]) Betreffs einer allgemeinen Neudefinition dieser Grenze vgl. Falke 1954 und 1959.

ter. Sie beschränken sich auf das Hangende einer basalen Lagerdecke, jener helle Tonstein tritt hauptsächlich im Liegenden der tiefsten Decke zutage. In der nordöstlichen Prims-Mulde besteht der „obere Tonstein" GREBES 1881 über der liegenden Decke teilweise aus einem nach DUIS 1959 durchschnittlich 90 m mächtigen Komplex schlecht geschichteter, rötlicher und mürber tuffartiger Tonsteine mit lokalen Einschaltungen festerer und feinkörnigerer Bänke. Charakteristisch für diese Serie sind die zahlreichen Einschlüsse von Schiefermaterial.

Insgesamt prägen den Vorkommen in der Nahe- und Prims-Mulde die tuffartigen Tonsteine ihren Charakter auf. Im Raume Donnersberg–Hirschhorn dagegen herrschen die dichten und feinkörnigen Ausbildungen durchaus vor, tuffartige Typen treten nur lokal auf. Verfolgt man hier die Olsbrücker und Hochsteiner Tonsteine im Streichen, so ändert sich ihr petrographischer Charakter im allgemeinen auf mindestens 3—5 km. Für ein bestimmtes Vorkommen charakteristische Ausbildungen verschwinden und neue treten dafür auf (vgl. S. 382—384). In den Winnweiler Schichten dagegen kann man manchmal petrographisch und stratigraphisch etwa äquivalente Vorkommen über größere Entfernungen hin verfolgen. Im Raume Reuschbach–Gries treten vorwiegend rote schiefertonartige und lokal eine mürbe, reichlich Hygrophyllit führende Varietät der tuffartigen Tonsteine auf. So ist der petrographische Charakter der Tonsteine in gewisser Weise regional gebunden.

Die regionalen Verhältnisse der Oberrotliegend-Tonsteine im einzelnen müssen jetzt an Hand einer kurzen Beschreibung der jeweiligen Vorkommen dargestellt werden. Die Ortsangaben werden sich dabei stets auf die entsprechenden topographischen Kartenblätter 1:25000 beziehen, alle regionalgeologischen Angaben der leichteren Vergleichbarkeit wegen auf die Blätter „Donnersberg", „Kusel" und „Zweibrücken" der „Geognostischen Karte des Königreiches Bayern". Es werden also auch die in dieser Karte benutzten stratigraphischen Bezeichnungen verwandt werden, allerdings nur im Sinne von faziellen und lokalstratigraphischen Einheiten. Der Begriff der „Gruppe" nach FALKE 1954 soll hier stets im Sinne abstrakter, d. h. faziell unabhängiger Zeitabschnitte benützt werden. Weiterhin ist eine Unterteilung der begangenen Gebiete in regionale Teilbereiche erforderlich. Diese sind nach morphologischen und tektonischen Gesichtspunkten im allgemeinen so gewählt worden, daß alle in einem derartigen Bereich auftretenden stratigraphisch äquivalenten Vorkommen auch noch petrographisch von gleichem Charakter sind.

Nordwestflügel der Pfälzer Mulde

Bereich 1: Kirchheimbolanden–Bastenhaus
top. Bl. Nr. 6313 „Dannenfels"
top. Bl. Nr. 6314 „Kirchheimbolanden"

Olsbrücker und Hochsteiner Schichten sind in einzelnen Schollen in der Umrandung des Felsitporphyrkomplexes von Küh-Kopf und Kreh-Berg aufgeschlossen. Blatt „Donnersberg" gibt darin Tonsteine an (vgl. auch REIS 1921, S. 38).

Im Hangenden des Winnweiler Lagers S vom Küh-Kopf tritt in fast ununterbrochenem Zuge von der Gutleitbacher Mühle S Kirchheimbolanden bis E vom „Mannbühl" ein dichter, kieseliger, heller und zum Teil pflanzenführender Tonstein zutage. Man findet ihn noch einmal in gestörter Lagerung SW vom „Mannbühl" (vgl. REIS 1921, S. 57).

Bereich 2: Gerbacher Höfe–Marienthal
top. Bl. Nr. 6313 „Dannenfels"

Die Olsbrücker Tonsteine kann man im Bereich 2 in vorwiegend dichten grünlichen, seltener feinkörnigen und hellen bis rötlichen Ausbildungen von den Gerbacher Höfen über den Nordwesthang des Büxenberges bis vor Marienthal verfolgen. Charakteristisch ist ein grünlicher Tonstein mit ausgeprägten Bänderungen, Fältelungen und Schlierenzonen. In den Hochsteiner Schichten S des Ruppertsecker Weges etwa 250 m E der Wegbiegung am Büxenberg liegen feingrobkörnige und arkoseartige grünliche und rötliche Tonsteine unter Arkosen.

Die den Bereichen 2 bis 5 entsprechenden Winnweiler Schichten treten an der östl. bis südwestl. Umrandung des Donnersberges über dem hier sehr hoch hinaufgehenden Porphyrkonglomerat zutage. Ihre Tonsteine findet man in Einzelvorkommen bei Jakobsweiler und im Falkensteiner Tal (vgl. Reis 1921, S. 51, 53 u. 58).

Bereich 3: Marienthal–Hohe Warte
top. Bl. Nr. 6313 „Dannenfels"

In den Olsbrücker Schichten findet man in ihrem gesamten Verlauf von Marienthal bis zum Waldrand S Punkt 410,9 die Tonsteintypen des Bereiches 2 wieder. Daneben treten jedoch auch noch grobkörnige bis arkoseartige, rötliche und weißgefleckte Typen auf.

In den Hochsteiner Schichten liegen wiederum grobkörnige rötliche und grünliche Tonsteine unter einer konglomeratischen Arkose. Man kann sie vom Schafberg über den Bornshof bis über den Punkt 488 („Schneid") hinaus verfolgen.

Bereich 4: Hohe Warte–Punkt 365 zw. Steinberg u. „In der Münz"
top. Bl. Nr. 6313 „Dannenfels"

In diesem Bereich wurden Tonsteine nur im Liegenden des Grenzlagers gefunden, und zwar zum Teil anstehend am Westhang des Feilskopfes und im Tal des Degenbaches etwa S der „Kanzel". Hier steht ein dichter heller Tonstein mit Kaolinit-Bläschen an. Am Feilskopf treten die Tonsteine in feinkörnig-schiefertonartigen (seltener auch dichten und grobkörnigen) und vorwiegend grünen Ausbildungen als Einschaltungen in feinsandigen Sedimenten auf (vgl. Fenchel 1954, Profil 11 u. 12).

Bereich 5: Punkt 365–Schweisweiler
top. Bl. Nr. 6313 „Dannenfels"
top. Bl. Nr. 6312 „Rockenhausen"
top. Bl. Nr. 6412 „Otterberg"

Die Olsbrücker Tonsteine lassen sich vom Nordhang des Winters-Berges bis etwa 200 m N Schweisweiler verfolgen, wo sie durch eine Querstörung abgeschnitten werden. Tonsteine der Hochsteiner Schichten wurden am Waldrand NW vom Hahn-Fels wiedergefunden. Sie begleiten das Grenzlager über den Arleberg fast bis Schweisweiler.

Olsbrücker und Hochsteiner Tonsteine treten in diesem Bereich in allen Ausbildungen und Farbtönungen auf. Charakteristisch ist jedoch ein feinkörniger, intensiv lauchgrün gefärbter und scherbig zerfallender Tonstein (vgl. Fenchel 1954, Profile 9, 10 u. Profil D).

Bereich 6: Alsenz-Tal zw. Schweisweiler u. Winnweiler–Straße Gehrweiler bis Höringen
top. Bl. Nr. 6412 „Otterberg"
top. Bl. Nr. 6413 „Winnweiler"

Die Olsbrücker Tonsteine ziehen sich vom Osthang des Zill-Bach-Tälchens S Schweisweiler über „Rote Busch" bis „Auf den drei Eichen". Hier treten Störungen auf und man findet sie erst im Schlitzen Wald wieder, in dem man sie bis zur Straße Gehrweiler–Höringen verfolgen kann. Es sind zum Teil dichte und meist helle, kieselige Tonsteine, die Kaolinitbläschen enthalten können, zum Teil auch grobkörnig-arkoseartige und manch-

mal gefleckte Tonsteine von hellen bis grünen und roten Farbtönungen. Ein grobkörniger, mürber und rötlich-violetter Tonstein ist etwa 250 m ESE des Friedhofes Gehrweiler an einer Störung aufgeschlossen.

Tonsteine der Hochsteiner Schichten finden sich häufig in guten Aufschlüssen zwischen Schweisweiler, Hochstein und dem Salz-Berg, doch meistens in brekziösen, und für Tonsteine uncharakteristischen Ausbildungen („Bröckeltuffe" von REIS). Sie enthalten jedoch lokal auch feinkörnige und sogar dichte helle Einschaltungen. In den Hochsteiner Schichten am Linden-Berg wurden keine Tonsteine mehr gefunden.

Sie treten erst wieder auf in den oberen Winnweiler Schichten und zwar Pflanzenreste führend und in meist dichten bis feinkörnigen, grünlichen Ausbildungen am Kohl-Hübel NW Winnweiler, am Kahlhecker Köpfchen und im Zuckerwald. In unmittelbarer Nachbarschaft des Winnweiler Lagers findet man E bis NE von Höringen einen dichten, hellrötlichen und kieseligen Tonstein (vgl. REIS 1921, S. 54–56).

Bereich 7: Straße Gehrweiler bis Höringen–Schneckenhausen
top. Bl. Nr. 6412 „Otterberg"

Olsbrücker und Hochsteiner Schichten sind W Heiligenmoschel tektonisch unterdrückt.

In den Olsbrücker Schichten im Buch-Wald, Köhler-Wald und W der Roh-Mühle liegen vorwiegend grobkörnige bis arkoseartige helle und grüne Tonsteine unter Arkosen. Zurücktretend kommen daneben noch feinkörnige und grüne Ausbildungen vor, die außerordentlich blasig werden können. Die hangenden Arkosen beim Punkt 342 W der Roh-Mühle enthalten 1—4 cm große Fragmente eines feinkörnigen grünen Tonsteines.

In den Hochsteiner Schichten wurden sichere Tonsteinvorkommen nicht gefunden. Sie treten erst wieder auf in den oberen Winnweiler Schichten (oft im Zusammenhang mit Kalkbänkchen), am Wingertsweiler Hof, am Franzoseneck und am Nord- und Nordwesthang des Hundsrück. Es sind dichte bis feinkörnige, vorwiegend grünliche und manchmal von bituminösen Bändern und Schlieren durchzogene, Pflanzenreste führende Gesteine. Bekannt ist der Aufschluß am Wingertsweiler Hof. Seine Flora wurde von SCHUSTER 1907 bearbeitet. Weitverbreitet findet man den Tonstein auch im Hangenden des Winnweiler Lagers, und zwar vor allem auf dem Kamm und den Südosthängen von Hundsrück und Kanzel. Er geht hier hinauf bis zum Roth-Hübel. Es sind feinkörnig-dichte Gesteine in allen Farbtönungen.

Bereich 8: Schallodenbach–Frankelbach–Hirschhorn
top. Bl. Nr. 6412 „Otterberg"
top. Bl. Nr. 6411 „Wolfstein"

Der Bereich stellt eine an Querstörungen eingebrochene Scholle dar.

In den Olsbrücker Schichten des Tier-Wald-Rückens liegen grobkörnige bis dichte und kieselige, gelegentlich Kaolinit-Bläschen führende Tonsteine unter Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen. Im Kamm-Weg SSE von Neuhof sind sie in dunkelroten bis violetten Varietäten aufgeschlossen. Es scheint hier ein dichter Tonstein einen grobkörnigen, zum Teil porösen teilweise zu verkitten oder ist ihm in Zentimeter mächtigen Bändern eingeschaltet. Zwischen Steilrech und Warten-Knopf liegen arkoseartige helle Tonsteine. N vom Warten-Knopf sind dem Grenzlager dunkelrote-violette dichte Typen eingeschaltet. Sie liegen zum Teil im Kontakt mit dem Melaphyr.

Innerhalb der Hochsteiner Schichten wurde nur hier ein feinkörniger, blasiger und S der „Plätte" ein schiefertonartiger, wenig charakteristischer Tonstein gefunden.

Sehr verbreitet sind sie jedoch wieder in den Winnweiler Schichten zwischen Schallodenbach und Hirschhorn. Es sind fast ausschließlich feinkörnige bis dichte, grüne und zum Teil bituminöse und Pflanzenreste führende Gesteine. Während sie NW des Wohlbaches mehr schiefertonartig ausgebildet sind, treten sie NW der „Kornkiste" auch kieselig auf. Besonders reichhaltig an Pflanzenresten sind die Tonsteine in der Umgebung von Punkt 327 am Seiders-Wald. Ihre Flora wurde von SCHUSTER 1907 bearbeitet.

Bereich 9: Hirschhorn–Erzenhausen (Eulenbißer Scholle)
top. Bl. Nr. 6412 „Otterberg"
top. Bl. Nr. 6411 „Wolfstein"

In den Olsbrücker Schichten des Hegel-Waldes W von Hirschhorn steht am Bahndamm und über dem Bahneinschnitt eine Abfolge von fein-grobkörnigen und vorwiegend grünen Tonsteinen an. Man findet diese Gesteine zum Teil noch im westlichen Hegel-Wald und am Nordosthang der Goldgrubenhöhe, dann wurden jedoch bis Eulenbis keine Tonsteine mehr gefunden. Hier liegt am „Eulenkopf" ein fein-grobkörniger, dunkelrot-violetter Tonstein im unmittelbar Liegenden des Grenzmelaphyres. Ein kleines Vorkommen nach Lesesteinen W der „Schönen Aussicht" ist unsicher.

Auch im Hangenden des Grenzlagers scheinen Tonsteine im wesentlichen nur im Nordosten des Bereiches aufzutreten, und zwar in fein-grobkörnigen und sandsteinartigen roten und grünen Ausbildungen in den Winnweiler Schichten des Gehrets-Waldes und am „Fuchsloch" N vom Kühbörncheshof (vgl. Reis 1910, S. 132 u. 133). In einem kleinen Aufschluß E der Schaf-Mühle NW Katzweiler stehen schiefertonartige grünliche und rötliche Tonsteine an.

Bereich 10: Erzenhausen–Kollweiler–Fockenberg–Limbach
top. Bl. Nr. 6411 „Wolfstein"
top. Bl. Nr. 6511 „Landstuhl"

Im Gebiet der Pörrbacher Scholle erwähnt Reis 1910, S. 133 tonsteinartige Rötelschiefer. In den Liegend-Sedimenten des Grenzlagers S Kollweiler treten Tonsteine in feinsandigen, uncharakteristischen Ausbildungen auf. Weiter wurden in diesem Bereich keine Tonsteine gefunden (vgl. S. 381).

Bereich 11: Fockenberg–Limbach–Niedermohr
top. Bl. Nr. 6510 „Glan–Münchweiler"

Im Liegenden des Grenzlagers wurden keine Tonsteine gefunden. Sie liegen jedoch unmittelbar über dem Grenzlager zwischen „Rohrhecke" und Niedermohr in Rötelschiefern nahestehenden Ausbildungen. Vor allem an der Rohrhecke treten daneben auch rote, mürbe und tuffartige Tonsteine auf. Alle Vorkommen zeichnen sich durch reichliche Hygrophyllitführung aus.

In den Bereichen 11—13 sind infolge streichender Störungen und einer Spezialtektonik die Lagerungsverhältnisse nicht immer klar (vgl. hierzu Reis 1903, S. 123, 169 u. 174; Kühne 1922, S. 431–434) und die exakte stratigraphische Stellung der Tonsteine daher mit Unsicherheiten behaftet.

Bereich 12: Niedermohr–Nanzdiezweiler
top. Bl. Nr. 6510 „Glan–Münchweiler"

Im Liegenden des Grenzlagers konnten wiederum keine Tonsteine gefunden werden. Im Hangenden treten sie am Etzenbacher Berg in fein-grobkörnigen, vorwiegend roten und gelegentlich sehr blasigen Ausbildungen auf.

Bereich 13: Nanzdiezweiler–Gries
top. Bl. Nr. 6510 „Glan–Münchweiler"

An der Straße Dietschweiler–Börsborn war etwa 500 m W vom Bahnhof Dietschweiler zeitweise im Straßengraben eine etwa 30 m mächtige Abfolge von tuffartigen roten und mürben, Hygrophyllit führenden Tonsteinen, konglomeratischen Sandsteinen mit Tonstein-Zwischenmittel, Montmorillonitbänkchen und Arkosen aufgeschlossen. Bei einem weiteren kleinen Vorkommen schiefertonartiger Tonsteine am Nordosthang des „Galgenbösch" kann die Zugehörigkeit zur Tholeyer Gruppe nicht ausgeschlossen werden.

Weitverbreitet findet man sie jedoch in feinkörnigen, schiefertonartigen, roten, grünen und gelegentlich blasigen Ausbildungen innerhalb der kleinen Oberrotliegend-Mulde etwa zwischen Breitenreck und Galgenbösch.

Altenbamberg–Hochstättener-Mulde

Bereich 14: Hallgarten–Fürfeld
top. Bl. Nr. 6212 „Meisenheim"
top. Bl. Nr. 6213 „Kriegsfeld"

Der Bereich liegt auf der Stirn des sich hier in einzelne Teilsättel und Mulden zergliedernden Pfälzer Sattels. Es sind nur Olsbrücker und Hochsteiner Schichten aufgeschlossen.

Im Liegenden und Hangenden des Grenzlagers treten in der Umgebung von Hochstätten feinkörnige-schiefertonartige rote und grüne Tonsteine auf. Manche Bänkchen sind reich an Hygrophylliteinschlüssen (vgl. REIS 1921, S. 37 u. 49). Am Südosthang des Holzer Berges NE von Hochstätten ist in einer Abfolge von Schiefertonen, feinkörnigen Sandsteinen und Tonsteinen wenige Meter über dem Grenzlager ein Montmorillonitbänkchen aufgeschlossen.

Südostflügel der Nahemulde

Bereich 15: Weinsheim–Gangelsberg
top. Bl. 6112 „Waldböckelheim"
top. Bl. 6212 „Meisenheim"

Der Bereich umfaßt den größten Teil der Waldböckelheimer Mulde und wurde teilweise von GEIB 1938 eingehend bearbeitet, der in seinem Arbeitsgebiet keine Oberrotliegend-Tonsteine erwähnt.

In einem neuen Straßenaufschluß 40 m N vom Bahnhof Waldböckelheim steht eine Abfolge von plattigen, feinkörnig-schiefertonartigen wie auch tuffartigen und zum Teil sehr reichlich Hygrophyllit führenden, hellen bis roten und grünen Tonsteinen an. Die Schichtflächen sind manchmal sehr grob verkerbt. Auf schiefertonartigen Tonsteinen wurden Eindrücke von Regentropfen gefunden. Die Abfolge liegt wahrscheinlich im Liegenden des Grenzlagers.

„Tonsteinartige Gesteine" kommen nach REIS 1921, S. 47 u. 1918/19, S. 306 weiterhin im Zusammenhang mit dem Porphyrkonglomerat am Gangelsberg (unter dem Grenzporphyrit) vor.

Das auf dem Leisberg liegende, von GEIB (1938) auf Grund von intramagmatischen Fließerscheinungen ähnlichen Fältelungen als Porphyrit angesprochene Gestein wurde hier zunächst als grobkörniger, mürber Tonstein mit in die Untersuchungen einbezogen.

Bereich 16: Sponheim–Sobernheim
top. Bl. Nr. 6112 „Waldböckelheim"
top. Bl. Nr. 6111 „Pferdsfeld"
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"

Der Bereich bildet den Südflügel der Restnahemulde. Im Liegenden des Grenzlagers treten S Bockenau, S vom Punkt 220,0 plattige, tuffartige helle und grünlich-weiß gefleckte Tonsteine auf. Sie führen reichlich Hygrophyllit und zeigen meist verkerbte Schichtflächen (vgl. REIS 1921, S. 48). Über dem Grenzlager wurde Tonstein nur als Kornbelag in einer grobkörnigen Sandstein- und Konglomeratfazies gefunden. REIS 1921 erwähnt S. 48 jedoch noch einen „dichten, zum Teil brekziös-tuffigen Tonstein" über dem Grenzlager bei Sponheim.

Bereich 17: Staudernheim–Lohmühle (Hottenbachtal)
top. Bl. Nr. 6212 „Meisenheim"
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"

In den Bereichen 17 bis 21 wurden innerhalb der Tholeyer Gruppe keine Tonsteine gefunden.

Sie lassen sich jedoch zwischen zwei Effusivlagern etwa vom Hühnerhof und „Katzloch" zunächst in dichten, feinkörnigen, hellen, roten und grünen Ausbildungen über die

Lauschieder Höhe bis zum Waldrand verfolgen; dann in teilweise sehr viel gröberen Typen bis zur Lohmühle.

Etwa 500 m E der Lohmühle ist in einem Bruche eine Abfolge dichter bis tuffartiger und plattiger bis bankiger, vorwiegend roter Tonsteine mit Schiefertoneinschaltungen aufgeschlossen (vgl. REINHEIMER 1933, S. 25). Charakteristisch sind die hier oft sehr grob verkerbten Schichtflächen mit Hygrophyllitlagen. In feinkörnigen-dichten roten Bänkchen findet man grünliche, grobkörnige Lagen mit zahlreichen Biotiten. Nach REINHEIMER 1933 beträgt die Mächtigkeit des gesamten Komplexes etwa 180 m.

Über dem zweiten Effusivlager wurden sichere Tonsteinvorkommen nicht mehr gefunden. REINHEIMER 1933 erwähnt jedoch S. 26—28 noch lokale Vorkommen „tonsteinartiger" Gesteine innerhalb der höheren Waderner Schichten.

Bereich 18: Lohmühle–Schwarzen Berg (E Limbach)
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"

Tonsteine treten hier wiederum weitverbreitet im Hangenden des ersten Lagers auf, sie liegen jedoch teilweise in enger Verzahnung mit grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten Waderner Fazies. S bis SW vom Donnershall sind es fast ausschließlich feinkörnig-dichte rote Typen, S der Knie-Köpfe und N vom Schwarzen Berg treten hierzu auch grobkörnige und tuffartige Ausbildungen.

Bereich 19: Loch-Mühle (W Hundsbach)–Straße Hundsbach bis Schweinschied
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"
top. Bl. Nr. 6311 „Lauterecken"

Im Hangenden des Grenzlagers findet man die Tonsteine W der Loch-Mühle in feinkörnig-dichten und roten Ausbildungen wieder; N des Ringberges treten wiederum tuffartige Typen mit grob verkerbten Schichtflächen und Hygrophylliteinschlüssen auf. Zum Hangenden treten diese immer mehr zugunsten feinkörnigerer Ausbildungen zurück und verzahnen sich dann etwa N vom Punkt 321 mit Waderner Fazies (vgl. FALKE 1959, S. 69).

Bereich 20: Straße Hundsbach bis Schweinschied–Siener Höfe
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"
top. Bl. Nr. 6311 „Lauterecken"

Im Hangenden des Grenzlagers lassen sich die Tonsteintypen des Bereiches 19 etwa bis zum Welchröther Hof verfolgen. Allgemein herrschen jedoch feinkörnige bis schiefertonartige Ausbildungen vor. W des Welchröther Hofes treten Querstörungen auf. Hier wurden Tonsteine nur noch einmal in einer schiefertonartigen Ausbildung im Waldweg NW des Punktes 401,6 (SSW des Hofes) angetroffen.

In einem höheren stratigraphischen Niveau stehen 325 m SSW von Punkt 355,5 bei Hundsbach dichte-feinkörnige, rote und grüne Tonsteine mit zum Teil sehr grob verkerbten Schichtflächen an. Im Hangenden befindet sich eine etwa 50 cm mächtige Montmorillonitbank.

Bereich 21: Sien–Hoppstädten–Langweiler
top. Bl. Nr. 6311 „Lauterecken"

Hier wurden lediglich am „Langert", etwa 2 km SE Sien im Hangenden der Melaphyr-Porphyrit-Brekzie feinkörnige und zum Teil schiefertonartige rote Tonsteine als Einschaltungen oder auch Zwischenmittel in grobkörnigen Sandsteinen gefunden. Einige Tonsteinbänkchen sind überaus reich an Hygrophylliteinschlüssen.

Bereich 22: Langweiler–Kirrweiler–Thallichtenberg–Freisen
top. Bl. Nr. 6311 „Lauterecken"
top. Bl. Nr. 6310 „Baumholder"
top. Bl. Nr. 6410 „Kusel"
top. Bl. Nr. 6409 „Freisen"

Der Bereich bildet den Südostrand des Effusivkomplexes der südwestlichen Nahe-Mulde. Es treten also nur Tholeyer Schichten zutage, die teilweise vom Grenzlager diskordant überdeckt oder übrrollt sind vom Eruptivschutt.

N von Kirrweiler liegt am Waldrand ein dichter dunkler Tonstein im Eruptiv.

AMMON 1910, S. 123 und ATZBACH 1955, S. 186 u. 187 erwähnen helle Tonsteine in unmittelbarer Nachbarschaft des Grenzlagers im Gebiet Oberalben–Thallichtenberg.

Aus dem Raume Jeckenbach–Ehlenbach–Frohnhausen, in welchem die dem Bereiche 22 entsprechenden Hangend-Sedimente ausstreichen, sind bisher keine Tonsteine bekannt geworden.

Nordwestflügel der Nahe-Mulde

Bereich 23: Argenschwang–Daubach

top. Bl. Nr. 6112 „Waldböckelheim"
top. Bl. Nr. 6111 „Pferdsfeld"

Tonsteine wurden hier lediglich S Winterburg in der Umgebung der Daubacher Brücke gefunden. Am W Waldrand liegen sie S der Brücke wenige Meter über dem Grenzlager auf arkosigen Sandsteinen in plattigen, dichten bis feinkörnigen und tuffartigen, hellen Ausbildungen. Sie enthalten zahlreiche Hygrophylliteinschlüsse. Etwa 1 km S der Brücke steht über einer Schiefertonserie noch einmal ein plattiger, feinkörniger und weißer Tonstein an, der im Liegenden und Hangenden von je einer Montmorillonitbank begleitet wird (vgl. REINHEIMER 1933, S. 21—23).

Bereich 24: Daubach–Martinstein

top. Bl. Nr. 6111 „Pferdsfeld"

Zwischen Daubach und Weiler scheinen in der Nachbarschaft des Effusivlagers keine Tonsteine aufzutreten (vgl. auch BANK 1953). Aus den höheren Waderner Schichten erwähnt REINECK 1955, S. 292/93 am Bahneinschnitt beim Kimpel-Berg SE Weiler rote Tonsteineinlagen in Arkosen und Schiefertonen.

Bereich 25: Martinstein–Fischbach

top. Bl. Nr. 6111 „Pferdsfeld"
top. Bl. Nr. 6211 „Sobernheim"
top. Bl. Nr. 6210 „Kirn"

Etwa zwischen den auf Blatt Kusel als to^2 eingestuften Sanden und Schottern SE vom Hellberg (S St. Johannesberg) und dem Großbachtal am Steckenberg tritt im Liegenden des Grenzlagers eine petrographisch sehr homogene Abfolge von plattigen und hellen, tuffartigen Tonsteinen zutage. Die Schichtflächen sind meist stark verkerbt und führen Hygrophyllit. Sehr gute Aufschlüsse bieten vor allem die Brüche NE und SW der Straße Kirn–Meckenbach an der Biegung beim „Eselsheck". In allgemein etwas feinkörnigeren Ausbildungen wurden die Tonsteine noch bis zum Schloß-Berg am Eingang des Bärenbach-Tales gefunden.

Im Hangenden des Lagers treten ähnliche Tonsteine am Südosthang des Steckenberges und bei Bärenbach auf. Weiterhin findet man feinkörnigen roten Tonstein in diesem Bereich des öfteren als Kornbelag oder Zwischenmittel in Waderner Fazies.

Bereich 26: Fischbach–Rötsweiler

top. Bl. Nr. 6210 „Kirn"
top. Bl. Nr. 6209 „Idar-Oberstein"
top. Bl. Nr. 6309 „Birkenfeld-Ost"

In den die Spezialmulde Fischbach–Kirn umsäumenden Tholeyer Schichten wurden keine Tonsteine gefunden.

FALKE 1959 erwähnt S. 67 „tonstein"-artige Sedimente bzw. „Tonsteine" in den (nach Blatt Kusel) Söterner Schichten im Raume Mackenroth–Vollmersbach–Idar-Oberstein. LEPPLA 1896 führt aus dem gleichen Raum S. 23 „thonige Schichten, teilweise tuffiger

Natur" an. Vom Verfasser wurden nur einzelne, nicht sehr charakteristische Vorkommen gefunden, deren Gesteine nach den späteren Untersuchungen kaum in einer genetischen Beziehung zu echten Oberrotliegend-Tonsteinen stehen.

In den höheren Waderner Schichten bei Leitersthal tritt an der Straße Oberstein–Baumholder eine konglomeratische Sandsteinbank mit Tonstein-Zwischenmittel als Einschaltung in Waderner Konglomeraten zutage.

Bereich 27: Rötsweiler–Ellweiler

top. Bl. Nr. 6209 „Idar-Oberstein"
top. Bl. Nr. 6309 „Birkenfeld-Ost"
top. Bl. Nr. 6308 „Birkenfeld-West"

Echte Tonsteine wurden in diesem Bereiche nicht gefunden. Als den Oberrotliegend-Tonsteinen jedoch ähnliche Gesteine treten in der Umgebung des Nohfelder Porphyrmassives und im Zusammenhang mit dem Porphyrkonglomerat der unteren Söterner Schichten die sog. „Felsittuffe" des „unteren Tonsteins" (vgl. Grebe 1894, S. 9) auf. Einem derartigen Vorkommen am Westhang des Krausberges zwischen Birkenfeld und Rimsberg wurden zwei Proben entnommen.

Nordöstliche Prims-Mulde

Bereich 28: Eisen–Bosen–Schwarzenbach

top. Bl. Nr. 6308 „Birkenfeld-West"
top. Bl. Nr. 6408 „Nohfelden"

In Tholeyer Schichten liegt am „Kremel" SE von Bosen ein einzelnes Vorkommen von fein-grobkörnigen, hellen, rötlich bis violetten und schmutzig-grünen Tonsteinen. Diese sind meist außerordentlich blasig.

Dem „oberen Tonstein" (vgl. S. 382) wurden aus folgenden Vorkommen Proben entnommen:

a) Lauxwahl SW Bosen. Hier liegt ein relativ fester, tuffartiger, etwas poröser, rötlich-violetter Tonstein, der durchsetzt ist mit roten Schiefertonstückchen und eckigen bis ovalen, porösen und bimsartigen Bröckchen (vgl. Duis 1959, S. 87).

b) S von Punkt 492,7 am Wege Bosen–Schwarzenbach. Der Tonstein kommt hier wiederum in einer etwas festeren, feinkörnigeren und roten, weiß-gefleckten Ausbildung vor.

c) SSE von Eisen am Rothen-Berg. In einer groben Tonsteinserie mit zahlreichen Schiefereinschlüssen liegen einzelne feinkörnige weiße und festere Bänkchen.

IV. Die Tonsteine des Oberrotliegenden

A. Mineralische Zusammensetzung und Strukturtypen

(Weitere Ausführungen und Abbildungen hierzu in Heim 1960, Abschn. D. I. u. D. II.)

Eine Dünnschliffdurchsicht der Proben zeigt, daß die dichten bis feinkörnigen Tonsteine gewöhnlich aus einer sehr feinkörnigen Matrix bestehen, der vor allem (meist gut eingeregelte) Biotite eingelagert sind. Die feinkörnigen Tonsteine sind im allgemeinen glimmerreicher als die dichten. Die Bänderungen erweisen sich als Sedimentationszyklen mit gradierter Bettung, die Fältelungen als subaquatische Gleitfältelungen und die Schlierenbänder als Wiederaufbereitungszonen. Unter den im Dünnschliff bestimmbaren Komponenten der gröberen Tonsteinausbildungen herrschen Quarz, saurer Plagioklas und wiederum Biotit vor. Die Plagioklase treten nicht selten als weitgehend idiomorphe Albitkriställchen auf. Bei einigen Vorkommen in der Nahe- und Primsmulde kann auch Tonschiefermaterial oder in Ausnahmefällen vulkanisches Glas einen Hauptanteil der Proben bilden. In den tuffartigen Tonsteinausbildungen

treten häufig saure Eruptivgesteinsfragmente mit Fluidalstruktur auf. Manchmal sind sie sehr stark zersetzt. Die Biotite treten in diesen Ausbildungen mit Vorliebe als dicke, mehr oder weniger aufgeblätterte Pakete auf.

Während im allgemeinen bei den Tonsteinen keine sekundäre Zufuhr von Kieselsäure in größerem Ausmaß nachgewiesen werden konnte, enthalten einige feinkörnige Proben des Bereiches 8 bis etwa 30% sekundäre Kieselsäure, welche parallel zu den Schichtflächen in das Gestein eindrang und hier lagig bis konkretionär ausgeschieden wurde.

Als einziges typisches Tonmineral wurde röntgenographisch in den meisten Proben ein kleiner Anteil von Kaolinit nachgewiesen. Als färbende Bestandteile treten Hämatit, Fe-Hydroxyde, Biotit und vor allem Zersetzungsprodukte von Biotit auf. Grüne Farben der Tonsteine sind gewöhnlich hierauf zurückzuführen.

Struktur, Textur und Komponentenzusammensetzung der Tonsteine sind im einzelnen so außerordentlich unterschiedlich. Als allen Proben gemeinsames und den eigentlichen Tonsteincharakter bedingendes Merkmal könnte man höchstens einen mehr oder minder großen Anteil einer sehr feinkörnigen und im Dünnschliff nicht näher bestimmbaren Substanz mit schwacher Aggregatdoppelbrechung ansehen. Diese Aggregatsubstanz bildet die Matrix der dichten und der meisten feinkörnigen Tonsteine oder ist als gröberes Korn mit mehr oder weniger verwaschenen Umrissen an der Zusammensetzung der grobkörnigeren Tonsteine beteiligt. Hier kann daneben auch zersetztes Feldspatmaterial an die Stelle dieser Substanz treten.

Den größten Anteil an Agregatsubstanz besitzen im allgemeinen die dichten Tonsteine (meist 90—98%). Hier ließ sie sich daher am besten optisch und röntgenographisch untersuchen und erwies sich als eng miteinander verzahntes Quarz-Orthoklas-Gewebe. Beide Minerale stehen etwa im Verhältnis 1,2 bis 1,7 zueinander. Die Röntgendiagramme des Orthoklases zeigen eine bemerkenswerte Übereinstimmung und entsprechen am besten denen von Adularen. Eingehendere Untersuchungen der grobkörnigeren Tonsteintypen zeigten, daß mindestens in den meisten Fällen auch hier die Aggregatsubstanz aus Quarz und Orthoklas in zum Teil ähnlichen Verhältnissen bestehen muß. Unter Voraussetzung aller in diesem Zusammenhang gemachten Untersuchungen wurden diese Aggregate in HEIM 1960 als Entglasungsprodukte gedeutet.

Eine Untersuchung der chemischen und stratigraphisch-regionalen Beziehungen dieser Tonsteintypen erfordert nun eine exaktere und möglichst weitgehend dem diagenetisch noch unveränderten Material entsprechendere Klassifizierung, als sie nur nach makroskopischen Merkmalen möglich war. So wurden in HEIM 1960, S. 289 die Tonsteine nach den primären Gefügeeigenschaften und dem Anteil an Aggregatsubstanz oder Glimmern an Hand ihrer Dünnschliffe auf die folgende Weise in „Strukturtypen" unterteilt:

a) Zweiteilung nach der Kornsortierung.

Es wurden 2 Körner als „ungleichkörnig" definiert, wenn das Verhältnis ihrer mittleren Schnittdurchmesser höher als 3 (bzw. unter $\frac{1}{3}$) lag. Alle Proben, deren Dünnschliff mehr als 10 Flächenprozent ungleichkörniger Kornpaare enthält, wurden als T-Strukturen ausgeschieden und nicht mehr weiter unterteilt.

b) Dreiteilung aller übrigen Proben nach der mittleren, vermutlich zum Zeitpunkt der Sedimentation vorherrschenden Korngröße (vgl. hierzu HEIM 1960, S. 290), und zwar als

F-Strukturen mit mittleren Korndurchmessern $< 20\,\mu$
M-Strukturen mit mittleren Korndurchmessern von 20—100 μ
G-Strukturen mit mittleren Korndurchmessern $> 100\,\mu$

c) Unterteilung dieser Strukturen nach Komponentenanteilen, und zwar

1. Zweiteilung der F-Strukturen nach ihrem Glimmergehalt in

F_α-Strukturen mit $< 10\%$ Glimmer
F_β-Strukturen mit $> 10\%$ Glimmer

2. Vierteilung der M- und G-Strukturen nach ihrem Anteil an Aggregatsubstanz in

(M, G) a-Strukturen mit $< 10\%$ Aggregatsubstanz
(M, G) b-Strukturen mit 10—50% Aggregatsubstanz
(M, G) c-Strukturen mit 50—90% Aggregatsubstanz
(M, G) d-Strukturen mit $> 90\%$ Aggregatsubstanz.

Die auf solche Weise gewonnenen Strukturtypen entsprechen teilweise genetischen Typen und zeigen auch in ihrer Textur und übrigen Komponentenzusammensetzung charakteristische Ausprägungen. Es entsprechen hierbei die F- und M-Strukturen sehr weitgehend den dichten und feinkörnigen, die G-Strukturen den grobkörnigen und die T-Strukturen zum Teil den tuffartigen Typen der makroskopischen Einteilung. Die F_α-Strukturen wurden in den Tab. 1 und 2 noch weiter unterteilt in

F_{α_1}-Strukturen mit mittleren Korndurchmessern bis $10\,\mu$
F_{α_2}-Strukturen mit mittleren Korndurchmessern 10—20 μ.

Alle charakteristischen Eigenschaften der F_α-Strukturen finden sich jedoch bei beiden Typen in gleicher Ausprägung wieder.

Ga-Strukturen wurden unter den gesammelten Proben nicht gefunden. Die Häufigkeit und Verteilung der übrigen Strukturtypen geht aus dem nächsten Abschnitt hervor.

B. Stratigraphische und regionale Verteilung der Strukturtypen

Um die Verteilung der einzelnen Strukturen abschätzen zu können, wurde ihre Auftrittshäufigkeit in der Tab. 1 in Beziehung gesetzt zu ihrer stratigraphischen Stellung und in der Tab. 2 zu den ihnen entsprechenden Fundbereichen. Es wurde dabei stets das tiefste Effusivlager des jeweiligen Vorkommens als Bezugshorizont

Tabelle 1. Die stratigraphische Verteilung der Strukturtypen

ro_γ	7	7	5	2	3	10	3	—	1	1	2
ro_β	4	21	3	1	7	22	19	3	8	5	20
ro_α	6	13	3	1	4	11	13	4	8	12	13
	F_{α_1}	F_{α_2}	F_β	Ma	Mb	Mc	Md	Gb	Gc	Gd	T

Die Ziffern stellen die jeweiligen Probenanzahlen dar.

genommen. Dann sind mit ro_α die liegenden Tonsteine (= Tonsteine der Olsbrücker bzw. der oberen Tholeyer Schichten), mit ro_β die Tonsteine der Hochsteiner Schichten sowie die in direkter Beziehung zum Grenzlager auftretenden hangenden Tonsteine und mit ro_γ die Winnweiler Tonsteine und diejenigen der höheren Waderner Schichten in der Nahe-Mulde bezeichnet worden. Die zwischen Reuschbach und Gries auftretenden Tonsteine wurden ihrer wahrscheinlichen stratigraphischen Beziehung zum Grenzlager wegen in das ro_β eingestuft. Dann wird durch die Tab. 1 der makroskopische Befund bezüglich der stratigraphischen Verteilung verschiedener Tonsteinausbildungen (vgl. S. 380) weitgehend erhärtet. Die ro_α-Tonsteine enthalten nach ihr 58% F+M-Strukturen, die ro_β-Tonsteine 68% und die ro_γ-Tonsteine 90% F+M-Strukturen. Eine echte Aussage wird man aber nur in dem starken Zurücktreten der G- und T-Strukturen innerhalb der höheren Waderner Gruppe erblicken dürfen. Hier gehören auch die beiden T-Strukturen zu den feinkörnigsten ihres Typus. Hiervon abgesehen wird man jedoch annehmen dürfen, daß strenge Beziehungen zwischen petrographischer Ausbildung und stratigraphischer Stellung bei den Oberrotliegend-Tonsteinen nicht bestehen. An diesen Resultaten ändert sich auch dann nichts, wenn man die Tonsteine zwischen Reuschbach und Gries in das ro_γ einstuft.

Tabelle 2. Die regionale Verteilung der Strukturtypen
Die Ziffern stellen die jeweiligen Probenanzahlen dar

Bereich	F_{α_1}	F_{α_2}	F_β	Ma	Mb	Mc	Md	Gb	Gc	Gd	T
1	3	1	—	—	—	2	1	—	—	—	—
2	2	1	—	1	—	1	2	—	—	—	—
3	1	3	1	—	—	3	5	—	1	1	1
4	—	2	1	—	—	2	1	—	1	1	—
5	2	5	—	—	—	1	6	—	3	1	1
6	2	1	—	—	—	2	3	—	—	5	6
7	2	5	1	2	2	6	4	1	—	2	2
8	2	8	4	—	—	3	—	1	1	1	—
9	—	1	1	—	2	5	2	1	3	2	—
10	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
11	2	4	—	—	—	1	3	—	—	1	—
12	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1
13	1	2	2	—	2	4	—	1	—	—	1
14	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
15	—	—	—	—	2	2	—	—	—	—	1
16	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1
17	—	4	—	—	1	3	3	1	3	1	2
18	—	1	—	—	1	3	—	1	1	—	2
19	—	1	1	1	—	1	—	—	1	—	2
20	—	1	—	—	2	1	—	—	1	—	1
21	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
23	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—
24	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
26	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
27	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
28	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	7

In der Tab. 2 sind regional geschlossene Komplexe von relativ einheitlichem petrographischen Charakter (vgl. S. 381) durch Klammern zusammengefaßt. Die Tabelle zeigt nun zunächst einmal, daß im gleichen regionalen Bereich fast alle Strukturtypen auftreten können und somit strenge Beziehungen zwischen Strukturtyp und Fundbereich nicht bestehen. Generell erkennt man jedoch wiederum in Übereinstimmung mit dem makroskopischen Befund ein Überwiegen der F- und M-Strukturen in der Pfälzer Mulde, während die G- und T-Strukturen in der Nahe- und Prims-Mulde prozentual stärker hervortreten. So beschränken sich insbesondere die F_{α_1}-Strukturen ausschließlich auf die Pfälzer Mulde, aber auch die übrigen F-Strukturen kommen in der Prims-Mulde überhaupt nicht vor, in der Nahe-Mulde treten sie mit einer Ausnahme lediglich in dem Tonsteinkomplex Hühnerhof–Welchrötherhof auf, der auch in seiner petrographischen Differenziertheit eine gewisse Ähnlichkeit mit den Komplexen der Pfälzer Mulde besitzt. In der Prims-Mulde überwiegen weitaus die T-Strukturen, die in der Pfälzer Mulde prozentual stark zurücktreten. Die 6 T-Strukturen des Bereiches 6 sind den als „Tonstein" uncharakteristischen „Bröckeltuffen" von Hochstein entnommen (vgl. S. 384). Die F_{β}-Strukturen treten vorwiegend im Bereich 8 und als schiefertonartige Tonsteine im Bereich 13 auf.

C. Über den Alkalichemismus der Oberrotliegend-Tonsteine

Nach dem Abschnitt IV. A. sind die Oberrotliegend-Tonsteine im wesentlichen Quarz-Feldspat-Gesteine. Dementsprechend besitzen sie einen relativ hohen Alkaligehalt. So liegt z. B. bei 83% der untersuchten F_{α}-Strukturen ihr Gesamtalkaligehalt höher als 6%. Diese Strukturen besitzen jedoch im allgemeinen den höchsten Alkaligehalt. Am tiefsten liegt er durchschnittlich bei den Mb- und Gd-Strukturen.

In Heim 1960, Abschn. D. III. wurde nun von jeder Tonsteinprobe das K_2O/Na_2O-Verhältnis ermittelt und in Beziehung zu dem jeweiligen Strukturtyp der Probe gesetzt. Dabei ergab sich ein deutlicher gleichsinniger Gang dieser Verhältnisse einmal mit dem Anteil an Aggregatsubstanz, zum andern mit der Feinkörnigkeit des Typus. Ganz allgemein findet man somit die höchsten K_2O/Na_2O-Quotienten bei den F_{α}-Strukturen oder auch den dichten Tonsteinen, die niedrigsten unter den tuffartigen und grobkörnigen Typen mit wenig Aggregatsubstanz. Da nun aber gerade die dichten bis feinkörnigen Typen mit einem hohen Anteil von Aggregatsubstanz die eigentlichen Vertreter der „Tonsteine" im ursprünglichen Sinne des Wortes darstellen, kann man das hohe K_2O/Na_2O-Verhältnis, in Heim 1960 „Alkaliindex" der Tonsteinprobe genannt, als charakteristisches Merkmal eines „Tonsteinmateriales" ansehen und allgemein diesen Index als Maß für die eigentlichen Tonsteineigenschaften der Probe ansetzen. Dieses „Tonsteinmaterial" war also bereits primär sehr feinkörnig, und zwar besaß es Korndurchmesser von etwa 2 bis höchstens 100 μ. Heute wird es durch die Quarz-Orthoklas-Aggregate (und Biotit) vertreten. In Heim 1960, Abschn. D. IV. 2. wurde gezeigt, daß man für das diesen entsprechende Primärmaterial bei den feinkörnigsten Tonsteintypen mit großer Wahrscheinlichkeit einen äolischen Transport und eine subaquatische Sedimentation in strömungsarmen Gewässern annehmen muß. Der von diesen Proben enthaltene Biotit (meist um 5%) wird vermutlich dem Primärmaterial angehört haben. Dieses alkalireiche Material unterlag nun in anderen

Tonsteintypen offenbar auch einem aquatischem Transport und vermengte sich mit alkaliarmem Sedimentmaterial. Auf diese Weise kann ein Teil der Oberrotliegend-Tonsteine erklärt werden.

Für eine Deutung der Gesamtheit aller im Saar-Nahe-Gebiet auftretenden tonsteinartigen Gesteine müssen jedoch neben den chemisch-strukturellen auch die chemisch-regionalen Beziehungen mit in die Untersuchungen einbezogen werden. So wurden in der Tafel 25 die Alkaliindizes der Proben für jeden Strukturtyp in Beziehung gesetzt zu dem Fundbereich der jeweiligen Probe. Die Abszisse wurde hierbei in logarithmische Intervalle mit der Basis $\sqrt{2}$ unterteilt. Auf der Ordinate sind die Fundbereiche abgetragen. Die Anzahl n der einem bestimmten Intervall entsprechenden Proben wurde als Kreisscheibe mit dem Radius n mm dargestellt.

Dann wird zunächst wiederum die Index-Struktur-Beziehung deutlich. Eingehendere Vergleiche der Tafel 25 zeigen daneben jedoch unverkennbar direkte chemisch-regionale Beziehungen auf. So liegen allgemein die Indizes am höchsten in der Pfälzer Mulde. Fast ebenso hoch liegen sie in der Prims-Mulde und am niedrigsten in der Nahe-Mulde. Es entsprechen also die groben, tuffartigen Strukturen der Prims-Mulde chemisch weitgehend den feinkörnigen Strukturen der Pfälzer Mulde. Der extrem kalireiche Chemismus dieser beiden Mulden steht somit im deutlichen Gegensatz zu dem allgemein Na_2O-reicheren Chemismus der Tonsteine aus der Nahe-Mulde. Im einzelnen liegen die Verhältnisse folgendermaßen: Die „Bröckeltuffe" des Bereiches 6 zeigen einen einheitlichen Na_2O-reichen Chemismus mit niedrigen Indizes und unterscheiden sich somit auch chemisch (vgl. S. 384) von den übrigen Tonsteinen der Pfälzer Mulde. Denn hiervon abgesehen treten innerhalb der Pfälzer Mulde nur im Bereich 4 und dem Randbereich 9 (vgl. S. 385) lokal Tonsteine mit relativ niedrigen Indizes auf. Eine allgemeine chemische Unterscheidung zwischen den Tonsteinen der Donnersberg-Mulde und denen zwischen Reuschbach und Gries ist nach dem hier gesammelten Material nicht möglich. In der Nahe-Mulde treten Strukturen mit Indizes $\geqslant 8$ nur in dem Tonsteinkomplex zwischen dem Hühnerhof und dem Welchröther Hof auf. Seiner petrographischen Differenziertheit (vgl. S. 393) entspricht eine ebensolche chemische. Von einem einheitlichen Na_2O-reichen Chemismus sind wiederum die T-Strukturen auf dem nordwestlichen Gegenflügel der Nahe-Mulde im Bereiche 25.

D. Vergleichsuntersuchungen

Es muß jetzt untersucht werden, ob die Oberrotliegend-Tonsteine im Saar-Nahe-Gebiet chemische und damit vielleicht auch genetische Beziehungen zu anderen Gesteinen aufweisen und nur nach ihrem spezifischen petrographischen Habitus eine besondere Gesteinsgruppe darstellen oder ob sie sich auch chemisch mindestens von den übrigen Gesteinen des Saar-Nahe-Gebietes unterscheiden.

Nun könnte man bei den Tonsteinkomplexen mit überwiegend oder teilweise Na_2O-armem Chemismus eine gewisse regionale Bindung an die größeren Porphyrmassive des Saar-Nahe-Gebietes vermuten. Weiterhin sind feldspatreiche Sedimente charakteristisch gerade für die Grenzlagergruppe, und die Tonsteine liegen teilweise in engem Verband oder faziellen Verzahnungen mit Arkosen und feldspathaltigen Schiefertonen. Da nach dem letzten Abschnitt die feinkörnigen Strukturen der Pfälzer und der

Nahe-Mulde sowie die Tonsteine der Prims-Mulde chemisch durch ihr hohes K_2O/Na_2O-Verhältnis charakterisiert werden können, ist für diese nur ein Vergleich ihrer Indizes mit denen der Porphyre und Arkosen erforderlich. Einige Schiefertone wurden bereits als „Mb"-Strukturen mit den Tonsteinen zusammen verarbeitet. Ihre Indizes liegen stets (meist erheblich) unter 8. Der Übergang zwischen Schieferton und Tonstein ist chemisch ebenso wie petrographisch durchaus stetig.

Die Tab. 3 enthält die Alkalianteile und Indizes von 16 Arkosen, die im unmittelbaren Verband mit Tonsteinen auftreten. Hiervon besitzt jedoch nur eine Probe einen Index > 8, die Indizes der übrigen liegen meist erheblich darunter. Die Arkosen Nr. 10 und 11 enthalten Fragmente von Tonsteinen (vgl. S. 384) mit hohen Indizes.

Die Tab. 4 enthält die Alkalianteile und Indizes von 26 Proben aus den wichtigsten Porphyrvorkommen und Porphyrkonglomeraten des Saar- Nahe-Gebietes. Alle Pro-

Tabelle 3. Alkalianteile und Indizes verschiedener Arkosen

Nr.	Bereich	K_2O	Na_2O	I
1	2	5,8	2,4	2,4
2	2	6,8	1,0	6,8
3	3	4,3	0,4	10,7
4	4	3,5	2,0	1,7
5	5	5,7	0,7	7,1
6	5	4,1	1,7	2,4
7	5	4,1	1,0	4,1
8	6	3,3	0,7	4,7
9	6	10,0	1,6	6,3
10	7	3,7	1,2	3,1
11	7	3,9	0,7	5,6
12	8	3,7	1,1	3,4
13	9	2,3	1,6	1,4
14	13	3,7	1,0	3,7
15	18	2,4	0,8	3,0
16	18	3,7	1,5	2,5

Tabelle 4. Alkalianteile und Indizes verschiedener Porphyre

Nr.	K_2O	Na_2O	I
	Kreuznacher Massiv		
1	4,7	3,5	1,3
2	4,5	3,3	1,4
	Donnersberg		
3	4,7	2,9	1,6
4	4,7	2,6	1,8
5	7,8	1,2	6,5
6	9,0	1,2	7,5
7	6,8	2,3	3,0
8	5,0	3,3	1,5
	Porphyrkonglomerat		
9	4,9	3,7	1,3
10	3,4	2,9	1,2
11	5,1	2,3	2,2
12	5,2	1,0	5,2
13	7,8	1,3	6,0
14	4,0	4,3	0,9
	Königsberg		
15	4,7	5,4	0,9
16	6,8	5,0	1,3
17	2,3	2,0	1,2
	Nohfelder Massiv		
18	3,3	1,3	2,5
19	3,9	2,2	1,8
20	5,4	3,1	1,7
	Porphyrkonglomerat		
21	4,7	2,7	1,7
22	5,0	3,2	1,6
23	1,9	2,0	1,0
	Vorkommen N Böschweiler		
24	5,8	0,8	7,2
25	3,7	1,1	3,4
	Geröll aus dem ro des Ber. 9		
26	3,5	0,7	5,0

ben von gleichen Vorkommen entstammen stets verschiedenen Fundorten. Die Mehrzahl der Geröllproben aus dem Porphyrkonglomerat vom Donnersberg wurden mir freundlicherweise von Herrn REHKOPF zur Verfügung gestellt.

Es tritt keine Probe mit einem Index > 8 auf. Dagegen liegen die Indizes von 18 Proben sogar niedriger als 3. Ein Vergleich mit der Tafel 25 zeigt, daß die Indizes der charakteristischen feinkörnigen Tonsteine (und der tuffartigen aus der Prims-Mulde) mit einem hohen Anteil an Aggregatsubstanz durchweg viel höher liegen. So zeigen z. B. die meisten F_α-Strukturen Indizes zwischen 16 und 45. Es vertritt somit das K_2O-reiche Tonsteinmaterial einen im Saar-Nahe-Gebiet einzigartigen Chemismus, der die feinkörnigen Tonsteine der Pfälzer Mulde und die Tonsteine der Prims-Mulde eindeutig charakterisiert. Weiter geht aus den Tab. 3 und 4 hervor, daß man mit einiger Sicherheit auf das Vorhandensein von „Tonsteinmaterial" in einer Probe schließen darf, wenn ihr Alkaliindex höher als 8 liegt. Danach darf z. B. die Probe 27 a (HEIM 1960, Tab. 7) vom Krausberg bei Birkenfeld (vgl. S. 389) nicht als Tonstein angesprochen, sondern muß vom Nohfelder Porphyrmassiv abgeleitet werden. Die Na_2O-reichen Tonsteine dagegen der Nahe-Mulde und diejenigen von Hochstein stehen nach ihrem Alkalichemismus allgemein den Porphyren des Saar-Nahe-Gebietes recht nahe.

E. Schlußfolgerungen

Insgesamt ergibt sich so aus den drei letzten Abschnitten, daß an der Bildung der Oberrotliegend-Tonsteine des Saar-Nahe-Gebietes drei verschiedene vulkanische petrographisch-chemische Materialeinheiten beteiligt sind, und zwar ein extrem feinkörniges Material mit hohen Indizes, ein grobes, tuffartiges Material mit ähnlichen Indizes und ein grobkörniges Material mit Indizes meist erheblich kleiner als 8. Träger des Alkalichemismus sind bei den ersten beiden Einheiten im wesentlichen die Quarz-Orthoklas-Aggregate, bei der letzten Einheit gröbere Albite und Eruptivgesteinsfragmente.

Diese drei Einheiten treten nun entweder rein oder auch mit alkaliarmen Sedimentmaterial vermengt und verschiedenen Transport- und Sedimentationsbedingungen unterlegen auf und bedingen so die Vielfalt der Oberrotliegend-Tonsteine. Weiterhin weisen sie gewisse regionale Bindungen auf. So ist die erste Materialeinheit weitgehend an die Pfälzer Mulde, die zweite an die Prims-Mulde und die dritte an die Nahe-Mulde gebunden. Die Einheit in der Prims-Mulde ist zum größten Teil identisch mit den Felsittuffen des „oberen Tonsteines" von GREBE 1894; T-Strukturen mit hohen Indizes treten jedoch hier auch schon in den Tholeyer Schichten am Kremel (vgl. S. 389) auf. Diese Einheit bildet somit auch regional einen geschlossenen Komplex, der sich petrographisch-chemisch von keinem heute im Saar-Nahe-Gebiet anstehendem Gestein ableiten läßt. Sie wird in Übereinstimmung mit DUIS 1959 als autochthoner Tuff von wahrscheinlich subaerischer Sedimentation gedeutet.

Das Na_2O-reiche Material könnte chemisch nach S. 396 von den Porphyren des Saar-Nahe-Gebietes abgeleitet werden. Es bildet jedoch wiederum meistens isolierte, regional geschlossene Komplexe von relativ einheitlichem chemisch-petrographischen Gesamtcharakter und dürfte nach seinem petrographischen Habitus keinesfalls als

Abschlämmprodukt heute anstehender Gesteine aufgefaßt werden. Weiterhin ist das Auftreten von vulkanischem Glas sehr weitgehend gerade an den Na_2O-reichen Chemismus gebunden. So muß die Tuffnatur auch dieser Materialeinheit als gesichert gelten. Hiermit in Übereinstimmung stehen die auf S. 379 beschriebenen Schichtflächenerscheinungen, wenn man die Kerben als Eindrücke von Lapillimaterial deutet, welches (im allgemeinen) in Sedimentationspausen des feinkörnigen Materiales zur Ablagerung gelangte. Der Ursprung dieser Tuffe muß sehr wahrscheinlich noch in dem Bereiche der jeweiligen Komplexe gesucht werden. Das Material unterlag allerdings zum Teil sekundären fluviatilen Umlagerungen.

Die K_2O-reiche feinkörnige Materialeinheit hat sich am reinsten in den F_α-Strukturen oder den dichten Tonsteinen der Pfälzer Mulde erhalten. Die primäre Verbreitung dieser Tonsteine läßt sich kaum abschätzen. Nach allen Beobachtungen sind jedoch mehrere Ursprungsorte, die noch innerhalb der Pfälzer Mulde lagen, für die Materiallieferung verantwortlich. Für eine Aschentuffnatur dieser Einheit sprechen einmal die Quarz-Orthoklas-Aggregate (vgl. S. 390), zum andern die Hinweise auf einen äolischen Transport des Primärmateriales (vgl. Heim 1960, Abschn. D. IV. 2.). Das Material der F_β- sowie das der M-Strukturen unterlag dagegen einem mindestens sekundären fluviatilen Transport und zeigt alle Anzeichen einer aquatischen Aufbereitung sowie einer teilweisen Vermengung mit alkaliarmen Sedimentmaterial. Diese Tonsteine müßten somit genetisch als Tuffite bezeichnet werden.

V. Die Tonsteine des Unterrotliegenden

(weitere Einzelheiten bei Heim 1960, Abschn. E)

Es kamen insgesamt nur 11 Unterrotliegend-Tonsteine zur eingehenderen Untersuchung. Eine generelle Unterscheidung von den Oberrotliegend-Tonsteinen ist nur nach ihrem mikroskopischen Habitus an Hand von Dünnschliffen kaum möglich. 3 Proben entsprechen etwa den Ma- bis höchstens Mb-Strukturen der Oberrotliegend-Tonsteine und erwiesen sich als mehr oder weniger eingekieselte, glimmer- und feldspatreiche, feinkörnige Sandsteine. Die übrigen Proben entsprechen den Md-Strukturen der Oberrotliegend-Tonsteine und könnten als „echte" Unterrotliegend-Tonsteine im Gegensatz zu den sedimentären Typen bezeichnet werden.

Von den Oberrotliegend-Tonsteinen unterscheiden sie sich jedoch grundsätzlich durch eine völlig andersartige mineralische Zusammensetzung. Sie führen (mit einer Ausnahme) keinen oder fast keinen Feldspat, dafür tritt Kaolinit neben Quarz als Hauptgemengteil auf. Ihre Matrix besteht im allgemeinen ausschließlich aus Quarz und Kaolinit in verschiedenen Verhältnissen. Bei zwei Proben treten in dieser Matrix vereinzelt große Biotitpakete auf, bei 4 Proben bis etwa 5% stark gestreckte und eingeregelte Quarze. 3 Proben führen bis 25% nesterartig verteilten Calzit.

Man kann in diesen echten Unterrotliegend-Tonsteinen mit einiger Wahrscheinlichkeit in den meisten Fällen kaolinisierte Feldspat-Gesteine sehen. Der Zusammenhang mit Ganggesteinen (vgl. S. 380) und der Mineralbestand deutet auf eine Zufuhr von wäßrigen Lösungen. Bei zwei Proben von Kappeln bei Lauterecken kann eine Tuffnatur nicht ausgeschlossen werden.

Diese Tonsteine können petrographisch als Quarz-Kaolinit-Gesteine den Quarz-Feldspat-Tonsteinen des Oberrotliegenden gegenübergestellt werden. Chemisch drückt sich dieser Gegensatz in dem verschwindenden Alkaligehalt und dem hohen Al_2O_3-Gehalt der Unterrotliegend-Tonsteine aus.

VI. Zur Nomenklaturfrage

Ausführlich wurde diese in HEIM 1960 erörtert. Hier sei nur zusammenfassend bemerkt, daß es im Hinblick auf die Rotliegend-Tonsteine des Saar-Nahe-Gebietes zweckmäßig erscheint, unter der Bezeichnung „Tongestein" im wesentlichen eine Korngrößendefinition zu verstehen. Ausschließen müßte man dann lediglich Gesteine mit einem Anteil von freiem Quarz über etwa 90% oder (und) einem Anteil von nichtsilikatischen Mineralen, der etwa 20% überschreitet. Dann könnte die Bezeichnung „Tonstein" als eine rein petrographische Kennzeichnung für die dichten bis feinkörnigen Ausbildungen (vor allem der Pfälzer Mulde) beibehalten werden, obwohl sie nur einen sehr geringen Anteil von Tonmineralien im eigentlichen Sinne des Wortes enthalten. Unzulässig ist aber auf jeden Fall die Anwendung dieses Begriffes auf die grobkörnigen und tuffartigen Ausbildungen, zumal diese meistens ohnehin auch petrographisch als „Tuffe" besser gekennzeichnet sind.

Schriftenverzeichnis

AMMON, L. v.: Erläuterungen zu dem Blatte Kusel der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1910).

ATZBACH, O.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Unterrotliegenden auf der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels (Raum Kusel–Patersbach). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 167—194, Wiesbaden 1955.

BANK, H.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen am Nordflügel der Nahemulde. Dissertation Mainz 1953.

DUIS, D.: Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde. Dissertation Mainz 1959.

FALKE, H.: Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im Pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. **99**, S. 298—354, Stuttgart 1954.

— Die Grenzlagergruppe im saarpfälzischen Rotliegenden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 153—156, Wiesbaden 1955.

— Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. — Geol. Rdsch., **48**, S. 66—76, 1 Abb., Taf. 3, Stuttgart 1959.

FENCHEL, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an der SE-Flanke des Pfälzer Sattels. — N. Jb. Mineral., Abh., **87**, 1954.

GEIB, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim im Nahebergland und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-Amt. (V) **19**, S. 71—191, Darmstadt 1938.

GREBE, H.: Über das Ober-Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend. — Jb. kgl. preuss. geol. L.-A. u. Bergak., S. 458, Berlin 1881.

—, A. LEPPLA u. F. ROLLE: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte v. Preußen u. d. Thüring. Staaten, Blatt Nohfelden.

HABICHT, H.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereiche der Lemberg- und Obermoscheler Kuppeln (Nordost-Pfalz). — Z. deutsch. geol. Ges., **1952**, **104**, S. 379—421, Hannover 1953.

HEIM, D.: Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. Beitr. Mineral. u. Petr., **7**, S. 281–317, 1960.

Kühne, F.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1922, **43**, S. 426—456, Taf. 6—8, 1 Abb., Berlin 1923.

Leppla, A.: Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte v. Preußen u. den Thüring. Staaten, Blatt Idar-Oberstein (1896).

Reineck, H. E.: Zur Petrogenese der Waderner Schichten am Nordflügel der Nahemulde. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **100**, 1955.

Reinheimer, H.: Stratigraphische und lithogenetische Untersuchungen im Gebiet der Blätter Pferdsfeld und Sobernheim. — Abh. preuss. geol. L.-A., N. F. **149**, 56 S., Berlin 1933.

Reis, O.: Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1903).

— Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg der geognostischen Karte von Bayern (1921).

— Erläuterungen zu dem Blatte Kusel der Geognostischen Karte von Bayern (1910).

Reis, O. u. M. Schuster: Die Umgebung des Lembergs und Bauwalds zwischen Münster am Stein, Altenbamberg und Odernheim. — Geogn. Jh., **31** u. **32**, 1918/19.

Schuster, J.: Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. — Geogn. Jh., **20**, 1907.

Schuster, M.: Mikroskopische Untersuchungen von Tonsteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nördlichen Rheinpfalz. — Geogn. Jh., **26**, 1913.

Manuskript eingegangen am 29. 7. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 400—414	4 Abb,	4 Tab.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Das Bodenwasser

Von

EDUARD MÜCKENHAUSEN, Bonn, und HEINRICH ZAKOSEK, Wiesbaden

Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

Inhalt

I. Einleitung 400

II. Begriffsbestimmungen 401

III. Das Bodenwasser und seine Ansprache bei den wichtigsten Böden Deutschlands 403
a) Böden ohne hydromorphe Profilzeichen 403
b) Böden mit hydromorphen Profilzeichen 405
1. Grundwasserböden 405
2. Stagnogley 407
3. Pseudogley 408

IV. Zur Darstellung des Bodenwassers auf Bodenkarten 409
a) Grundwasser 409
b) Hangwasser 412
c) Staunässe 412
d) Hangnässe 413
e) Weitere Zeichen 413

Schriftenverzeichnis 413

I. Einleitung

Zur Entwicklung eines jeden Bodens hat das Bodenwasser maßgeblich beigetragen, weil es ohne die Beteiligung des Wassers keine Verwitterungs- und Neubildungsprozesse im Boden gibt. Der Einfluß des Bodenwassers auf die Entwicklung und Ausprägung der einzelnen Böden ist jedoch zeitlich und graduell sehr unterschiedlich, so daß im Rahmen dieser Zusammenstellung eine kurze Betrachtung der wichtigsten Bodenwasserformen und ihrer Beurteilung im Gelände notwendig erscheint. Die Verfasser beschränken sich dabei bewußt auf das im Gelände am Bodenprofil Erkennbare, weil die Profilmerkmale häufig die einzigen Anhaltspunkte für die Kartierer sind. Selbstverständlich muß die Heranziehung aller weiteren Hinweise, wie Vegetation, Laboruntersuchungen, Berücksichtigung des Klimas usf. stets soweit wie möglich erfolgen, um so mehr, wenn die Bodenkarten als Unterlagen für bestimmte Nutzungspläne in Frage kommen. Die Betrachtungen beschränken sich ferner auf den gegenwärtigen Wasserhaushalt der Böden, weil dieser für die weitere Entwicklung eines Bodens, für seine Einstufung und für seine Ökologie entscheidend ist.

Es liegt auch nicht im Rahmen dieser Zusammenstellung, auf die umfangreiche Diskussion und Literatur über das Bodenwasser im einzelnen einzugehen. Diese Ausarbeitung ist lediglich als Erfahrungsbericht zu werten, der dem Kartierer mit Hinweisen dienen soll.

Für die Durchsicht des Manuskriptes und für Hinweise haben wir Herrn Dr. F. Nöring zu danken. Besonders dankbar sind wir Herrn Dr. A. Schwarz, der uns bei der Abfassung der Definitionen unterstützte.

II. Begriffsbestimmungen

Die große Zahl der (z. T. widersprechenden) Begriffe, die in Praxis und Literatur für die Kennzeichnung der Bodenwasserformen gebraucht werden, zwingt die Verfasser, vorweg wichtige Begriffe, die im Rahmen dieser Ausarbeitung benutzt werden, kurz zu definieren.

„Oberflächenwasser" ist alles Wasser, das sich auf der Bodenoberfläche befindet. Unter „Bodenwasser" ist alles unterirdische Wasser zu verstehen, das im Boden auftritt. „Haftwasser" ist das Bodenwasser, das gegen die Schwerkraft im Boden festgehalten wird. Das Haftwasser wird im allgemeinen nach den Kräften unterteilt, die es binden (vgl. Abb. 1). Das in Schwerkraftrichtung überwiegend in großen Poren im Boden versickernde Bodenwasser ist das „Sickerwasser". Wird das Sickerwasser durch eine Sohle in seiner Abwärtsbewegung aufgehalten, so entsteht

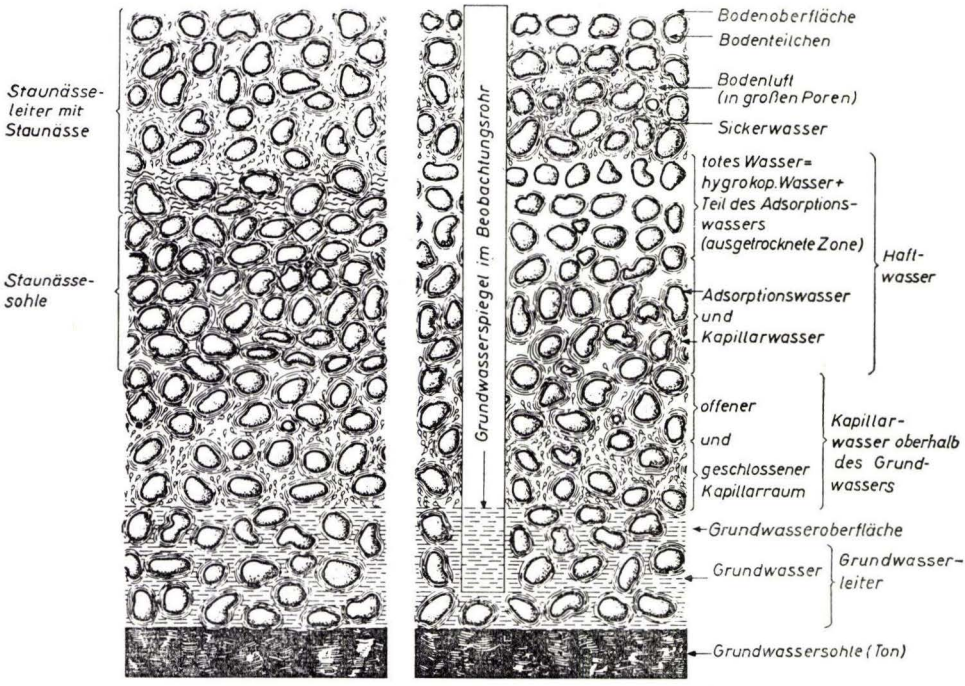


Abb. 1. Die wichtigsten Bodenwasserformen.

„Grundwasser". Das Grundwasser erfüllt als zusammenhängender Wasserkörper die Hohlräume der Erdrinde, und seine Bewegung erfolgt unter dem Einfluß der Schwerkraft. Oberhalb der Grundwasseroberfläche befindet sich ebenfalls „Kapillarwasser" (vgl. u. a. LAATSCH 1954, MÜCKENHAUSEN 1958b, 1961, RODE 1959, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1960, ZUNKER 1930).

In der bodenkundlichen Terminologie ist es schon seit langem üblich (vgl. KRAUSS u. a. 1939), mehrere Grundwasserformen zu unterscheiden. Davon haben das typische Grundwasser (nachfolgend kurz „Grundwasser" genannt) und die „Staunässe" die größte Verbreitung (vgl. Abb. 2).

Grundwasser dringt hauptsächlich aus dem Untergrund in die Bodenhorizonte ein und nimmt einen ± mächtigen Grundwasserleiter ein, dessen Ausdehnung innerhalb weiter Grenzen liegt. Die Tiefenlage der Grundwasseroberfläche unter Flur ändert sich hauptsächlich in Abhängigkeit vom Witterungsverlauf sowie durch menschliche Einwirkungen. Doch verdunstet das Grundwasser unter natürlichen Bedingungen selten vollständig. Grundwasser ist oft ein nutzbarer Bodenschatz. Bei der Bodenkartierung wird es im allgemeinen nur berücksichtigt, wenn die Grundwasseroberfläche weniger als 4 m unter Flur liegt. Meistens genügt es, einen Abstand bis zu 2 m Tiefe anzugeben. Böden, deren Dynamik, Genese und Ökologie hauptsächlich vom Grundwasser beeinflußt werden, sind Grundwasserböden. Sie besitzen eine charakteristische Ausprägung und sind nur in Niederungen (Flußtäler, Marschen) weitflächig verbreitet. In höheren Lagen Deutschlands tritt Grundwasser als bodenbildender Faktor meist nur kleinflächig in Talanfängen oder in der näheren Umgebung von Quellen auf.

Der Begriff „Staunässe" wird im bodenkundlichen Schrifttum und Sprachgebrauch für oberflächennahes, geringmächtiges Grundwasser begrenzter Neubildungsmöglichkeit benutzt, das während der Vegetationszeit in der Regel ganz oder teilweise verschwindet und sich im Boden nur wenig seitlich bewegt (KOPP 1960, MÜCKENHAUSEN 1950, 1954, 1958a, 1961, ZAKOSEK 1956, 1960). Da die Staunässe ganz spezifische Einflüsse auf die Dynamik, Genese, Morphologie und Ökologie eines Bodens hat, nimmt sie in der Bodenkunde eine Sonderstellung ein. Die Oberkante einer Staunässesohle liegt stets höher als 1,5 m unter Flur (KOPP 1960). Staunässe ist im allgemeinen kein nutzbarer Bodenschatz. Sie kann bei bestimmtem Bodenaufbau in fast jeder Höhen- und Reliefposition großflächig verbreitet auftreten, wenn die klimatischen Voraussetzungen vorliegen (Regenfaktor nach Lang > 60) (SCHMIEDEL 1959, WACKER 1955, ZAKOSEK 1954b).

Die Änderungen der Tiefenlage der Staunässeoberfläche werden bei vergleichbarer Vegetation vom Witterungsablauf bestimmt. Für die Beurteilung der Staunässeböden ist im wesentlichen das jahreszeitlich abhängige Verhalten der Staunässe maßgebend. Zwischen dem Grundwasser und der Staunässe gibt es Übergänge. Von beiden Wasserformen gibt es außerdem Sonderformen (vgl. u. a. KEILHACK 1930, KOEHNE 1948, SCHOKLITSCH 1950). Bei der Kartierung ist es im allgemeinen aber nicht möglich, sie alle zu unterscheiden. Doch ist es zu empfehlen, das zügige Grundwasser hängiger Lagen (Neigung der Sohle > 2°) auszuhalten. Dabei sollte man zügiges Grundwasser, dessen Sohlenoberkante tiefer als 1,5 m unter Flur liegt, „Hangwasser" und das weniger zügige, dessen Sohlenoberkante höher als 1,5 m unter Flur liegt, „Hangnässe" nennen (MÜCKENHAUSEN 1958a, KOPP 1960).

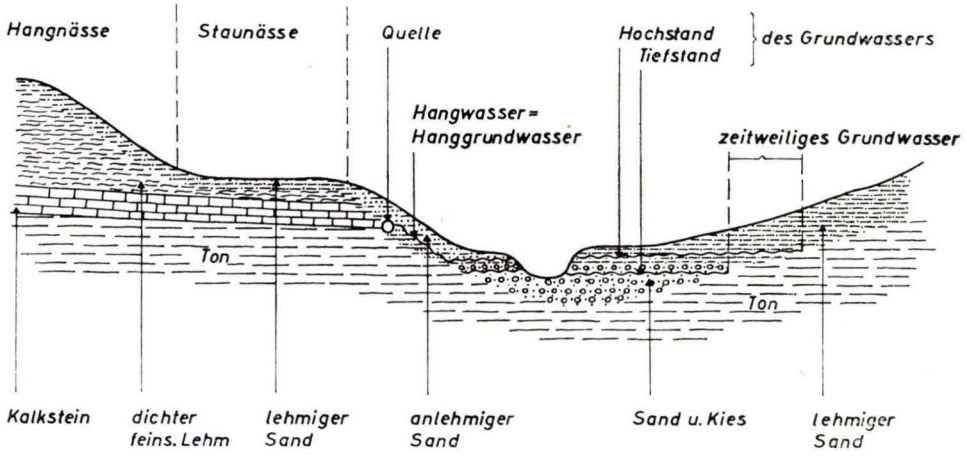


Abb. 2. Die wichtigsten Formen des Grundwassers und der Staunässe

III. Das Bodenwasser und seine Ansprache bei den wichtigsten Böden Deutschlands

Zur Beurteilung des Bodenwassers im Gelände werden hauptsächlich Profilmerkmale herangezogen, die durch Grundwasser oder Staunässe erzeugt worden sind. Dabei handelt es sich um graue und rostbraune Flecken und Streifen, auch um Eisen-Mangan-Konkretionen. Böden, die nur Haft- und Sickerwasser haben, besitzen kein derart buntgeflecktes (hydromorphes) Profil. Nach der durch das Bodenwasser bedingten Ausprägung lassen sich mithin zwei Bodengruppen unterscheiden:

a) Böden ohne hydromorphe Profilzeichen

Zu dieser Bodengruppe zählen alle Böden, die als reine Typen kein hydromorphes Profil besitzen. Es handelt sich dabei um die Bodentypen Ranker, Pararendzina, Rendzina, Tschernosem, Braunerde, Parabraunerde, Pelosol, Podsol, Terra fusca, Terra rossa, Plastosol, Latosol und Plaggenesch.

Wenn diese Bodentypen auf schweren, gleichmäßig aufgebauten oder sehr dichten mittleren Bodenarten (oder entsprechend texturierten Gesteinen) entwickelt sind (z. B. Pelosol und Plastosol), dann sind die Querschnitte der meisten Einzelporen zu klein, um Sickerwasser durchzulassen und um daraus wieder Grundwasser oder Staunässe entstehen zu lassen. Charakteristisch für solche Böden sind geringe Wasserdurchlässigkeiten bis zur Oberfläche ($< 10^{-5}$ bis 10^{-6} k_f cm/s) und nach stärkeren Regenfällen Wasserlachen aus Oberflächenwasser (Zakosek 1960). Die „Nässe" und „Kälte" solcher Böden beruht auf oberflächennahem, wenig beweglichem Haftwasser. Erst bei fortgeschrittener Bodenentwicklung und dabei erfolgter Tonverlagerung aus dem Ober- in den Unterboden entsteht eine Hohlraumverteilung, in der sich reichlich der Schwere gehorchendes Bodenwasser bewegen kann (Diez 1959). Der Oberboden ist dann durchlässiger ($> 10^{-4}$ bis 10^{-5} k_f cm/s) und meist Staunässeleiter geworden.

In diesem Stadium liegt aber auch bereits schon eine ± deutliche hydromorphe Ausprägung im Oberboden vor, und die Böden stellen bereits Übergänge zu Pseudogleyen dar.

Die aus leichten oder mittleren Bodenarten (oder entsprechend texturierten Gesteinen) aufgebauten Bodentypen dieser Gruppe lassen das Sickerwasser im allgemeinen ungehindert durch, weil alle Horizonte gut durchlässig sind ($> 10^{-4}$ bis 10^{-5} k_f cm/s). Solche Böden weisen noch keine hydromorphe Ausprägung auf und lassen sich bei der Kartierung leicht ausscheiden. Aber auch in dieser Gruppe gibt es zahlreiche Übergänge zu Staunässe- und Grundwasserböden, die ein ± stark ausgeprägtes hydromorphes Profil besitzen (SCHNEIDER 1950). Die Ausprägungen kommen dadurch zustande, daß im Unterboden oder Untergrund aus pedogenetischer oder geologischer Ursache dichte Horizonte oder Schichten vorliegen (Wasserdurchlässigkeit in k_f cm/s $<10^{-5}$ bis 10^{-6}), die dem Sickerwasser den vertikalen Abzug verlegen.

Tabelle 1. Wasserdurchlässigkeit in k_f cm/s von Böden ohne hydromorphe Ausprägung.

Bodenarten	keine rezente hydromorphe Ausprägung bei Wasserdurchlässigkeit in k_f cm/s	
	im Oberboden	im Unterboden o. Untergrund
auf schweren oder sehr dichten, mittleren Bodenarten	$< 10^{-5}$ bis 10^{-6}	$< 10^{-5}$ bis 10^{-6}
auf leichten oder mittleren Bodenarten	$> 10^{-4}$ bis 10^{-5}	$> 10^{-4}$ bis 10^{-5}

Wenn Bodenkarten als pflanzenbauliche Nutzungspläne (z. B. bei der Forst- und Weinbergskartierung) dienen sollen, dann verlangt der Auftraggeber bei den Böden ohne hydromorphes Profil meist auch eine Kennzeichnung des Wasserhaushaltes. Der Bodenkartierer steht damit vor der einstweilen kaum lösbaren Aufgabe, darzustellen, wieweit der Wasserhaushalt für die jeweilige Vegetation günstig ist. Ein Generalrezept mitzuteilen, ist noch nicht möglich, zumal der tatsächliche Bedarf der einzelnen Pflanzenarten auf den jeweiligen Standorten bei unterschiedlichem Witterungsablauf und in bestimmten Entwicklungsphasen noch unbekannt ist. Unter diesem Gesichtspunkt sind auch die hauptsächlich von pflanzenbaulicher Seite erarbeiteten Vorschläge zu werten, worin der Wasserbedarf der Vegetation mit den wichtigsten, für die Wasserführung verantwortlichen Faktoren (wie Klima, Wasserhaltefähigkeit des Bodens usf.) verglichen und danach eine Abstufung nach ökologischen Gesichtspunkten vorgenommen wird (vgl. u. a. DEINES 1957). Die Problematik solcher Vorschläge ist offenkundig.

Der Bodenkundler sollte sich bei seinen Angaben möglichst auf das Bodenprofil beschränken. Hier wiederum geht man bei Böden ohne hydromorphes Profil am besten von der Bodenart aus. Als Anhalt möge Tab. 2 dienen, die für tiefwurzelnde Pflanzen-

arten (Wald-, Wein- und Obstbau) am ehesten geeignet ist. Für flachwurzelnde Vegetation (Acker-, Grünland- und Gartenbau) kann man die Werte der Tab. 2 auf eine Bodenmächtigkeit von 1,0 m reduzieren. Die Einbeziehung der übrigen Standortfaktoren und die Gegenüberstellung mit der jeweiligen Vegetation überlasse man dem Pflanzenbauer, den man jedoch so gut wie möglich beraten sollte.

Tabelle 2. Möglicher und nutzbarer Wasservorrat für verschiedene Bodenarten, bezogen auf eine 1,5 m mächtige Bodenschicht (angelehnt an H. BAUMANN, zit. in: KOPP 1960).

Bodenart[1])	möglicher Wasservorrat in mm	nicht nutzbares Wasser in mm	nutzbarer Wasservorrat in mm
S	180	60	120
lS	300	100	200
sL	330	110	220
L	450	170	280
T	600	280	320
Torf	900	400	500

b) Böden mit hydromorphen Profilzeichen

Zu dieser Bodengruppe gehören alle Grundwasserböden sowie der Pseudo- und Stagnogley. Diese Böden besitzen alle durch Grundwasser oder Staunässe erzeugte ± grau und rostbraun gefleckte Profile, die sich jedoch in der Ausgestaltung oft deutlich voneinander unterscheiden (vgl. u. a. MÜCKENHAUSEN 1950, 1956, ZAKOSEK 1954b, 1960).

1. Grundwasserböden

Zu dieser Gruppe zählen alle Böden, deren Dynamik vom Grundwasser vorherrschend bestimmt wird. Im Bereich des ständigen Grundwassers liegt eine Verarmung an auswaschbaren Stoffen vor (Gr). Oberhalb der Grundwasseroberfläche befinden sich die Absätze des Grundwassers und des Kapillarwassers (Go). Die Absätze sind um so deutlicher ausgebildet, je geringer die jahreszeitlichen Schwankungen der Grundwasseroberfläche, je stärker die Reduktionskraft und je kleiner der Kapillarhub des Grundwassers sind. Der Go ist meist intensiv rostbraun gefärbt (großfleckig, streifig), dicht und von dem ständig und vollständig mit Wasser erfüllten, ausgelaugteren, grauen bzw. bläulichen, grünlichen oder schwärzlichen Gr leicht zu unterscheiden.

Der höchste Stand des geschlossenen Kapillarraumes sowie die Oberfläche des ständigen Grundwassers (Tiefstand) kann man meistens im Bohrer oder Bodeneinschlag

[1]) Die Bodenartenangaben beziehen sich auf die Feinerde (Teilchen < 2 mm). Bei einem Skelettanteil (Teilchen > 2 mm) von über 10 Gewichtsprozenten muß man die Bodenart entsprechend dem Skelettanteil reduzieren und die Vorratsangaben mit den reduzierten Werten verrechnen.

(an der Profilausprägung) erkennen. Mit Hilfe dieser beiden Marken läßt sich auch ungefähr die jährliche Schwankungsamplitude (X) ermitteln:

$$X = H - K,$$

wobei H die Mächtigkeit des Go in Zentimetern und K[1]) der Kapillarhub in Zentimetern ist.

Eine weitere Hilfe und Kontrollmöglichkeit bei der Ermittlung des Grundwasserstandes und seiner jährlichen Schwankungsamplitude bieten der Entwicklungszustand der Grundwasserböden und die Lage der Oberfläche des Kapillarraumes während der

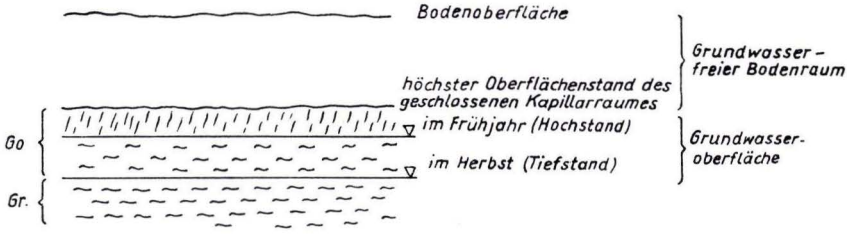


Abb. 3. Beziehungen zwischen jährlicher Grundwasserschwankungsamplitude und hydromorpher Ausprägung.

Vegetationszeit (durch ihren Feuchtigkeitsgehalt leicht gegen das Hangende abzugrenzen). In großen Zügen können wir folgende Zusammenhänge zwischen der geschlossenen Kapillarraumoberfläche in der Vegetationszeit, der Grundwasserschwankungsamplitude und der Bodenentwicklung annehmen (MÜCKENHAUSEN 1958a).

1. Sehr hohe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (etwa 1—3 dm u. Fl.) und eine sehr kleine Schwankungsamplitude (etwa 2—4 dm) führen zu Anmoorgleyen.
2. Hohe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (etwa 3—5 dm u. Fl.) und eine kleine Schwankungsamplitude (etwa 3—6 dm) führen zu Naßgleyen.
3. Mäßig hohe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (etwa 5—8 dm u. Fl.) und eine mäßige Schwankungsamplitude (etwa 4—8 dm) führen zu typischen Gleyen.
4. Mäßig tiefe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (etwa 8—11 dm u. Fl.) und eine stärkere Schwankungsamplitude (etwa 5—10 dm) führen zu Semigleyen.

---

[1]) Bei der Bemessung des Kapillarhubes geht man am besten von der Bodenart aus. Für die wichtigsten Bodenarten können wir den mittleren Kapillarhub wie folgt annehmen:

Geröll	0— 1 cm
kiesiger Sand	5—10 cm
Sand	10—20 cm
lehmiger Sand	40—50 cm
sandiger Lehm	50—60 cm
Lehm	30—50 cm
Ton	1— 5 cm

5. Tiefe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (etwa 11—14 dm u. Fl.) und eine stärkere Schwankungsamplitude (etwa 5—10 dm) lassen Übergänge zwischen Gleyen und terrestrischen Böden entstehen, wobei die terrestrische Ausprägung überwiegt, z. B. den Gley-Podsol.
6. Sehr tiefe geschlossene Kapillarraumoberfläche im Sommer (13 bis über 20 dm u. Fl.), eine starke Schwankungsamplitude (bei Überflutungen bis zur Oberkante, meist jedoch zwischen 15—30 dm u. Fl.) und zeitweilige Überflutung oder Überstauung sind charakteristisch für die Entstehung der Auenböden.

2. Stagnogley

Zu dieser Gruppe gehören alle Staunässeböden, die im Durchschnitt der Jahre eine ganzjährige nasse Phase haben. Die Oberfläche der Staunässesohle liegt höher als

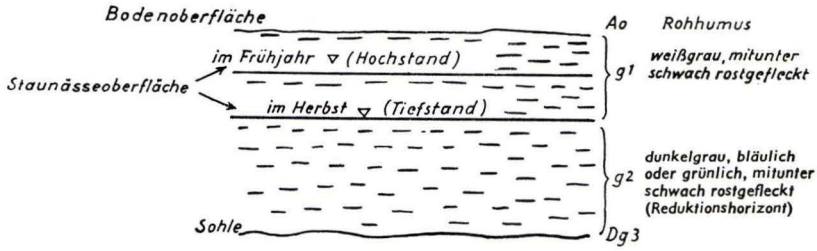


Abb. 4. Durchschnittlicher Aufbau eines Stagnogleyes.

1,5 m u. Fl., die Sohle ist sehr dicht (Durchlässigkeit in k_f cm/s $< 10^{-5}$ bis 10^{-6}) und unterscheidet sich auch meist petrographisch vom Hangenden (geologische Schichtprofile). Der Staunässeleiter ist in den Winter- und Vorfrühlingsmonaten (nasse Phase) meist bis zur Oberfläche mit Wasser gefüllt. Während der Vegetationszeit sinkt die Staunässeoberfläche in den meisten Jahren nur um etwa 2—5 dm u. Fl. ab. Natürliche Verbreitungsgebiete der Stagnogleye sind höhere Lagen im niederschlagsreichen Mittelgebirge sowie Talanfänge. Ihre Verbreitung ist meist kleinflächig und zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom geologischen Aufbau und vom Kleinrelief. Die Böden neigen stark zur Sumpf- und Hochmoorbildung, so daß auf ihnen mitunter artenarme, stark zur Rohhumusbildung neigende Pflanzen auftreten (Torfmoose, Ried- und Wollgräser usf.).

Die fast ständige Staunässe auf diesen Böden verursacht in Verbindung mit entstehenden niedrigmolekularen Humussäuren beträchtliche Reduktionsvorgänge im gesamten Staunässeleiter. In den oberen dm des Staunässeleiters überwiegen weißgraue, „molkenartige" Farbtöne. Die Rostfleckung ist gering und fehlt mitunter sogar völlig. Unterhalb der ständigen Staunässeoberfläche (Tiefstand) herrschen ähnliche Farbtöne wie im ständigen Grundwasserbereich der Grundwasserböden vor. Eisen-Mangan-Konkretionen sind im ganzen Profil selten zu beobachten, doch treten mitunter oberhalb der ständigen Staunässeoberfläche Roströhren als Umwandung von Wurzeln auf.

3. Pseudogley

Pseudogleye sind Böden, die unter Staunässeeinfluß entstanden sind. Die Oberfläche der Staunässesohle liegt stets höher als 1,5 m u. Fl. In Zeiten starker Sickerwasserbildung sammelt sich im Staunässeleiter die Staunässe an. Sie kann während der Vegetationszeit völlig verschwinden oder aber bis zu normaler Bodendurchfeuchtung zurückgehen. Nach diesem Verhalten lassen sich bei der Kartierung zwei wichtige Formen von Pseudogleyen unterscheiden (ZAKOSEK 1960).

α) Pseudogleye mit ausgeprägter Trockenphase

Diese Pseudogleye sind in Jahren mit normalem Witterungsablauf während der Vegetationszeit ± lange trocken; sie besitzen also mithin eine ausgeprägte Naß- und Trockenphase. Charakteristisch für diese Pseudogleye ist ein oberflächennaher, geringmächtiger Staunässeleiter (Mächtigkeit meist geringer als 4 dm), eine dichte Staunässesohle (Durchlässigkeit in k_f cm/s $< 10^{-5}$ bis 10^{-6}) und eine schlechte Ausnutzung der Sommerniederschläge, weil Benetzungswiderstände das Eindringen der Niederschläge in den Boden erschweren.

Pseudogleye mit ausgeprägter Trockenphase sind überwiegend auf geologischen Schichtprofilen ausgebildet. Dabei handelt es sich oft um Plastosole, die von geringmächtigen, quartären Sedimenten bedeckt sind.

β) Pseudogleye ohne ausgeprägte Trockenphase

In diesen Pseudogleyen unterbleibt in Jahren mit normalem Witterungsablauf die scharfe Sommeraustrocknung, ihr Wasserhaushalt während der Vegetationszeit kommt vielmehr dem der Parabraunerden nahe. Pseudogleye ohne ausgeprägte Trockenphase haben einen mächtigeren Staunässeleiter (Mächtigkeit meist größer als 4 dm) und eine weniger verdichtete Staunässesohle (Durchlässigkeit in k_f cm/s $> 10^{-5}$). Der Oberboden (hier fast immer Staunässeleiter) ist gut durchlässig.

Pseudogleye ohne ausgeprägte Trockenphase sind meist bodengenetisch entstanden und besonders auf Löß, Geschiebemergel und ähnlichem Material verbreitet. Aber auch auf geologischen Schichtprofilen mit durchlässigem Liegenden (z. B. Löß über Quarzit oder Terrasse) haben sie eine bemerkenswerte Verbreitung.

Die Morphologie der Pseudogleye ist mannigfaltig und läßt keine allgemein gültigen Beziehungen zur Dynamik erkennen (SCHMIEDEL 1959, ZAKOSEK 1954c, 1960). So können bei geringer Staunässe starke und schwache Ausprägungsgrade beobachtet werden. Auch die Form und Anordnung der grauen und rostbraunen Flecken wechseln stark. Bei starken Staunässegraden kann z. B. die Graufleckung schwach sein oder fast völlig fehlen. Umgekehrt kann bei geringem Staunässeeinfluß die Graufärbung überwiegen usf. Anzahl und Größe der Konkretionen entsprechen ebenfalls nicht den Staunässegraden. Im allgemeinen herrschen jedoch bei stark ausgeprägten Pseudogleyen im Staunässeleiter (meist Oberboden und oberer Teil des Unterbodens) graue Farben, an der Basis des Staunässeleiters und im oberen Teil der Staunässesohle (meist tieferer Teil des Unterbodens) rostbraune Flecken vor (MÜCKENHAUSEN 1958b, ZAKOSEK 1960). Auch die Konkretionen treten bevorzugt in dieser Zone auf.

Der Pseudogley hat somit gewissermaßen ein umgekehrtes Profil wie die Grundwasserböden.

Tabelle 3. Schematisches Profil von Pseudogleyen und Grundwasserböden.

Pseudogleye	Bodenoberfläche	Grundwasserböden
g_1 vorherrschend graue Farben		G_o vorherrschend rostbraune Farben
g_2 vorherrschend rostbraune Farben		G_r vorherrschend graue Farben

Nach dem Verhältnis von Ausprägungsgrad zu Staunässegrad[1]) kann man jedoch bei den Pseudogleyen drei Ausprägungsformen unterscheiden (vgl. Tab. 4):

Schlechte Zeichner, normale Zeichner und gute Zeichner (ZAKOSEK 1954c, 1960).

Schlechte Zeichner zeigen selbst bei starker Staunässe nur geringe Veränderungen im Profil (schwache Ausprägung). Zu dieser Ausprägungsform zählen fast alle Pseudogleye, die sich aus hämatitreichen Böden oder Gesteinen entwickelt haben. Bei den normalen Zeichnern deckt sich der Ausprägungsgrad mit dem Staunässegrad. Der Ausprägungsgrad gestattet in diesem Falle eine Beurteilung des gegenwärtigen Wasserhaushaltes. Zu dieser Form gehören viele Pseudogleye, die sich aus stark graugefärbten Böden oder graugefärbten Gesteinen entwickelt haben. Gute Zeichner hingegen sind alle Pseudogleye, die aus Löß und lößähnlichen Sedimenten entstanden sind. Auf ihnen kann man schon bei schwachen Staunässegraden stark buntgefleckte Profile beobachten, die leicht zu einer Überschätzung der Staunässe Anlaß geben können. Innerhalb dieser Ausprägungsformen kann man jedoch nur bei Pseudogleyen mit verwandter Genese und auf ähnlichen Ausgangs esteinen eindeutige Beziehungen zwischen Staunässe und Ausprägung erkennen.

IV. Zur Darstellung des Bodenwassers auf Bodenkarten

Das Bodenwasser soll stets mit blauen Zeichen dargestellt werden, und zwar im Gelände mit dem Stabilostift 8732 und in der Reinzeichnung mit Ultramarin.

a) Grundwasser

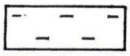
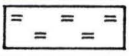
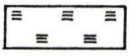
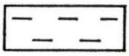
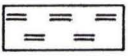
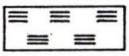
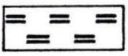
In den meisten Fällen können Grundwässer, deren Oberflächen während der Vegetationszeit tiefer als 40 dm u. Fl. liegen, auf Bodenkarten unberücksichtigt bleiben. Meistens genügt es, die Grundwasserstände bis zu 20 dm Tiefe anzugeben. Im allgemeinen empfiehlt es sich, auf Bodenkarten den durchschnittlichen Stand der ge-

[1]) Der Staunässegrad eines Pseudogleyes ist im wesentlichen abhängig von der Durchlässigkeit der Staunässesohle, ihrer Lage im Boden (dm u. Fl.) und dem Sickerwasseranfall.

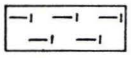
Tab. 4. Schematische Zusammenhänge zwischen Staunässegrad, Ausprägungsgrad und Bodenentwicklung bei Pseudogleyen.

Kennzeichnung des Staunässegrades			Kennzeichnung des Ausprägungsgrades des Profiles bei den drei Ausprägungsformen			Systematische Stellung nach dem Staunässegrad
Tiefe der Staunässesohle in dm u. Fl.	Stauvermögen der Staunässesohle in k_f cm/s	Durchfeuchtung in Regenfaktoren nach LANG	schlechter Zeichner	normaler Zeichner	guter Zeichner	
0—3	10^{-4}—10^{-5} (schwach)	60—80 (schwach)	sehr schwach	schwach-mäßig	mäßig-stark	max. schwacher Pseudogley
	10^{-5}—10^{-6} (mäßig)	80—100 (mäßig)	schwach	mäßig-stark	stark	mäßiger bis starker Pseudogley
	$< 10^{-6}$ (stark)	>100 (stark)	schwach-mäßig	stark	extrem	starker Pseudogley
3—6	10^{-4}—10^{-5} (schwach)	60— 80 (schwach)	fehlt	ganz schwach	schwach-mäßig	max. schwacher Pseudogley
	10^{-5}—10^{-6} (mäßig)	80—100 (mäßig)	sehr schwach	schwach-mäßig	stark	schwacher bis mäßiger Pseudogley
	$< 10^{-6}$ (stark)	>100 (stark)	schwach	mäßig-stark	extrem	mäßiger bis starker Pseudogley
>6	10^{-4}—10^{-5} (schwach)	60— 80 (schwach)	fehlt	fehlt	sehr schwach	kein Pseudogley
	10^{-5}—10^{-6} (mäßig)	80—100 (mäßig)	sehr schwach	schwach	mäßig	max. schwacher Pseudogley
	$< 10^{-6}$ (stark)	>100 (stark)	schwach	schwach-mäßig	stark	schwacher bis mäßiger Pseudogley

schlossenen Kapillarraumoberfläche während der Vegetationszeit anzugeben, weil er bodendynamisch und ökologisch am wichtigsten ist. Im einzelnen werden folgende Signaturen und Abstände der Kapillarraumoberfläche unter Flur empfohlen.

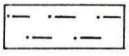
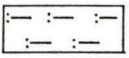
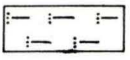
	Grundwasserstand zwischen
	30—40 dm u. Fl.
	20—30 dm u. Fl.
	13—20 dm u. Fl.
	8—13 dm u. Fl.
	4— 8 dm u. Fl.
	2— 4 dm u. Fl.
	0— 2 dm u. Fl., kurzfristig auch über Flur

Wenn es sich um stagnierendes Grundwasser handelt, empfehlen sich folgende Zusatzzeichen:



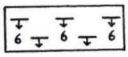
stagnierendes Grundwasser,
z. B. zwischen 8—13 dm u. Fl.

Wenn möglich, sollte man auch den Basengehalt des Wassers angeben, wofür folgende Abstufungen und Zeichen vorgeschlagen werden:

Karbonat-Ca[1])	Abstufung	Signatur
0—2 mval/l	geringer Basengehalt	
2—5 mval/l	mittlerer Basengehalt	
> 5 mval/l	hoher Basengehalt	

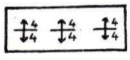
Bei abgesenktem Grundwasser ist es notwendig, auf der Bodenkarte den ursprünglichen Bodentyp darzustellen. Das Profilbild gestattet dieses Vorgehen. Darüber hinaus muß die jetzige geschlossene Oberfläche des Kapillarraumes während der Vegetationszeit angegeben werden. Die Absenkung wird mit einem blauen Pfeil (unter dem Zeichen für den jetzigen Grundwasserstand) betont und der Absenkungsbetrag in dm angegeben, z. B.:

[1]) Haase, L.: Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung. Weinheim 1954.



jetziger Grundwasserstand zwischen 8—13 dm u. Fl., abgesenkt um 6 dm

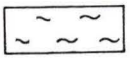
Ähnlich läßt sich auch die Schwankungsamplitude der geschlossenen Oberfläche des Kapillarraumes angeben. Blaue Pfeile mit dm-Angaben kennzeichnen den Schwankungsbereich (bezogen auf die mittlere Oberfläche des geschlossenen Kapillarraumes), z. B.



mittlerer Grundwasserstand zwischen 8—13 dm u. Fl., Schwankungsamplitude 8 dm

b) Hangwasser

Auch hier empfiehlt sich die Angabe der geschlossenen Kapillarraumoberfläche u. Fl. in der gleichen Abstufung wie beim Grundwasser. Statt der kurzen Striche sollte man jedoch kurze Schlangenlinien verwenden, um die besondere Form des Grundwassers zum Ausdruck zu bringen, z. B.:

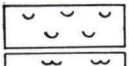


Hangwasser; Stand der Kapillarraumoberfläche während der Vegetationszeit 30—40 dm u. Fl.

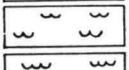
Darüber hinaus kann man auch hier das Stagnieren, den Basengehalt und die Absenkung mit den gleichen Zusatzzeichen wie beim Grundwasser darstellen.

c) Staunässe

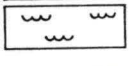
Bei der Staunässe sollte man den Staunässegrad, den Basengehalt der Staunässe (wie beim Grundwasser) und ihr phänologisches Verhalten darstellen:



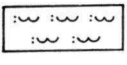
schwacher Staunässegrad



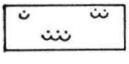
mittlerer Staunässegrad



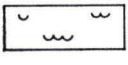
starker Staunässegrad



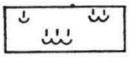
z. B. mittlerer Staunässegrad mit mittlerem Basengehalt



die Vernässungszeit ist kurz, d. h. die Trockenzeit herrscht vor



Vernässungszeit und Trockenzeit haben zeitlich etwa den gleichen Anteil (ohne zusätzliches Zeichen)

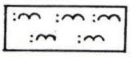


die Vernässungszeit herrscht vor, d. h. die Trockenzeit ist kurz

} bei den verschiedenen Staunässegraden

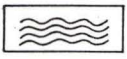
d) Hangnässe

Die Darstellung der Hangnässe erfolgt (wegen ihrer Übereinstimmung mit der Staunässe) mit den gleichen napfartigen Zeichen und entsprechenden Zusatzzeichen wie bei der Staunässe, lediglich wird das Grundzeichen umgekehrt, z. B.:

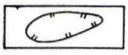


mittlerer Hangnässegrad mit mittlerem Basengehalt

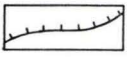
e) Weitere Zeichen



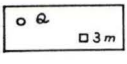
quellige Stellen



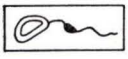
zeitweise unter Oberflächenwasser



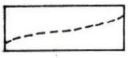
Überflutungsbereich (MHW)



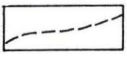
Quelle
Brunnen mit Wasserstand unter Flur in Meter z. Z. der Messung (Datum!)



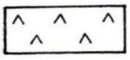
offene Wasserflächen; kleine Gräben und Wasserflächen erhalten blaue Flächenfarbe



Begrenzung der Staunässebereiche, einschließlich Übergang zum Grundwasser (blau)



Begrenzung der Grundwasserbereiche (blau)



Böden mit langer Feuchtphase während der Vegetationszeit

Schriftenverzeichnis

Arens, R., F. Krämer & C. Langner: Über die Bodenstruktur und Ertragsfähigkeit von Pseudogleyen und gleyartigen Braunerden. — Z. Acker- und Pflanzenbau, **107**, S. 67—98, Berlin und Hamburg 1958.

Deines, G.: Versuch zur Kennzeichnung des nutzbaren Wassers forstlicher Standorte. — Forstarch., **28**, 1957.

Diez, Th.: Entwicklung und Eigenschaften von Böden aus tonigen Substraten. Diss. Bonn 1959.

Hartmann, F. K.: Über den waldbaulichen Wert des Grundwassers. — J. Mitt. Forstwirtschaft u. -wissenschaft, S. 385—437, 1930.

Jäger, H. & E.-H. Jacob: Der Wasserhaushalt einiger Böden im Ostthüringischen Buntsandsteinbezirk im Jahre 1952. — Arch. Forstw., **7**, S. 975—987, Berlin 1958.

Keilhack, K.: Lehrbuch der Grundwasser- u. Quellenkunde. 3. Aufl., Berlin 1930.

Koehne, W.: Grundwasserkunde. 2. Aufl., Stuttgart 1948.

Kopp, D.: Zur Beurteilung von Standorten mit Grundwassereinfluß im Nordostdeutschen Tiefland. — Rundbrief f. Standortserkunder Nr. 6, 1957 (unveröffentlicht).

— Ansprache der Wasserführung des Bodens. (Unveröffentlichtes Manuskript, April 1960.)

KOZENY, J.: Die Durchlässigkeit des Bodens. — Der Kulturtechniker, **35**, 1932.
— Über den kapillaren Aufstieg des Grundwassers und die täglich wiederkehrenden Schwankungen des Bohrlochwasserspiegels. — Wasserkraft und Wasserwirtschaft, **30**, H. 6, S. 61—65, 1935.
KRAUSS, G., H. HÄRTEL, K. MÜLLER, G. GÄRTNER & H. SCHANZ: Standortsgemäße Durchführung der Abkehr von der Fichtenwirtschaft im nordwestsächsischen Niederland. — Thar. Forstl. Jb., **90**, S. 481—716, Berlin 1939.
LAATSCH, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 3. Aufl., 277 S., Dresden u. Leipzig 1954.
MÜCKENHAUSEN, E.: Über gleiartige Böden im Rheinland. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., **65**, S. 97—117, Weinheim und Berlin 1950.
— Die Beurteilung des Faktors Wasser bei der bodenkundlichen Kartierung. — Forstarchiv, **25**, H. 12, S. 269—273, Hannover 1954.
— Die Einteilung der wasserbeeinflußten (hydromorphen) Böden Deutschlands. — VI. Congrès Intern. Sc. du Sol, S. 111—114, Paris 1956.
— Die Beurteilung des Grundwassers bei der forstlichen Standortsaufnahme. — Landw.-Angew. Wissenschaft., S. 31—43, Hiltrup 1958 (1958a).
— Der Wasserhaushalt der Pseudogleye und dessen Bedeutung für die Pflanze. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., Verhandl. II u. V. Komm. IBG, Volume II, S. 105 bis 111, Hamburg 1958 (1958b).
— Die Untersuchung des Bodens. Aus Handbuch der Praktischen Geologie, herausgegeb. von A. BENTZ, Stuttgart 1961.
PLAISANCE, G.: Les sols a simili-gley. 24 S., Dole 1957.
RODE, A. A.: Das Wasser im Boden. 464 S., Berlin 1959.
SCHOKLITSCH, A.: Grundwasserkunde u. Hydraulik. — Handb. d. Wasserbaues, Wien 1950.
SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL: Lehrbuch der Agrikulturchemie u. Bodenkunde. I. Teil., 5. Aufl., 332 S., Stuttgart 1960.
SCHNEIDER, F.: Übergangsbildungen von mineralischen Grundwasserböden u. gleiartigen Böden in Nordwestdeutschland. Diss. Bonn 1950.
SCHMIEDEL, H.: Pseudovergleyte Waldböden Sachsens. Diss. Tharandt 1959.
SCHROEDER, G.: Landwirtschaftlicher Wasserbau. Berlin, Göttingen, Heidelberg 1950.
SCHUBERT, J.: Bodendecke u. Wasserhaushalt. — Z. Forstw., H. 1/6, S. 33—35, 1944.
SCHULTZE, J.: Die Grundwasserabsenkung in Theorie und Praxis. Berlin 1924.
STRELETZKI, H.: Wasserhaushalt und Fichtenwachstum auf gleyartigen Standorten im Gebiet der Schnee-Eifel. Diss. Hann.-Münden, 1955.
WACKER, F.: Vorkommen u. Verteilung von Bodentypengruppen in Baden-Württemberg. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **1**, S. 487—506, Freiburg i. Br. 1955.
ZAKOSEK, H.: Über die Bedeutung des Bodens für die Ergänzung der Grundwasservorräte. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 36—40, Hannover 1954 (1954a).
— Über Pseudogleye in der Rheinpfalz. — Notizbl hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 258 bis 268, Wiesbaden 1954 (1954b).
— Zur Beurteilung von Pseudogleyen. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., **65**, S. 27—31, Weinheim u. Berlin 1954 (1954c).
— Grundwasser u. Staunässe. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., **74**, S. 240—242, Weinheim u. Berlin 1956.
— Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **32**, 63 S., Wiesbaden 1960.
ZUNKER, F.: Das Verhalten des Wassers zum Boden. — Handb. Bodenk. VI, Berlin 1930.
— Die Durchlässigkeit des Bodens. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., **25**, Berlin 1932.
DIN 1185 (Dränanweisung).
DIN 4049 (Gewässerkunde, Fachausdrücke und Begriffsbestimmungen).

Manuskript eingegangen am 10. 2. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 415—419	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Die Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25 000

Ein Diskussionsbeitrag

Von

GEORG MATTHESS und JOE-DIETRICH THEWS, Wiesbaden

Die erhöhten Anforderungen, welche von Wissenschaft und Praxis an moderne geologische Karten gestellt werden, erfordern eine möglichst erschöpfende Behandlung auch der hydrogeologischen Verhältnisse eines Blattgebietes in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 25000. Dabei stehen, allgemein gesehen, folgende Aufgabenstellungen im Vordergrund:

a) Die Erläuterungen sollen die beobachteten Zusammenhänge zwischen der Ausbildung der Gesteine, dem geologischen Bau und den Erscheinungsformen des Grundwassers beschreiben. Außerdem muß die Stellung des Untersuchungsgebietes im Rahmen der größeren hydrogeologischen Einheiten betrachtet werden.

Da die Ausbildung des Gewässernetzes wesentlich von der Durchlässigkeit der Gesteine abhängt und die oberirdischen Gewässer zu einem wesentlichen Teil vom Grundwasser gespeist werden, muß auch auf die Oberflächengewässer in gewissem Umfang eingegangen werden.

b) Es ist anzustreben, daß die Erläuterungen eine möglichst lückenlose Sammlung aller hydrogeologischen Daten und Tatsachen des Blattgebietes enthalten. Diese Sammlung bietet Fachleuten, die sich mit dem fraglichen Gebiet näher befassen wollen, brauchbare Arbeitsunterlagen.

c) Dem Leser, der sich über ein ihm regional fremdes Gebiet unterrichten will, sollen die Erläuterungen einen Überblick über die Hydrogeologie eines Blattgebietes geben. Auf diese Weise können die Erläuterungen für manche großräumige Untersuchungen und Planungen, wie sie z. B. die wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne in Hessen darstellen, bereits unmittelbare Hinweise geben.

Dagegen ist es keinesfalls der Zweck der Erläuterungen, gutachtenartige Aussagen für die Behandlung einzelner hydrogeologischer Aufgaben, z. B. für eine Grundwassererschließung oder eine Festsetzung von Schutzgebieten, zu machen. Jedes Einzelvorhaben wird immer von einem Fachmann nur nach entsprechenden Spezialuntersuchungen beurteilt werden können. Die Erläuterungen bieten hierfür allerdings wesentliche Grundlagen und Voraussetzungen.

Ausgehend von den genannten allgemeinen Anforderungen wurde bei der Bearbeitung des Kapitels Hydrogeologie in den Erläuterungen zur geologischen Spezial-

karte 1 : 25000 Blatt 5223 Queck das nachstehende Gliederungsschema aufgestellt. Eine Erläuterung, die in dieser Form abgefaßt wird, vermag einerseits möglichst viele Tatsachen und ihre Deutung zu bieten, sprengt aber andererseits auch nicht den gegebenen Rahmen innerhalb der Erläuterungen zur geologischen Karte. Sie scheint mit geringfügigen Änderungen für den größten Teil der zu bearbeitenden Blätter brauchbar zu sein, zumindest aber für die Mittelgebirgsgebiete der gemäßigt humiden Zone. Der Gliederungsentwurf wird im Folgenden zur Diskussion gestellt:

Entwurf zu einer Gliederung des Kapitels „Hydrogeologie" in den Erläuterungen der geologischen Karten.

I. Die Abhängigkeit des oberirdischen und unterirdischen Wassers von der petrographischen Ausbildung und den Lagerungsverhältnissen der Gesteine

1. Oberirdische Gewässer

a) Gewässernetz (Laufentwicklung, Flußentwicklung, Talentwicklung nach DIN 4049_1; Gewässerdichte; Gefällskurven; Gewässerversinkung in Karstgebieten).

b) Erosion und Akkumulation (Landerosion; Gewässerstrecken mit Erosion, Geschiebeführung, Fest-, Schweb-, Schwimm- und Sinkstofführung nach DIN 4049_1; Gewässerstrecken mit Akkumulation, Überschlickungs- und Verlandungsgebiete).

2. Unterirdische Gewässer (Grundwasser)

a) Die grundwasserleitenden Gesteine, die Art des Wasservorkommens und der Wasserbewegung in ihnen (Kluftwasser, Höhlenwasser, Porenwasser).

b) Die Wasserwegsamkeit der einzelnen Schichten (Kluftdichte, -größe, -anzahl, -richtung bei Festgesteinen; Durchlässigkeitsbeiwerte, Angaben über Korngrößenverteilung, Kornform und Hohlraumgehalt bei Lockergesteinen; Größe und Erstreckung von Höhlen; Angaben über Fließgeschwindigkeiten).

c) Unterirdische Wasserscheiden und Grundwasserfließrichtungen (Grundwasserspiegel- und Flurabstandkarten, Ergebnisse von Färbe- und Salzungsversuchen und dgl. sowie der hydrogeologischen Kartierung).

Im Rahmen der hydrogeologischen Kartierung sollten möglichst viele exakte Meßdaten über den Hohlraumgehalt und den Porengehalt der anstehenden Festgesteine gesammelt werden. Die Lockergesteine können auf ihre Kornzusammensetzung untersucht werden. Über die Beobachtungen in den Aufschlüssen hinaus ist es interessant, Richtung, Zahl und Klaffweite vorhandener Klüfte in größerer Tiefe festzustellen. Dabei können Messungen in Bohrlöchern mit Hilfe einer Unterwasserfernsehkamera oder der Unterwasserphotographie oder Beobachtungen und statistische Ausarbeitungen in Bergwerken und sonstigen tiefen Erdaufschlüssen herangezogen werden. Auch die Auswertung von Grundwasserganglinien ergibt wertvolle Aufschlüsse über den nutzbaren Hohlraumgehalt von Gebirgskörpern. Die Bestimmung der unterirdischen Wasserscheiden und Grundwasserfließrichtungen kann je nach den Untergrundverhältnissen auf verschiedene Weise erfolgen: In Karstgrundwasserleitern geben Färbe- und Salzungsversuche die Möglichkeit exakter Untersuchung. In Lockersedimenten läßt sich ein genauer Grundwasserspiegelplan durch Einrichtung eines verhältnismäßig rasch und leicht herstellbaren Meßnetzes von Grundwasserbeobachtungsrohren entwerfen, der die Konstruktion von Grundwasserscheiden und -fließrichtungen erlaubt. In den weit verbreiteten Gesteinen mit Kluftgrundwasser hingegen ist ein entsprechendes Meßnetz wohl nur in Ausnahmefällen vorhanden oder herstellbar. Hier können mit Hilfe einer hydrogeologischen Kartierung, wie sie auf Blatt Queck erstmals versucht wurde, die unterirdischen Wasserscheiden und Grundwasserfließrichtungen ziemlich genau bestimmt werden. Die gefundenen Ergebnisse

können zum Teil auf Übersichtskärtchen oder Diagrammen so deutlich dargestellt werden, daß der Begleittext sehr knapp gehalten werden kann. Zum Beispiel wurde bei Blatt Queck ein Kärtchen der Grundwasserscheiden und -fließrichtungen beigegeben. Die Auswertung von Siebanalysen ist in Tabellenform dargestellt.

II. Grundwasserneubildung

1. **Faktoren der Grundwasserneubildung**
   a) **Klima (mittlere Niederschlagssummen [langjährige Mittel] und ihre regionale Verteilung, Niederschlagssummen in extremen Trocken- und Naßjahren, mittlere, wirkliche Lufttemperatur im Jahr, Trockenheitsindex, Anzahl der Frost- und Eistage, Anteil des Schnees am Niederschlag, Ergebnisse von Interzeptions-, Evaporations- und Transpirationsmessungen).**
   b) **Beeinflussung durch oberirdische Gewässer (Angaben über Uferfiltration, Zeitpunkt, Dauer und Anzahl von Überschwemmungen in den Talauen, größte überstaute Flächen, Überflutungshöhe, dauernde oder zeitweilige Überstauung von Flächen durch Talsperren, Hochwasserrückhaltebecken, Einstau zur Bewässerung und dgl.).**
   c) **Kf-Werte der Böden (Bodenschätzungskarte); Einfluß von Durchwurzelung und Bodenfauna (Edaphon).**
   d) **Wirkung von Wald, Wiese, Weide, Acker, Bebauung, Dränung und Beregnung auf die Grundwasserneubildung (räumliche Verteilung).**
   e) **Einfluß von Hangneigung und Exposition auf die Grundwasserneubildung.**

Die Niederschlagshöhe als wichtiger Faktor der Grundwasserneubildung ist meist hinreichend genau bekannt. Die übrigen Daten des Wasserhaushaltes (Verdunstung und Abfluß) kennt man nur zum Teil durch Messungen. Über den Einfluß der einzelnen Böden auf die Grundwasserneubildung sollten in enger Zusammenarbeit mit bodenkundlicher Forschung möglichst viele charakteristische Bodenprofile auf ihre Durchlässigkeit und ihr Wasserspeicherungsvermögen untersucht werden. Der Einfluß der Bodennutzung und der der Hangneigung wurde in den letzten Jahren wiederholt untersucht, jedoch muß auch hier weitere Forschungsarbeit geleistet werden. Wenn erst der Einfluß der Böden, der Bodennutzung und der Hangneigung auf die Versickerungsrate besser erforscht sein wird, wird es möglich sein, diese Faktoren flächenmäßig quantitativ bei der Berechnung der Grundwasserneubildung zu berücksichtigen.

2. **Gemessene Werte zur Grundwasserneubildung**
   a) **Lysimetermessungen**
   b) **Grundwasserneubildung und Trockenwetterabflüsse (Angaben von Niedrigwasserabfluß NQ und Niedrigwasserspende Nq aus der hydrogeologischen Kartierung, um daraus auf die Grundwasserneubildung zu schließen).**
   c) **Karte der Grundwasserspenden mit Profilen (Verteilung der Grundwasserspenden auf die einzelnen Schichtfolgen. Hydrologischer Vergleich des Jahres der hydrogeologischen Kartierung mit den langjährigen Abflußverhältnissen).**
   d) **Tabelle mit Abflußmessungen in den wichtigsten Bächen.**
   e) **Erfahrungen aus dem Betrieb von Wasserwerken mit bekanntem Einzugsgebiet.**
   f) **Spiegelschwankungen und deren Erklärung.**
   g) **Quellen (durchschnittliche Schüttung, Quelldichte).**

Die bekannten Verfahren zur Messung der Grundwasserneubildung durch Lysimeter und der Bestimmung der Grundwasserneubildung größerer Flußgebiete durch Auswertung der Trockenwetterganglinien wurden schon oft beschrieben und ausgeführt. Ein neues

Verfahren hydrogeologischer Kartierung wurde auf Blatt Queck angewendet[1]). Die grundlegende Überlegung war dabei, geschlossene Gebirgskomplexe darauf zu untersuchen, welche Abflußspenden die einzelnen Teilniederschlagsgebiete dieses Berglandes besitzen. Da der geologische Bau Abweichungen der unterirdischen Wasserscheide von der oberirdischen hervorrufen kann, müssen die beobachteten Abweichungen der Spenden Hinweise auf die Lage der unterirdischen Wasserscheide (Grundwasserscheide) geben.

III. Chemische und physikalische Eigenschaften des Grundwassers

1. **Chemische Eigenschaften (Analysentabelle, Mineralwässer, anthropogene Einflüsse, eingetretene Dauerverunreinigung des Untergrundes, Einflüsse abwasserbelasteter Gewässer).**
2. **Physikalische Eigenschaften (Temperatur, Leitfähigkeit, Radioaktivität u. ä.).**

IV. Allgemeine Bemerkungen über Wasserversorgung und Hinweise auf künftige Fassungsgebiete, Talsperren, Rückhaltebecken und dergleichen

Wie bereits oben ausgeführt wurde, soll dieses Kapitel nur allgemeine Hinweise geben, um Grundlagen für großräumige Planungen zu schaffen. So können zum Beispiel Angaben gemacht werden, ob in einem Gebiet die Anlage von größeren oder kleineren Wasserwerken möglich erscheint. Auch allgemeine geohygienische Hinweise können hier gegeben werden.

V. Wasserwirtschaftliche Anlagen von hydrogeologischer Bedeutung

Grundwassergewinnungsanlagen (Zentrale Versorgung, Einzelversorgung, Lage der Fassungsanlage, geologische Position, Einzugsgebiete, Schutzgebiete), Art der Fassung (Quelle, Sickerung, Brunnen, Stollen), Leistung, Entnahme, Schwankungen; bestehende Talsperren mit Stauraum, Speicherraum, Stauziel, Stauhöhe, Absenkziel, Speicherausbaugrad nach DIN 4048; Rückhaltebecken, Bespanndauer; Staustufen.
Regionale Grundwasserabsenkungen und -hebungen (Wasserentnahmen, flußbauliche, bergbauliche und tiefbauliche Maßnahmen).
Dränung.
Bewässerung.

Dieser Abschnitt soll eine Aufstellung der vorhandenen Anlagen bringen und die Erfahrungen – soweit sie hydrogeologisch bedeutsam sind – mitteilen, die bei ihrem Bau und Betrieb gesammelt wurden.

VI. Verzeichnis der Grundwassermeßstellen, Meßquellen, Pegel, radioaktiven Meßstellen, limnologischen Meßstellen, Meßstellen der Flußüberwachungstellen

VII. Gebiete, in denen durch den Grundwasserstand oder durch die chemischen bzw. physikalischen Eigenschaften des Grundwassers Behinderung in der landwirtschaftlichen oder bauwirtschaftlichen Nutzung zu erwarten ist

Infolge der großen Bedeutung, die das Grundwasser für den Menschen erlangt hat, wird von den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte erwartet, daß über rein

---

[1]) 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.

qualitative Beschreibungen hinaus auch quantitative Angaben über die Grundwasserverhältnisse eines Gebietes gemacht werden. Aus diesem Grunde ist für das Abfassen der Erläuterungen nach dem vorgeschlagenen Schema eine kurze grundwasserkundliche Spezialkartierung notwendig. Diese sollte im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung des Blattes durchgeführt werden. Diese Spezialkartierung umfaßt eine Bestandsaufnahme über die vorhandenen Quellen und kleinen Wasserläufe, wobei nähere Zusammenhänge zwischen auftretenden Quellen, der Gesteinsausbildung und der Tektonik geklärt werden können. Bestandteile der Grundwasserkartierung müssen auch Abflußmessungen sein, deren Auswertung nach den oben genannten Verfahren zu einer Festlegung der unterirdischen Wasserscheiden und zu Anhaltspunkten über die vorhandene Grundwasserneubildung führt.

Manuskript eingegangen am 5. 4. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 420—437	14 Abb.	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Beziehungen zwischen Fluidaltexturen und der magnetischen Anisotropie der Gesteine

Von

Ralph Wendler, Wiesbaden

Mit 14 Abbildungen

Zusammenfassung

Ergebnisse von magnetischen Anisotropiemessungen an Sedimenten und Eruptivgesteinen werden mitgeteilt. Während bei den Sedimenten reine Verteilungsanisotropie beobachtet wurde, lassen Untersuchungen an Basalt auf Anteile von Kristallanisotropie in den Drehmomentkurven schließen. Die Möglichkeit der praktischen Anwendung der Methode wird diskutiert.

Summary

Results from measurements of the magnetic anisotropy of sediments and igneous rocks will be communicated. In case of sediments pure distribution-anisotropy was observed. The examination of basalt points at parts of crystal-anisotropy in the torque curves. The possibility of practical utilization of the method will be discussed.

Einleitung

Die Bestimmung textureller Zusammenhänge in Gesteinen ist mit optischen Hilfsmitteln zuweilen schwer durchzuführen. Im nachfolgenden werden daher einige erste Versuchsergebnisse mitgeteilt, mit Hilfe eines magnetischen Untersuchungsverfahrens Rückschlüsse auf die Textur von Gesteinen zu ziehen. Seit einiger Zeit ist bekannt, daß Zusammenhänge zwischen den magnetischen Eigenschaften und Fluidaltexturen oder Anlagerungsgefügen bestehen. So stellte Ising (1943) bei der Untersuchung von Warven-Tonen eine Richtungsabhängigkeit der Suszeptibilität fest, und Graham (1954) erkannte Suszeptibilitätsanisotropien bei den verschiedensten Gesteinen. Auch die remanente Magnetisierung kann von der Textur des Materials beeinflußt werden. Sedimente, die in starker Strömung gebildet wurden, zeigen keine einfache Beziehung zwischen erdmagnetischem Feld und Remanenz (Runcorn 1956). Die dabei auftretenden Abweichungen können beträchtlich sein (Nagata 1945, King 1955). Bereits Graham (1954) schlug daher vor, magnetische Messungen zur Texturbestimmung heranzuziehen.

Vom Bearbeiter wurde ein Untersuchungsverfahren übernommen, welches sich die Werkstoffprüfkunde seit längerer Zeit bei der Bestimmung des Walzgrades zunutze macht. Ausgehend von den Untersuchungen von Weiss (1896 und 1905), die sich mit

der magnetischen Anisotropie von Magnetit- und Magnetkies-Einkristallen beschäftigten, begründeten DAHL und PFAFFENBERGER (1931) auf diesen Ergebnissen ein Untersuchungsverfahren für polykristalline Proben. Da die ferromagnetischen Werkstoffe im allgemeinen magnetisch anisotrop sind, hat diese Untersuchungstechnik schnell große Verbreitung gefunden und wird allgemein als magnetische Anisotropiemessung bezeichnet.

Beim Eisen-Einkristall ist z. B. die Würfelkante [100] eine bevorzugte Richtung mit der besten Magnetisierbarkeit, während parallel zur Oktaeder-Richtung die größte Magnetisierungsarbeit aufgewandt werden muß. Die Kenntnis der Größe der Kristallenergie, welche sich aus den beiden Extremen errechnen läßt, ist für die meisten technischen Belange von größter Wichtigkeit.

Die Messung der Magnetisierungsarbeit von Gesteinen macht einige Schwierigkeiten. Während die Messung polykristalliner technischer Produkte an Mineralgefügen

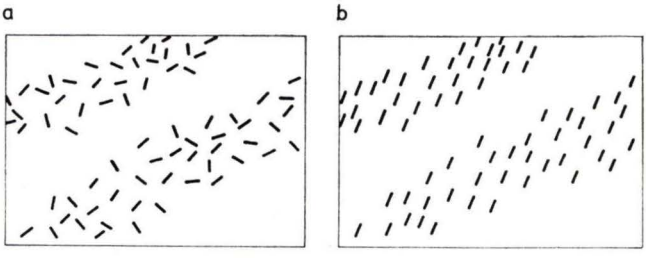


Abb. 1. Unterschied zwischen Verteilungsanisotropie (a) und Verteilungsanisotropie + Formanisotropie (b).

durchgeführt werden, deren Elemente sämtlich eine nennenswerte Magnetisierung aufweisen, hat man es bei Gesteinen mit heterogenen Polykristallisaten zu tun, deren Gemengteile recht unterschiedliche Magnetisierbarkeit besitzen. Während im Falle der technischen Produkte der aus der Anisotropie der Einzelkristalle resultierende Summeneffekt gemessen wird, taucht bei der Vermessung von Gesteinen die Frage auf, ob die Verteilung der ferromagnetischen Gemengteile das Ergebnis nicht beeinflußt.

Von geophysikalischer Seite hat GRABOWSKIJ (1956) Betrachtungen über die magnetische Anisotropie der Gesteine angestellt. Seiner Meinung nach beeinflußt die Anisotropie der Einzelkristalle nicht die Anisotropie des Gesamtkörpers. GRABOWSKIJ betont den Unterschied zwischen Kristallanisotropie (WEISS) und der Formanisotropie, wie sie bei polykristallinen Körpern mit Komponenten unterschiedlicher Magnetisierbarkeit vorherrschen kann. Seine Schlußfolgerung, daß bei ferromagnetischen Gesteinen nur eine Art der magnetischen Anisotropie auftreten kann – nämlich Formanisotropie – steht im Widerspruch zum Ergebniss dieser Untersuchung.[1])

[1]) Erst während der Korrektur der vorliegenden Arbeit enthielt der Verfasser Kenntnis von der Veröffentlichung von F. D. STACEY „Magnetic anisotropy of igneous rocks" (Journ. Geophys. Res. 65, 8, 1960), welche sich gleichfalls – ausgehend von den Drehmomentkurven – mit der Anisotropie von Gesteinen beschäftigt. Die dort gezogenen Schlußfolgerungen werden weitgehend durch die nachfolgend mitgeteilten Ergebnisse bestätigt.

Der Unterschied zwischen Form und Kristallanisotropie soll durch Abb. 1 (a + b) schematisch veranschaulicht werden. Beide schematischen Darstellungen zeigen eine ungleichmäßige Verteilung der magnetischen Partikel. In a) ist keine Orientierung der Kristallachsen des Ferromagnetikums zu beobachten; es herrscht reine Verteilungs (Suszeptibilitäts-)Anisotropie. In b) hingegen sind die Achsen gut geregelt; zur Verteilungsanisotropie tritt die Kristall-Anisotropie hinzu.

Bringt man eine zylindrische Gesteinsprobe in ein Magnetfeld und dreht um die Zylinderachse, so kann die Magnetisierungsarbeit in den verschiedenen Richtungen unterschiedlich sein. Da die Temperaturgeschichte und die mögliche frühere mechanische Beanspruchung der Proben nicht sicher bekannt und die Gesteine fast stets heterogener Zusammensetzung sind, wird die Deutung der Drehmomentkurven jedoch weitaus schwieriger als bei den Metallen und Legierungen. Insbesondere läßt sich bei einem Teil der Gesteinsproben – selbst dort wo sie vorhanden ist – optisch keine Aussage über die Lage der Fließ- oder Walzebene machen. In diesem Falle wird es nötig, die räumlichen Verhältnisse zu untersuchen.

1. Meßmethodik

Die Messungen wurden mit einem Anisotropie-Meßgerät für Bleche ausgeführt. Wie bereits bei DAHL und PFAFFENBERGER (1931) hängt die kreisrunde Probe in einem homogenen Magnetfeld und ist um die Flächennormale drehbar. In dem anliegenden magnetischen Feld versucht die Probe sich in eine Richtung günstiger Magnetisierung einzudrehen. Die dabei auftretende Torsionskraft wird direkt oder indirekt gemessen. Bei dem benutzten Gerät wurde die Stärke des zur Kompensation notwendigen Stromes gemessen, der in einer kleinen Rücklenkspule fließt. Die Rückstellung in die Nullage kontrolliert man durch eine Fotozelle, und das Feld der Rücklenkspule wird durch sie gesteuert. Kernstück der Apparatur ist ein starker WEISSscher Magnet, welcher bei einem Poldurchmesser von ca. 60 mm ein genügend starkes Feld liefert. Es standen Feldstärken bis etwa 2,5 kOe zur Verfügung. Der Polabstand betrug bei allen Messungen konstant 36 mm. Das Feld war im Bereich der Meßprobe bereits stark inhomogen. Die Ursache dafür ist in der Größe der Proben bei relativ kleinem Poldurchmesser zu suchen. Die Drehung der Probe erfolgte mittels eines Schrittschaltwerkes mit Vortrieb von 2,5° pro Schnitt (Drehung im Uhrzeigersinn). Die Meßzeit für eine Probe betrug ca. 8 Minuten, so daß eine große Anzahl von Proben gesichtet werden konnte. Der Untersuchungszylinder hatte eine Höhe von 25 mm und einen Durchmesser von 25 mm. Die Proben wurden in einem Gehänge mit den gleichen Abmessungen als lichte Maße im Feld gedreht. Gemessen wurde in 5–10° Distanz auf dem ganzen Vollkreis. Die in der Arbeit über die Drehmomente gemachten Zahlenangaben sind auf Zylinder von 25 mm Durchmesser und 25 mm Höhe bezogen.

2. Messungen an Sediment und Ergußsteinen

Wie ein Modellversuch zeigte, stimmen Schüttungsrichtung und Anisotropiemaximum im allgemeinen recht gut überein. Untersucht man z. B. einen künstlichen Sedimentkegel, welcher durch Ausfließen von Sediment aus einer zentralen Öffnung entstand, so weisen die Maxima radialstrahlig von der Achse nach außen. Abb. 2 zeigt

die Drehmomentkurven von 4 in gleichem Abstand vom Zentrum entnommenen Proben eines solchen Kegels. Wie aus den die Richtung der Maxima betonenden Pfeilen zu erkennen ist, entsprechen die Richtungen stabiler Magnetisierung etwa der Normalen auf dem Kreisbogen oder der dazu senkrechten Richtung, denn die Richtungen maximaler Magnetisierungsarbeit liegen bei $n \cdot \frac{\pi}{2} + 45°$ (n = ganze Zahlen). Man kann annehmen, daß die Schüttungsrichtung durch die Materialsonderung par-

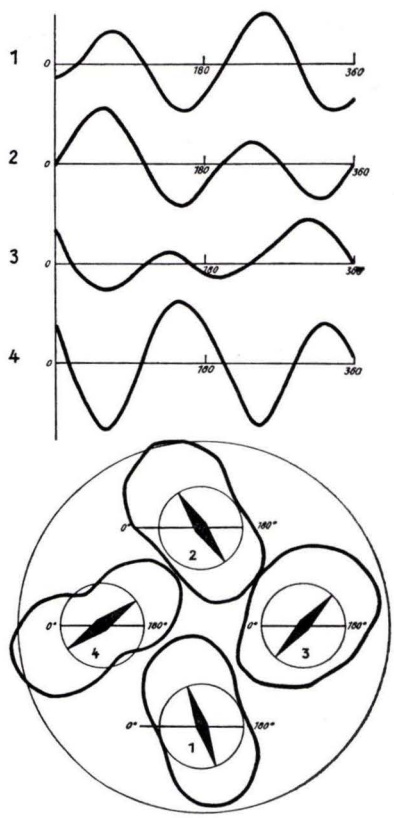


Abb. 2. Anisotropieverhältnisse in einem Schüttungskegel.

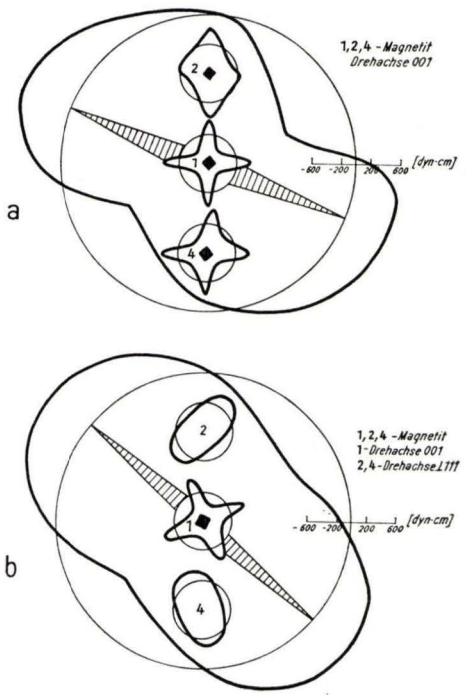


Abb. 3. Anisotropieverhältnisse in Abhängigkeit von der Kristallorientierung.

allel der Kreisgrundfläche magnetisch ausgedrückt wird. Die Drehmomentkurven stimmen zwar amplitudenmäßig nicht restlos überein, sie liegen jedoch in der gleichen Größenordnung.

Ein weiteres Modell ist geeignet, Beziehungen zwischen Form- und Kristall-Anisotropie aufzuzeigen. Es wurden Magnetit-Einkristalle in Plastelinazylinder eingebettet. Es erschien interessant zu wissen, welchen Einfluß die Lage und die Anordnung der Kristalle auf die magnetische Anisotropie der Gesamtprobe besitzt. Nimmt man z. B. 3 Magnetitkristalle etwa gleicher Größe und Magnetisierbarkeit und ordnet sie hintereinander im Zylinder an, so wird das Kurvenbild davon beeinflußt, ob sie alle kristallographisch gleich orientiert werden, oder ob man ihre Kristallachsen

in unterschiedliche Lage zueinander bringt. Beide Beispiele sind in Abb. 3 dargestellt. Die Drehmomentkurven der Einzelkristalle sind jeweils verkleinert eingetragen worden.

In Versuch 1 (Abb. a der Abb. 3) war bei allen drei Kristallen die [001]-Richtung Drehachse. In Versuch 2 (Abb. 3b) hingegen hat der mittlere Kristall zwar noch die gleiche Lage, die beiden äußeren jedoch haben die Richtung senkrecht (111) parallel der Drehachse. Wie man anhand der Drehmomentkurven erkennen kann, beeinflußt die Orientierung der Einzelkristalle die Kurve. Während sich in b) bei ungleicher Achsenlage der Kristalle eine symmetrische Kurve ergibt, deren Maximum um 45° gegen die Richtung der Kristallkette gedreht ist, erkennt man in a) eine asymmetrische Kurve, deren Drehmomentmaximum um 60° von der Achsenlage entfernt liegt.

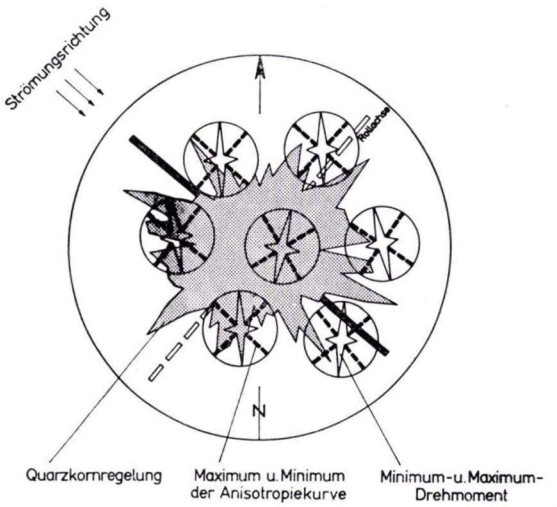


Abb. 4. Anisotropie und Kornregelung im schwermineralreichen Sediment [Korn-Richtungsrose (Quarz) schraffiert].

Bedingung für eine erfolgreiche Messung von Gesteinsanisotropien war im Falle der verwendeten Meßanordnung eine genügend große Suszeptibilität des zu untersuchenden Materials ($k > 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ cgs). Mit kleiner werdender Gesamt-Suszeptibilität werden die resultierenden Verteilungsanisotropien innerhalb der Probe so klein, daß die Empfindlichkeit der zur Verfügung stehenden Meßapparatur nicht mehr ausreicht.

Die schwermineralreichen Sedimente der Ostseeküste führen jedoch den geforderten Anteil ferromagnetisches Material. Sie bilden einen Teil der jüngsten Küstensedimente. Die Schwerminerale selbst entstammen pleistozänen oder auch holozänen Sedimenten, welche in bestimmten Küstenabschnitten einer ständigen Abtragung unterliegen. Bei der Umlagerung des Sedimentes kommt es dann zu einer gravitativen Mineralsonderung. Die schwere Fraktion bleibt dabei in Strandnähe. Die Stürme im Frühjahr und Herbst lassen auf diese Weise immer neue Kleinseifen am Strande entstehen und lagern ältere um. Diese Bildungen sind daher äußerst kurzlebiger Natur und in jedem Falle jüngsten Alters. Die Sedimentationsbedingungen lassen sich relativ leicht kon-

trollieren. – Der Schwermineralgehalt ist ziemlichen Schwankungen unterworfen und hängt von der Art der abgelandeten Bildungen ab.

Die Sedimente wurden in Kernrohren von 170 mm Höhe und 130 mm Weite entnommen. Pro Horizont konnten so mehrere Probenzylinder (25 mm Durchmesser) geschnitten und vermessen werden. Abb. 4 informiert über die Beziehungen zwischen magnetischer und optischer Vorzugsrichtung. Die magnetischen und optischen Anisotropierichtungen von 7 Zylindern wurden gemessen. Die Maxima der Drehmomentkurven liegen in Nord-Süd-Richtung. Sie schwanken jedoch um einen gewissen Betrag um die Hauptrichtung. In den quarzreichen Schichten des Kernes wurden die Textu-

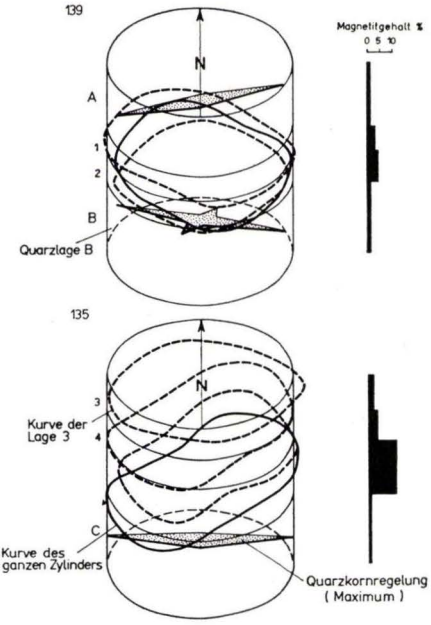


Abb. 5. Anisotropie und Quarzkornregelung in übereinander liegenden Horizonten.

ren des Sedimentes untersucht. Die untergelegte Kornrichtungsrose (schraffiert) kennzeichnet die Lageverteilung der Quarzkornlängsachsen. Die sich daraus ergebende Strömungsrichtung ist durch einen dicken schwarzen Strich verdeutlicht, die dazu senkrechte Richtung entspricht der Rollachse nach SANDER. Vergleicht man die optische und die magnetische Analyse, so erkennt man, daß die Strömungsrichtung mit einer Richtung stabiler Magnetisierung oder der darauf Senkrechten übereinstimmt. Bei symmetrischem Kurvenverlauf, wie er in diesem Falle vorliegt, liegt diese Richtung – die Richtung günstigster Magnetisierbarkeit – 45° gegen das Drehmomentmaximum verdreht.

Von den Proben wurden zwei übereinanderliegende Zylinder ausgewählt, die in den einzelnen Lagen unterschiedlich großen Gehalt an Schwermineralien und damit auch an Ferromagnetikum aufwiesen. Die Untersuchung der beiden Zylinder 135 und 139 hatte nämlich gezeigt, daß ihre Drehmomentmaxima etwa senkrecht aufeinander

stehen. Es war naheliegend, die Kornorientierung der Quarze zu messen. In den Quarzschichten A, B und C (s. Abb. 5) wurde die Schüttungsrichtung bestimmt. Die Richtungsrosen (Abb. 6) zeigen für die Probe A eine WSW/ENE-Richtung, für die Schicht B und C WE-Richtung. Für Probe 135 ist die Lage des Drehmomentmaximums damit geklärt. Im Falle der Probe 139 scheinen sich in der Drehmomentkurve zwei Strömungsrichtungen zu überlagern, was gleichzeitig mit einer Drehung der Richtung stabilster Magnetisierung verbunden sein muß. Von den einzelnen Sedi-

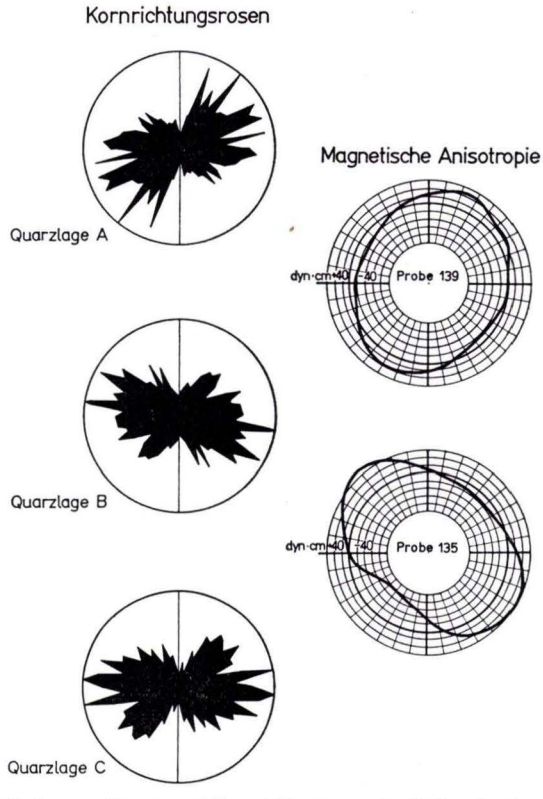


Abb. 6. Drehmomentkurven und Kornrichtungsrosen des Sedimentes der Abb. 5.

mentationshorizonten wurden der Magnetitgehalt in Gewichtsprozent, und von den schwermineralreichen Lagen 1–5 mit einem Magnetitgehalt größer 1% die Anisotropie ermittelt. Das Ergebnis läßt darauf schließen, daß zwischen dem Gehalt an Ferromagnetikum und der beobachteten Richtung stabiler Magnetisierung kein direkter Zusammenhang besteht. Selbst die Höhe des maximalen Drehmomentes wird von dem Gehalt an Magnetit nur wenig beeinflußt.

Unter den vorgenannten Gesichtspunkten betrachtet, wird das in Abb. 7 dargestellte geologische Objekt gut verständlich. Die Abbildung enthält die Ergebnisse einer Anisotropieuntersuchung in einer Kleinseife. Die schwermineralreichen Horizonte bestehen vorwiegend aus Granat und Magnetit, untergeordnet finden sich Rutil,

Zirkon und Hornblende. Im Abstand von ca. $^1/_2$ m wurden Sedimentproben in ungestörter Lagerung entnommen. Von jeder dieser Proben wurden nach ihrer Verfestigung (WENDLER 1956) in zwei Horizonten je 4 Zylinder vermessen. Die Richtungen der Drehmomentmaxima werden in Abb. 7 durch Pfeile gekennzeichnet. Die Maxima sind im Mittel 45° gegen die Schüttungsrichtung (dicke schwarze Striche) verdreht. Die Abweichungen von der + oder — 45° Richtung sind als abweichende Strömungsverhältnisse zu erklären. Die im kleinen wechselhaften Sedimentationsverhältnisse, bedingt durch Hindernisse und Abflußrinnen, sind eine hinreichende Erläuterung.

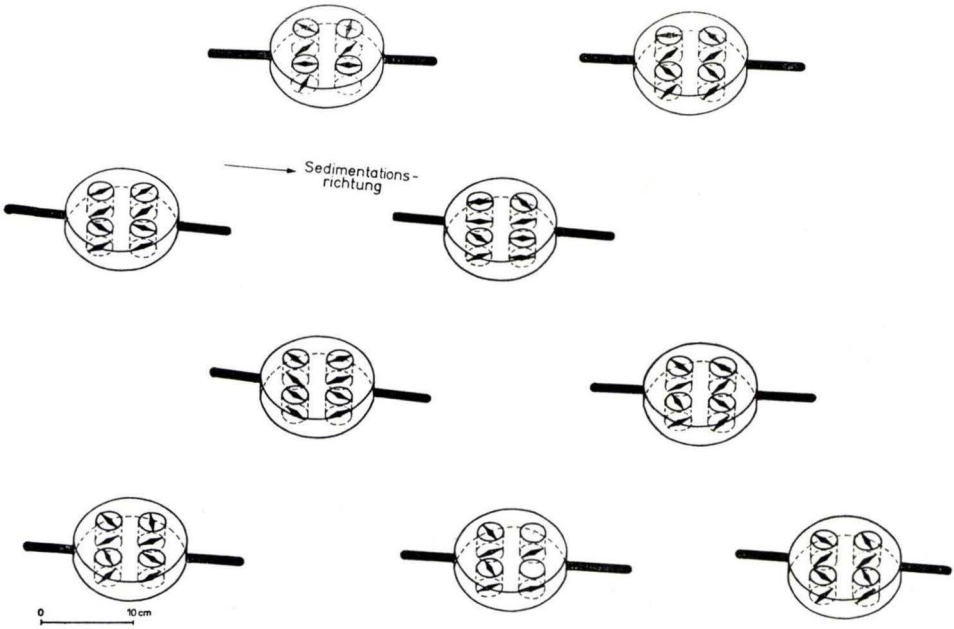


Abb. 7. Anisotropieverhältnisse im Strandsediment (Rosenort b. Warnemünde). Lage und Entfernung den natürlichen Größenverhältnissen entsprechend.

Betrachtet man die Drehmomentkurven der Sedimentgesteine und vergleicht sie mit den mitgeteilten Versuchen (Abb. 2, 3), so kann man feststellen, daß sowohl die Form der Drehmomentkurve als auch die Lage der Maxima eine einfache Suszeptibilitätsanisotropie, hervorgerufen durch die unterschiedliche Verteilung nicht orientierter ferromagnetischer Kristalle, wahrscheinlich macht.

Sehr viel komplizierter liegen die Verhältnisse im Falle der Eruptivgesteine. Hier ist, wie bereits die Bildungsbedingungen erwarten lassen, die Ausbildung einer bestimmten Textur mit einer bedeutend größeren Beeinflussung des Ferromagnetikums verbunden, als das bei den Sedimenten der Fall ist. Die Fließvorgänge in der Schmelze ähneln dabei den Verformungsprozessen in Blechen. Das Auftreten reiner Verteilungsanisotropie ist dabei nicht mehr sicher.

Das hier untersuchte Gestein ist ein äußerst harter schwarzer Leucitbasanit (Stolpen/Sa.). In einer feinkristallinen bis glasigen Grundmasse lassen sich Einsprenglinge

in wechselnder Häufigkeit beobachten. Die Einsprenglinge sind ausschließlich Pyroxene und Olivine. Plagioklaseinsprenglinge fehlen gänzlich. Die Grundmasse besteht aus Pyroxen, Plagioklas, Magnetit, Leucit und Glas. Leucit ist meist nur als Zwischen-

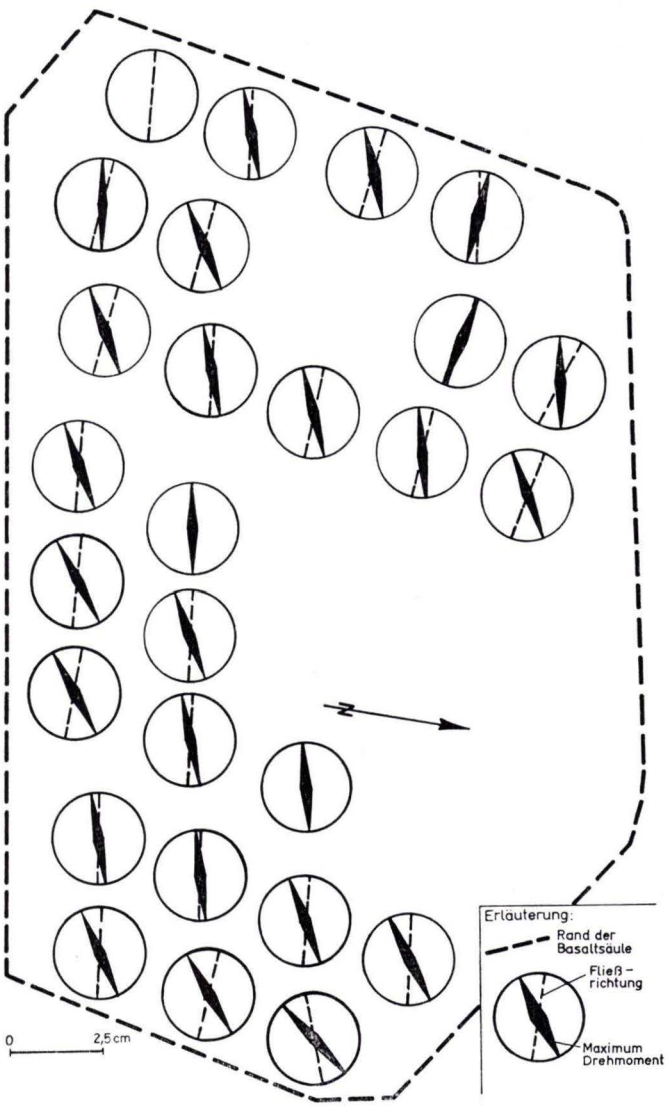


Abb. 8. Beziehungen zwischen Anisotropie und Fließrichtung in einer Basaltplatte.

klemmungsmasse vorhanden. Nur ganz vereinzelt finden sich Relikte größerer Kristalle. Der Anteil an Glas schwankt beträchtlich. Akzessorisch treten Nephelin und Biotit auf. – Der Magnetit ist in viereckigen selten rundlichen Kristallen von 20–30 μ Größe in der Grundmasse vertreten. Werden größere Erzpartikel beobachtet, so han-

delt es sich stets um Kristallhaufwerke. Magnetit fehlt stets im Umkreis von Augitaggregationen. Die Olivineinsprenglinge sind jedoch häufig von Erzaureolen umgeben. Im Dünnschliff kann man zumeist eine deutliche Fluidaltextur erkennen.

Den magnetischen Messungen wurde die Bestimmung der Fließrichtung des Basaltes vorangestellt. Die Bestimmung der räumlichen Orientierung der Pyroxene ergab in den meisten Fällen hinreichend gute Ergebnisse.

Innere Spannungen beeinflussen die Meßergebnisse nicht. Zumindest werden die durch Spannung verursachten Veränderungen nicht deutlich. Letzteres ergibt sich aus der eingehenden Untersuchung einer Basaltsäule. Die Fließrichtung stand auf der Säulenachse senkrecht. Zylinderachse und Säulenachse liegen daher parallel. – Von der Säule wurde eine Gesteinsplatte abgeschnitten und aus dieser eine größere Anzahl von Gesteinszylindern hergestellt. Von den Zylindern wurden die Drehmomentkurven aufgenommen. Abb. 8 zeigt die Umrisse der Platte und die eingetragenen Zylinderumkreise. Zu jedem Zylinder wurde parallel der Grundfläche ein Dünnschliff

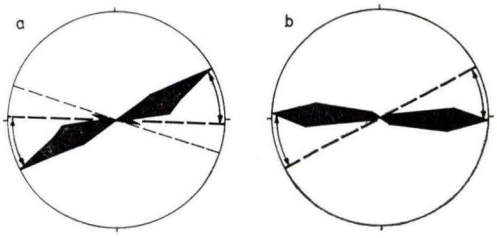


Abb. 9. Richtungsverteilung von Drehmomentmaxima und Fluidaltexturen von Abb. 8.

hergestellt und die Fließrichtung ermittelt. Die erhaltenen Richtungswerte sind über die ganze Probe hinweg recht konstant und streuen nur wenig (vgl. hierzu auch die Fließtexturrose Abb. 9b). Nach dem, was im vorangehenden über die Anisotropie der Sedimentgesteine gesagt wurde, wäre zu erwarten, daß die Maximumdrehmomente um + oder — 45° gegen die Fließrichtung gedreht auftreten würden. Wie man bereits in Abb. 8, in der die Richtung größten Drehmomentes durch den Pfeil innerhalb eines jeden Zylinders ausgedrückt wird, erkennen kann, ist jedoch eine „45°-Richtung" nicht dominierend. Die Richtungsrose (Abb. 9) verdeutlicht vielmehr, daß eine Richtung mit Neigungswinkel von 30° gegen die Fließrichtung die bevorzugte ist. Nur in vereinzelten Fällen treten auch Winkel bis zu — 20° als Maximalrichtung in Erscheinung. Eine direkte Beziehung zum Magnetitgehalt der Probe scheint nicht zu bestehen; die Integration des vorhandenen Ferromagnetikums in den jeweiligen Dünnschliffen läßt jedenfalls keinen Zusammenhang erkennen. Zwischen der Amplitudenhöhe und der Winkelveränderung zwischen Maximum und Fließrichtung besteht keine Beziehung. Über und unter der beschriebenen Platte entnommene Proben zeigen, daß auch in der Vertikalen keine Veränderungen auftreten. Nach Aussage der Messungen sind Veränderungen vom Zentrum der Platte nach dem Rande nicht vorhanden. Die Abweichung der Anisotropierichtung von der Fließrichtung kann an dieser Stelle noch nicht gedeutet werden. Es bleibt vorläufig offen, inwieweit hierfür die mögliche Winkeldifferenz zwischen Zylinderbasisfläche und Strömungsebene verantwortlich ist. Es kann sein, daß bei der Vermessung zylindrischer Proben nur der

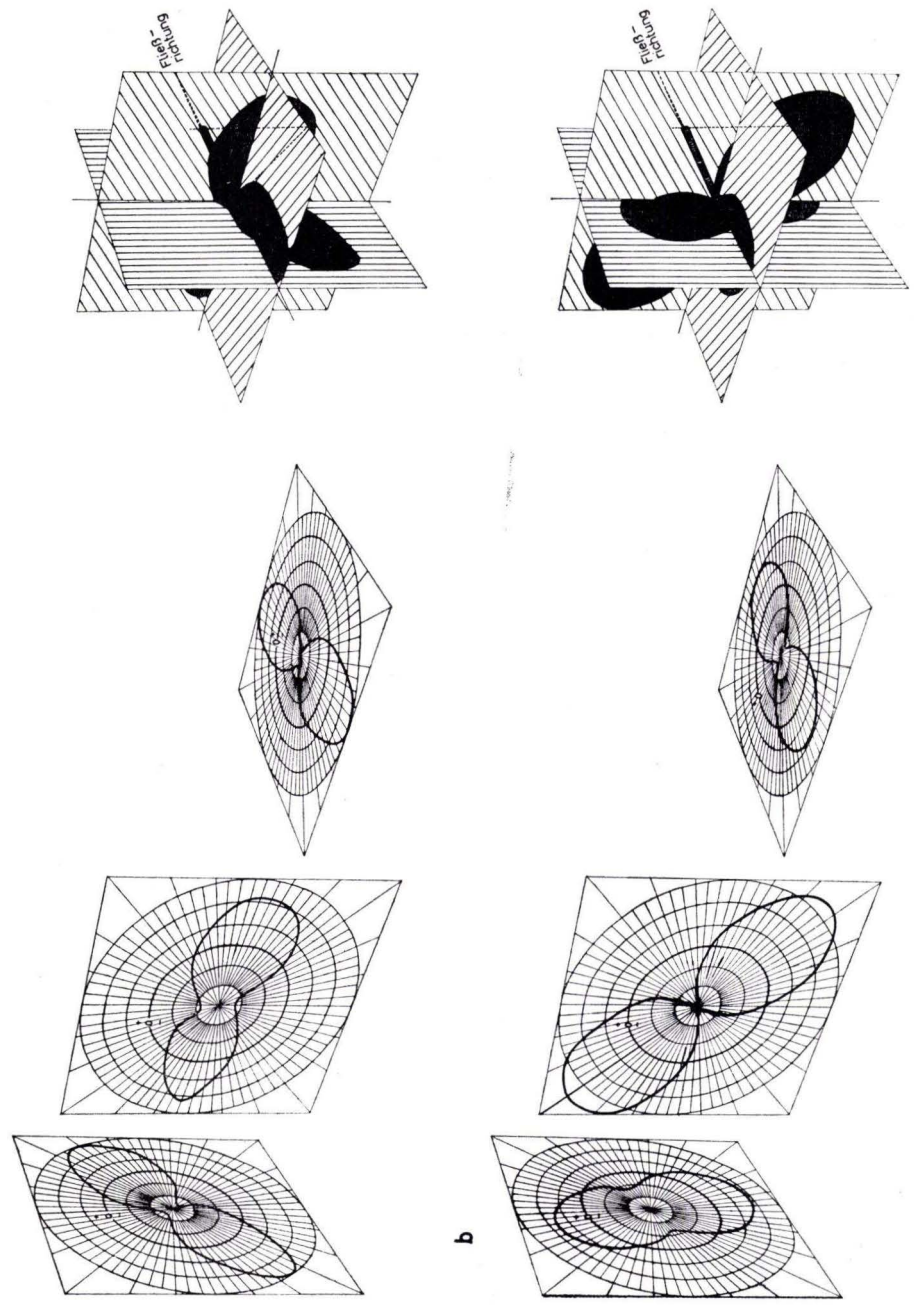


Abb. 10. Veränderung der Anisotropieverhältnisse in Basalt nach dem Tempern bei ~ 600° C. a) vor dem Aufheizen, b) nach dem Aufheizen (schraffierte Achse = Fließrichtung).

in die Meßebene projizierte Anteil der Gesamtanisotropie, welche in anderer Richtung auftritt, beobachtet wird. Bei der Verwendung kugelförmiger Proben ließe sich die Richtigkeit dieser Annahme prüfen.

Wie aus Messungen an Walzblechen bekannt ist, kommt der Verformungsebene eine entscheidende Bedeutung zu (Bozerth 1951). Selbst bei deutlich texturierten Eruptivgesteinen ist jedoch die der Walzebene entsprechende Fließebene nur in seltenen Fällen sicher zu bestimmen, wie z. B. das Laminargefüge von Effusivgesteinen.

Ein Behelf ist es, aus einer Gesteinsprobe 3 Zylinder herzustellen, deren Achsen senkrecht aufeinander stehen. Diese Untersuchung wurde an mehreren Gesteinsproben durchgeführt. Die erhaltenen Drohmomentkurven sind hinsichtlich der Lage der Maxima wie auch hinsichtlich ihrer Kurvenform unterschiedlich. Neben den einfachen Sinuskurven treten auch asymmetrische Kurvenformen auf. Die beabsichtigte Raumvorstellung gewinnt man, wenn man die Einzelkurven vereint. Die Abb. 10a gibt als Beispiel die auftretenden Drehmomente der Basaltplatte (Abb. 8) in 3 aufeinander senkrecht stehenden Ebenen wieder. Man erkennt, daß die Richtung größter Magnetisierungsarbeit, welche sich aus Richtung und Amplitude der drei Einzelzylinder ergeben würde, etwa der Raumdiagonale des Würfels parallel läuft.

Bedingt durch die strukturellen Eigenarten des Materials ist die aufzuwendende Magnetisierungsarbeit stark richtungsabhängig. Dreht man eine Gesteinskugel um zwei senkrecht aufeinander stehende Achsen, so kann die aufzuwendende Magnetisierungsarbeit von recht unterschiedlicher Größe sein. Eine einfache Interpolation verbietet sich, da nicht mehr kubisch reguläre Symmetrieverhältnisse wie beim Magnetit-Einkristall vorhanden sind. Die vorliegenden Resultate sind noch nicht zahlreich genug, um statistische Betrachtungen über die Anisotropieverhältnisse in einer Basaltkugel zu ermöglichen. Auch die Beziehungen zur Fließrichtung bleiben aus diesem Grunde unbestimmt.

Ähnliche Schwierigkeiten wie die hier angedeuteten zeigen auch die Thermikversuche auf. Sie lassen zweierlei erkennen:

a) die Möglichkeit einer Richtungsänderung der Anisotropie-Hauptachse beim Erhitzen und
b) die Unzulänglichkeit der Annahme, daß ausschließlich die Verteilung der ferromagnetischen Substanz für die magnetische Anisotropie verantwortlich ist.

3. Thermische Versuche

Erhitzt man eine Basaltprobe auf Temperaturen oberhalb 600° C, so treten Verschiebungen der Richtung stabiler Magnetisierung auf. Diese Beobachtungen wurden an einer großen Anzahl von Basaltzylindern gemacht, die in einer kleinen Labormuffel jeweils eine Stunde höheren Temperaturen ausgesetzt wurden. Die Verschiebungen der Magnetisierungsrichtung vollziehen sich in Höhe des Curiepunktes (570° C) und sind irreversibel. Am Beispiel des Basaltzylinders 32 kann man das recht deutlich erkennen (Abb. 11). Die Proben wurden je 1 Stunde auf 350, 450 und 650° erhitzt, und nach jedem Tempern – nach einer gewissen Abkühlungszeit – wurden die Drehmomentkurven bestimmt. Die entsprechende Kurve bei Zimmertemperatur war gleichfalls bekannt.

Während beim Erhitzen auf 350° C und nachträglicher Abkühlung weder in der Amplitudenhöhe noch in der Lage der Maxima irgendwelche Veränderungen auftraten, macht sich beim Erhitzen auf 450° C eine Amplitudenerhöhung bemerkbar. Wird der gleiche Zylinder dann nochmals 1 Stunde auf 650° C erhitzt, so verschiebt sich die Richtung maximalen Drehmomentes um 35–40 Grad (punktierte Kurve). Die Amplituden nehmen nur noch wenig zu. Geht man dieser Erscheinung nach, so zeigt sich, daß sie stetig ist, d. h. die Verschiebung in Winkelbetrag und Richtungssinn bei mehreren Proben ein und desselben Gesteins ist die gleiche. Ferner ergibt sich, daß bei weiterer Erhitzung keine Veränderungen der magnetischen Eigenschaften mehr platzgreifen.

Die Zylinder 26, 27, 28 und 29 wurden geglüht. In Abb. 12 und 13 sind die damit verbundenen Veränderungen der Drehmomentkurven gegenüber den Normalkurven bei Zimmertemperatur ersichtlich. Die Proben 26 bis 29 waren ein und derselben

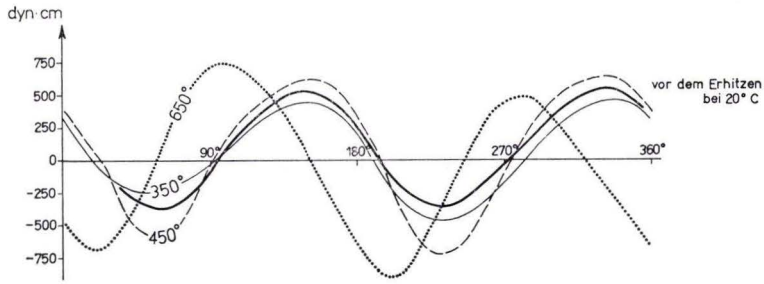


Abb. 11. Abhängigkeit der Anisotropie von der Temperatur beim Tempern (dick ausgezogene Kurve = Messung bei Zimmertemperatur vor dem Erhitzen).

Gesteinsplatte entnommen worden. Generell kann man feststellen, daß der Richtungssinn der Verschiebung bei allen Proben der gleiche ist. Er beläuft sich auf 30–40°. Nach dem Erhitzen auf 580° C sind sowohl die Amplitudenveränderungen als auch die Richtungsänderungen vollzogen. Bei den Zylindern 27 und 28 (Abb. 12 und 13) zeigt sich jedoch ein geringer Rückgang der Amplituden nach dem Glühen bei 1050° C. Beim Glühen oberhalb 900° C werden Oberflächenveränderungen merklich. Die damit verbundene tiefergreifende Oxydation mag die Ursache zur beobachteten Verringerung der Amplituden sein. Versuche in einer sauerstofffreien Atmosphäre wurden noch nicht durchgeführt.

Zusammenfassend kann man sagen, daß bei Hitzebeanspruchung der Gesteine die Lage der Richtung stabilster Magnetisierung – bei Erhitzen auf Temperaturen in Nähe des Curie-Punktes – verändert werden kann, und daß dieser Vorgang nicht reversibel ist. Beim Erhitzen auf höhere Temperaturen bleiben diese Verschiebung in ihrem Winkelbetrag konstant. Bereits unterhalb des Curie-Punktes können sich die Amplituden verändern. Ob dabei eine Vergrößerung oder eine Verringerung der Maximumdrehmomente vor sich geht, scheint von den Lagebeziehungen zur Strömungsebene abhängig zu sein.

Eine magnetische Beeinflussung der Anisotropie der Proben durch das erdmagnetische Feld während des Abkühlungsprozesses nach erfolgtem Tempern ist nicht

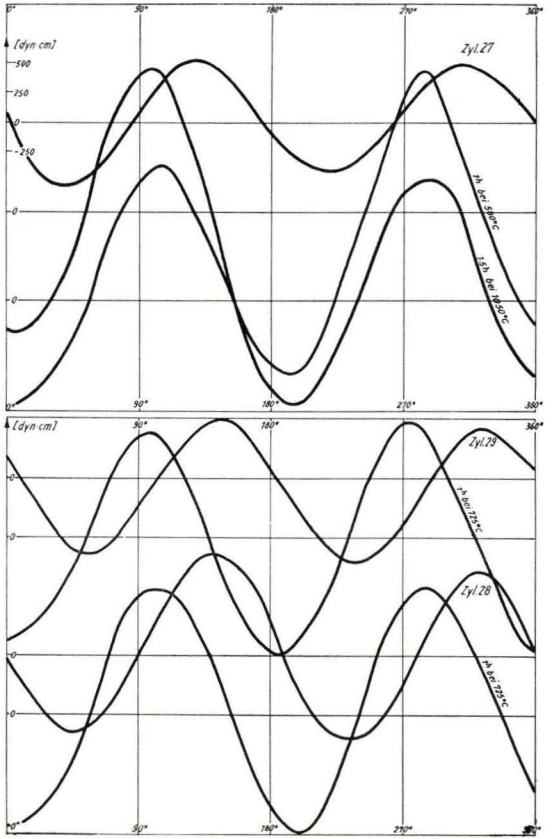


Abb. 13. Veränderung der Anisotropieverhältnisse im Zylinder 27, 28 und 29 nach erfolgtem Tempern bei verschiedenen Temperaturen (Basalt).

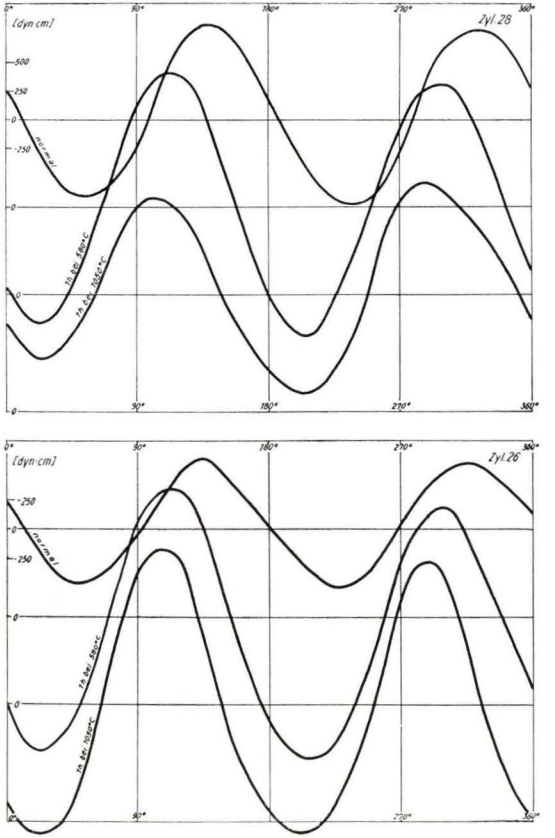


Abb. 12. Veränderung der Anisotropieverhältnisse im Zylinder 26 und 28 nach erfolgtem Tempern bei verschiedenen Temperaturen (Basalt).

wahrscheinlich. Zylinder, aus gleichen Gesteinsproben entnommen, wurden in verschiedenen Lagen getempert und abgekühlt. Sie zeigten gleiche Anisotropie-Eigenschaften (so z. B. Zylinder 28 und 29) – Abb. 13.

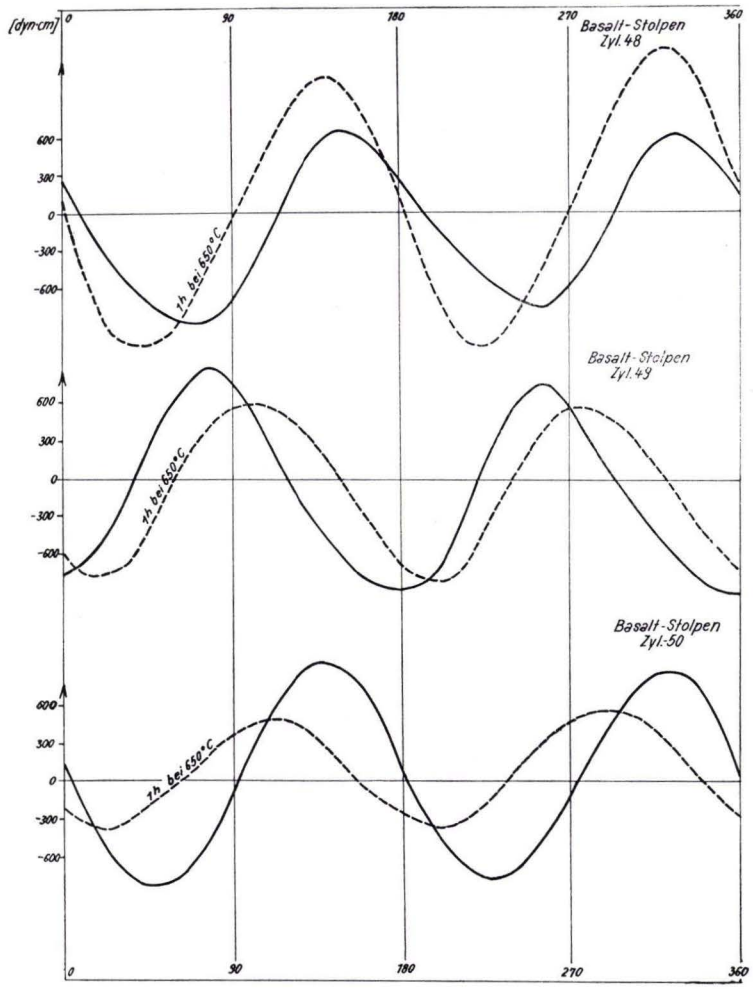


Abb. 14. Magnetische Anisotropie in den verschiedenen Richtungen einer Probe nach Glühen bei 650° C.

Die Gesteinszylinder 48, 49 und 50 der Probe Stolpen 19, deren Achsen aufeinander senkrecht stehen (vgl. S. 431), wurden geglüht. Abb. 14 enthält das Ergebnis. Die eintretenden Verschiebungen sind in ihrem Winkelbetrag und im Richtungssinn der Verschiebung ungleich. Bei dem Zylinder 48 wird das Drehmoment größer. Im Falle von Zylinder 49 und besonders von Zylinder 50 verringert sich die Maximalamplitude. Das könnte die Annahme rechtfertigen, daß die einzelnen Anisotropiekurven der Zylinder nur die Projektion der Richtung stabilster Magnetisierung auf die

Zylindergrundfläche kennzeichnen. Abb. 10 demonstriert das an einem räumlichen Modell. Sie zeigt die Richtungsverhältnisse (Probe 19) vor und nach der Glühbehandlung. Die Temperatur wurde 1 Stunde oberhalb des Curie-Punktes gehalten. Die eingetragenen Richtungen maximalen Drehmomentes lassen die Veränderung deutlich erkennen. Die ermittelte Fließrichtung ist gleichfalls eingetragen worden.

Klare Gesetzmäßigkeiten zwischen der Fließrichtung und der Veränderung der Anisotropierichtung wurden bisher nicht erkannt. Weit entfernt von einer endgültigen Deutung der Änderung der Richtung größter Magnetisierbarkeit steht ihre Bedeutung außer Zweifel, da sie nicht mehr mit reiner Verteilungsanisotropie erklärbar ist. Da durch das Tempern in Curiepunktnähe die Verteilung des Magnetits im Gestein nicht verändert wird, dürften bei reiner Verteilungsanisotropie keine veränderten Anisotropieerscheinungen nach dem Erhitzen beobachtbar sein. Die Möglichkeit der Veränderung der Magnetisierungskurven durch Aufheizen der Probe ist Beweis dafür, daß auch der einzelne Kristall mit seiner Anisotropie direkten Einfluß auf die Drehmomentkurve des Gesteins nimmt.

4. Diskussion der Ergebnisse

Eine statistische Betrachtung der an Sedimentproben erhaltenen Ergebnisse läßt vermuten, daß allein eine differenzierte Substanzverteilung die magnetische Anisotropie bedingt. Vergleicht man die Richtungen der Drehmomentmaxima mit den mineraloptisch ermittelten Schüttungsrichtungen, so ergibt sich im Mittel die Winkelhalbierende zwischen der Schüttungsrichtung und der darauf Senkrechten als Richtung größten oder kleinsten Drehmomentes.

Bei den Eruptivgesteinsproben kann Kristallanisotropie die magnetische Gesamtanisotropie der Probe beeinflussen. Wichtigster Beweis sind die Ergebnisse der Glühversuche an Basalten. Jedoch auch die Formen der Drehmomentkurven geben dafür Hinweise. Metallographische Ergebnisse zeigen, daß der Walzebene eine große Bedeutung zukommt. Das wird auch bei den Eruptiva so sein, denn man kann hier die Ausbildung der Paralleltextur mit einem Walzprozeß vergleichen. So verschieben sich doch innerhalb des Magmenstromes, schon bedingt durch das Temperaturgefälle zum Rande hin, die Fließebenen gegeneinander.

Welche Ursachen der beobachteten Kristallanisotropie zugrunde liegen, ist nicht mit Sicherheit zu beantworten. Entweder ist es eine rein mechanische Einregelung der Kristalle während des Fließens der Schmelze, oder aber eine magnetische Regelung unter Einfluß des erdmagnetischen Feldes liegt vor. Beide Vorstellungen beinhalten gewisse Schwierigkeiten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß nach Aussage der Untersuchungsergebnisse sicher die Magnetisierung der Gesamtprobe von der Magnetisierung der Einzelkristalle beeinflußt wird. Die erzmikroskopische Untersuchung der beschriebenen Basaltproben ließ zwar Entmischungserscheinungen in der Opakfraktion erkennen, ob diese allerdings allein für die magnetischen Veränderungen in der Probe verantwortlich zu machen sind, bleibt dahingestellt. Die angeführten Ergebnisse sprechen dafür, daß zumindest bei einem Teil der Eruptivgesteine die kristallographischen Achsen der ferromagnetischen Komponente eingeregelt sind.

Den Nachweis für eine solche Orientierung auf andere Art als durch die obengenannten Messungen zu führen, ist recht schwierig. Theoretisch ließe sich eine Orientierung der Magnetite optisch nachweisen. Der direkte optische Nachweis einer Gefügeregelung wäre der sicherste. Bei den kleinen Korngrößen der Magnetite im untersuchten Basalt lassen sich jedoch statistische Betrachtungen dieser Art nicht mehr anstellen. Die röntgenographische Lagebestimmung stößt auf die gleichen Schwierigkeiten der geringen Korngröße. Zur weiteren Klärung der Ursachen, welche zu den beschriebenen Änderungen im Anisotropieverhalten führen, können nur Temperversuche an größeren Magnetiteinkristallen beitragen.

Die gemessene Anisotropie des Gesteines kann verschiedene Ursachen haben. Die unterschiedliche Verteilung des Ferromagnetikums in der Probe kann eine magnetische Richtungsbevorzugung bedingen, die Kristallachsen sind dabei ungeregelt (Verteilungsanisotropie = Formanisotropie s. a. Abb. 1a). Zum anderen kann die Orientierung der Kristalle im Gestein (Abb. 1b) anisotropes magnetisches Verhalten der Probe nach sich ziehen (Kristallanisotropie). Kristallanisotropie dürfte jedoch in den meisten Fällen in Zusammenhang mit Verteilungsanisotropie auftreten.

Die Deutung der Ergebnisse von Messungen an Eruptivgesteinen wird durch folgende Tatsachen erschwert: 1. Die Walz- oder Fließebene ist nicht sicher bekannt. Aus diesem Grunde muß die räumliche Anisotropieverteilung ermittelt werden. 2. Die Anisotropieeigenschaften der Gesteine können durch Erhitzen verändert werden. Die dabei im Experiment beobachteten Prozesse sind irreversibel.

5. Schlußbetrachtungen

Im Mittelpunkt der obenstehenden Betrachtungen stand die magnetische Anisotropie. Die bisherige Annahme, daß bei Gesteinen nur die Verteilung der einzelnen ferromagnetischen Partikel für die Anisotropieeigenschaften der Probe von Bedeutung ist, scheint nicht in jedem Falle richtig zu sein. Zumindest im Falle des untersuchten Basaltes scheint sich eine bevorzugte Lage der kristallographischen Achsen des Ferromagnetikums in der Anisotropiekurve auszudrücken. Zu der Verteilungsanisotropie tritt hier noch die Kristallanisotropie hinzu. Dadurch werden die Möglichkeiten der praktischen Anwendung der Methode teilweise eingeschränkt, da keine direkte Beziehung zwischen der Fließrichtung und der gemessenen Drehmomentkurve mehr besteht. Die Aufgabe, ein schnelles Verfahren zur Bestimmung der Strömungs- oder Schüttungsrichtung zu entwickeln, konnte aus diesem Grunde nur zum Teil gelöst werden, da die magnetische Anisotropiekurve der Eruptiva einen gerichteten Summeneffekt der Kristallanisotropie der einzelnen – im Gestein vorhandenen ferromagnetischen Partikel – enthalten kann.

Keine Schwierigkeiten bereitet die Bestimmung der Schüttungsrichtung von Sedimentgesteinen. Die durch das verwendete Meßgerät bedingte geringe Empfindlichkeit (Suszeptibilität der Probe mußte $> 250 \cdot 10^{-6}$ cgs sein) läßt sich verbessern. Vor allen Dingen müßte das Format der Untersuchungszylinder vergrößert werden können. Die Ursachen für die magnetische Anisotropie sind in der durch die Strömungsverhältnisse bedingten Kornsonderung zu suchen. Gemessen wird praktisch wie bei GRAHAM (1954) eine Verteilungs-(Suszeptibilitäts-)anisotropie. Die Texturbestimmung auf magnetischem Wege ist bei Sedimenten möglich.

Die magnetische Anisotropie der Eruptivgesteine kann von der Anisotropie der in ihnen enthaltenen ferromagnetischen Minerale beeinflußt werden. Nach Aussage der Ergebnisse kann nicht nur eine Kettenbildung und eine durch das Fließen bedingte ungleichmäßige Verteilung der ferromagnetischen Bestandteile, sondern gleichzeitig eine Orientierung der kristallographischen Achsen erfolgen. Ob diese Orientierung rein mechanisch zustande kommt, oder ob ein Eindrehen in die Erdfeldrichtung erfolgt oder ob ein bevorzugtes Wachstum im Erdfeld auftritt, bleibt vorläufig unbeantwortet. Die letzteren Annahmen würden Fließprozesse und Ausscheidungen unterhalb des Curiepunktes voraussetzen. Für den Fall des hier untersuchten Basaltes entfällt zumindest mit Sicherheit das letztere. Der in ihm enthaltene Magnetit ist ausgesprochenes Frühkristallisat. Sicher ist, daß sowohl die Viskosität der Schmelze wie auch die Temperaturgeschichte des Gesteines wesentlichen Einfluß auf die heutigen Anisotropieeigenschaften nehmen.

Schriftenverzeichnis

Dahl, O. & J. Pfaffenberger: Anisotropie in magnetischen Werkstoffen. — Z. Physik, **71,** S. 93—105, 1931.

Grabowskij, M. A.: Magnetische Anisotropie von Gesteinen (russ.). — Isw. Akad. Nauk SSSR-Geophys., **4,** p. 479—482, 1956.

Graham, J. W.: Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. — Bull. Geol. Soc. Amer., **65,** p. 1257—1258, 1954.

Ising, G.: On the magnetic properties of warved clay. — Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik. **29A,** no. 5, p. 37, 1943.

King, R.: The remanent magnetism of artificially deposited sediments. — Monthl. not. Roy. Astr. Soc. — geoph. suppl., **7,** p. 115—134, 1955.

Nagata, T., Y. Harada & K. Hirao: Remanent magnetization of sedimentary rocks, part II. — B. E. R. I., **23,** p. 79, 1945.

Runcorn, S. K.: Magnetization of rocks. — In: Flügge's Handbuch der Physik, Bd. XLVII, p. 470—497, 1956.

Tarasov, L. P.: Magnetic torque studies of iron silicon alloys. — Trans. Amer. Inst. Mining Met. Engrs., **135,** p. 353—371, 1939.

Weiss, M. P.: Recherches sur L'aimantation de la magnétite cristallisée. — J. phys., **3,** 5, p. 435—453, 1896.

Weiss, M. P.: Magnetic properties of pyrrhotite. — J. phys., **4,** 4, p. 469—508, 1905.

Wendler, R.: Zur Frage der Quarzkornregelung von Psammiten. — Wiss. Z. Univ. Leipzig, **5,** math.-nat. R., H. 4, S. 421—426, 1956.

Manuskript eingegangen am 25. 5. 1961

B.
Amtlicher Teil

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 440–450 | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1960 bis 31. 12. 1960

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung hat im Geschäftsjahr 1960 (9 Monate) erstmalig seine Hauptaufgabe, die geologische Spezialkartierung, in etwas gesteigertem Umfang durchführen können, wenn auch neue geologische Karten 1:25000 noch nicht herausgebracht werden konnten. Die seit Jahren in Arbeit befindliche große Geologische Übersichtskarte von Hessen im Maßstab 1:300000 wurde aber im Berichtsjahr abgeschlossen. Sie befindet sich zur Zeit im Auflagedruck und wird in den nächsten Wochen herausgegeben werden können.

Die schon während der letzten Jahre bemerkte, immer weiter verstärkte Heranziehung des Amtes zur Erstattung von Gutachten für staatliche und kommunale Dienststellen, vorwiegend auf den Sektoren der Hydrogeologie und der Ingenieurgeologie, hat sich weiter ganz erheblich gesteigert. Diese Tendenz konnte auch mit den zu Beginn des Berichtszeitraumes neubewilligten Kräften nicht abgefangen werden.

Das Amt mußte die dringend notwendige Grundlagenforschung bedauerlicherweise wieder zurückstellen und war außerdem gezwungen, Anträge auf Gutachtenerstattung für wichtige, auch staatliche Bauobjekte im Straßen- und Hochbau abzulehnen.

Im Dezember 1960 konnte das Hessische Landesamt für Bodenforschung erfreulicherweise, zunächst allerdings nur mit einem Teil seiner Belegschaft, aus den angemieteten Räumen, Mainzer Straße 25, in das landeseigene Gebäude Leberberg 9 umziehen. Damit sind für eine Reihe wissenschaftlicher Mitarbeiter und für die Verwaltung sehr ansprechende Räume und sehr gute Arbeitsbedingungen geschaffen worden. Das Amt ist dem Herrn Hessischen Minister für Wirtschaft und Verkehr für diese neue Wirkungsstätte zu besonderem Dank verpflichtet.

Abt. I. Geologische Landesaufnahme, Paläontologie und Gesteinsphysik

1. Geologische Kartierung

Die geologischen Kartierungsarbeiten im Rahmen der Landesaufnahme sind für das Aufnahmejahr 1960 in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Neben diesen Aufnahmen, die der späteren Veröffentlichung geologischer Spezialkarten dienen (1:25000), liefen einige größere Sonderarbeiten, die der Angewandten Geologie (Straßen- und Wasserbauvorhaben) zugute kamen. Zu nennen sind hier:

a) Kartierungsarbeiten für die geplante Weiltalsperre auf Blatt Grävenwiesbach (5616).

b) Beurteilung von Bohrungen nebst Schichtaufnahmen im Zuge der geplanten Bundesautobahn Kirchheim (Aula)–Fulda–Oberzell (Bad Brückenau) auf den Blättern Niederaula (5123), Queck (5223), Eiterfeld (5224), Hünfeld (5324), Fulda (5424), Weyhers (5524) und Brückenau (5624).
c) Die gleichen Arbeiten auf der geplanten Bundesautobahn-Strecke Kassel–Hamm auf den Blättern Peckelsheim (4420), Warburg (4520), Liebenau a. d. Diemel (4521), Wolfhagen (4621), Kassel-West (4622) und Kassel-Niederzwehren (4722).
d) Geologische Aufnahmen an der in Planung befindlichen Bundesautobahn Gießen–Hagen, am Streckenabschnitt Gießen bis zur Landesgrenze, auf den Blättern Burbach (5214), Dillenburg (5215), Herborn (5315), Ballersbach (5316), Braunfels (5416), Wetzlar (5417), Gießen (5418), Butzbach (5518).
e) Tektonische Aufnahmen und geologische Erhebungen im Raum Lorch auf den Blättern Kaub (5912) und Presberg (5913).

Die kartierenden Geologen wurden gelegentlich für Wassererschließungsarbeiten herangezogen, wobei ihnen die Aufgabe zufiel, den geologischen Verband für das Ansetzen der Brunnenbohrungen klarzustellen oder die Schichtverzeichnisse zu ergänzen. Diese Arbeiten sind in dem Bericht der Abteilung Hydrogeologie erwähnt.

Name des Blattes und Nr.		Umfang der durchgeführten Arbeiten
Korbach	4719	46 km²; Vergleichsaufnahmen auf Blatt Mengeringhausen (4619) und Blatt Wildungen (4820) mit je 1 km²
Kassel-Niederzwehren	4722	18 km²
Oberkaufungen	4723	43 km²
Bad Hersfeld	5124	45 km²; Anschlußaufnahmen auf Blatt Friedewald (5125) 8 km² und Blatt Geisa (5225) 1 km²
Dillenburg	5215	10 km²
Eiterfeld	5224	17 km²
Schlitz	5323	Die früheren Aufnahmen wurden revidiert und das Blatt abgeschlossen
Großenlüder	5423	49 km² mit Erweiterung der Aufnahmen auf Blatt Herbstein (5422) 4 km² und Blatt Freiensteinau (5522) 5 km²

2. Paläontologie und Biostratigraphie

Aufsammlung, Bestimmung und biostratigraphische Auswertung von Fossilien aus den Grenzschichten Devon/Karbon im Rheinischen Schiefergebirge. Neubeschreibung von Ostracoden-Arten aus dem Unter-Karbon I.

Aufsammlung von Fossilien aus dem Zechstein am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Aufsammlung und stratigraphische Auswertung von Chirotherien-Fährten im Mittleren Buntsandstein Nordhessens.

Bestimmung von tertiären Mollusken aus dem Kasseler Meeressand und dem Mainzer Becken. Untersuchung von Bohrproben auf ihren Gehalt an Mikrofossilien aus dem Raum Rüdesheim–Wiesbaden, Frankfurt, Hanau–Darmstadt. Weiterarbeit an der mikropaläontologischen Vergleichssammlung.

3. Gesteinsphysik

Erstmalig wurden umfangreiche erdmagnetische Messungen als Ergänzung der geologischen Kartierung ausgeführt. Ein Meßtrupp erfaßte auf dem Blatt Oberkaufungen (4723) große Basaltgebiete.

4. Geologische Erkundung mit Hilfe von Untersuchungsbohrungen

Für die Kartierung und stratigraphisch-petrographische Untersuchung der Zechstein-Gesteine wurde im Sommer 1960 bei Nordenbeck eine 130 m tiefe Kernbohrung niedergebracht, die durch eine zweite, 64 m tiefe Bohrung ergänzt wurde. Sie erbrachte wertvolle geologische und hydrogeologische Erkenntnisse.

Abt. II. Lagerstätten, Mineralogie, Petrographie und Geochemie

Lagerstätten

a) Eisenerze

Die Untersuchungen an hessischen Roteisenerz-Vorkommen an Lahn–Dill und in Waldeck wurden wie bisher fortgesetzt. So erbrachte die geologische Spezialkartierung unter und über Tage Hinweise für die geologische Beratung bei der Lagerstätten-Erkundung sowie beim Ansetzen von Bohrungen. Im Erfahrungsaustausch mit den Geologen der Bergbauunternehmen wurden die Fragen der Erzbildung und der Zusammenhänge zwischen Erz und Nebengestein in petrofazieller und geochemischer Hinsicht weiter verfolgt. Der Entstehung der Basalteisenerze des Vogelsbergs galt eine rege Diskussion, deren Ergebnisse wieder der auch hier andauernden Lagerstätten-Erkundung zugute kommen.

b) Uran

Die mit Bundesmitteln geförderte Uranprospektion erstreckte sich im Berichtszeitraum auf die nähere Untersuchung lokaler Urananreicherungen, die in der tertiären Braunkohle und in ihren sedimentären Begleitgesteinen in Nordhessen auftreten.

Dabei wurden Urananreicherungen teils von größerer Ausdehnung, teils von ungewöhnlich hoher Konzentration im Bereich des Grubenreviers der Bubiag bei Dillich, Krs. Fritzlar-Homberg, entdeckt und für diese, wie für die in Nordhessen schon bekannten radioaktiven Anomalien die Verknüpfung mit jungen tektonischen Bewegungen nachgewiesen. Als Neubefund von geochemischer Bedeutung erwies sich, daß das Uran aller Anreicherungen im nordhessischen Tertiär mit seinen Zerfallsprodukten nicht im radioaktiven Gleichgewicht steht. Das hat zur Folge, daß die im Gelände mit Szintillometer gewonnenen Meßwerte z. T. wesentlich geringere Urangehalte (Äquivalente) anzeigen als sich Urangehalte aus den chemischen Bestimmungen ergeben.

c) Kalisalze

Die Mitarbeit im Arbeitsausschuß Kalilaugenversenkung wurde fortgesetzt; die von den Werken und Flußwasserüberwachungsstellen mitgeteilten Meß- und Analysenwerte gesammelt, ausgewertet und archivmäßig erfaßt.

In Zusammenarbeit mit den Ausschußmitgliedern aus der SBZ im Fachnormenausschuß Wasserwesen, Arbeitsausschuß Kaliwässer, wurden Richtlinien erarbeitet zur Vereinheitlichung der Probenahme und der Auswertung der Ergebnisse. Die Arbeiten sind so weit gediehen, daß Entwürfe für entsprechende Normblätter dem Ausschuß Kaliabwässer bei seiner Hauptversammlung am 23. und 24. 3. 1961 in Hannover zur Beschlußfassung vorgelegt werden können.

Petrographie und Mineralogie

Zur Unterstützung der Kartierung für die Neuherausgabe geologischer Spezialkarten wurden die Basalte der Blätter Queck, Schlitz und Grebenau petrographisch untersucht und für die Blätter Queck und Schlitz die entsprechenden Erläuterungsberichte fertiggestellt.

Als Ergebnis und Abschluß mehrjähriger Studien über die Mineralbestände der Diabase des Lahn–Dill-Gebietes konnte eine Diabastheorie entwickelt werden, die eine Lösung des alten petrographischen Problems der Beziehung zwischen Basalt und Diabas bringt und allgemeingültig für den basischen Vulkanismus in Geosynklinalen ist. – Der Gesteinsverformung der Diabastuffe galt dabei eine besondere Studie.

Die Kernbohrungen der Bergbaubetriebe auf Roteisenerz im Lahn–Dill-Gebiet wurden im Berichtszeitraum wie in früheren Jahren laufend verfolgt. Durch mikroskopische Untersuchung von Bohrproben wurden petrographische Daten für die Bohrberichte und für die geologische Kartierung beigesteuert.

Für Gutachten, Auskünfte und Untersuchungen des Amtes erfolgten Mineral- und Gesteinsbestimmungen und Beurteilungen von Steinbrüchen.

Geochemie (Chemisches Laboratorium)

Im Chemischen Laboratorium wurden 370 Bodenproben, vorwiegend im Rahmen forstlicher und obstbaulicher Kartierungen, auf Humusgehalt, Humuszustand, Basensättigungszustand, Nährstoffgehalt und Korngrößenzusammensetzung untersucht.

Die Untersuchung von 26 Wasserproben wurde in erster Linie für Trinkwassererschließungen und Baugrundbegutachtungen erforderlich.

Auch der Nachweis geringer Erdölmengen in Wasser- und Bodenproben wurde in mehreren Fällen durchgeführt. Da eine allgemein brauchbare, zuverlässige Methode für diesen Zweck in der Literatur bisher nicht angegeben ist, waren zahlreiche Vorversuche mit Testproben in dieser Richtung notwendig.

Etwa 100 Braunkohle- und Gesteinsproben wurden für die Begutachtung der Braunkohlengruben Nordhessens und deren Umgebung auf ihren Urangehalt untersucht. – Die Anwendung mehrerer verschiedenartiger Aufschluß-, Trennungs- und Bestimmungsverfahren führten, namentlich bei sehr geringen Urangehalten, zu beträchtlichen Abweichungen der Ergebnisse voneinander. Durch sehr zahlreiche Vergleichsuntersuchungen (insgesamt etwa 600 Einzelbestimmungen bzw. Versuche) wurden die Schwierigkeiten bei der Bewertung der Ergebnisse z. T. behoben.

Insgesamt wurden 49 Gesteinsproben für die Untersuchung auf ihre chemische Zusammensetzung in das Laboratorium eingeliefert. An 14 dieser Proben wurden Gesamtanalysen durchgeführt. Durch 30 Teilanalysen sollten spezielle Fragen, ins-

besondere hinsichtlich der Buntsandsteingliederung (Bestimmungen der Korngrößen und des Ca/Mg-Verhältnisses) geklärt werden.

Weitere Gesteins- und Bodenproben wurden für die Bestimmung von Tonmineralien auf röntgenographischem Wege, für die C^{14}-Bestimmung der organischen Substanz und für die Untersuchung auf Mikroorganismen in entsprechender Weise vorbereitet.

Abt. III. Hydrogeologie

Die in der Errichtungsverordnung vom 26. 6. 1946 als Aufgabe genannten hydrogeologischen Erkundungen sowie die hydrogeologische Feldkartierung mußten, wie im Vorjahr, zugunsten der gutachtlichen Beratung bei praktischen Aufgaben zurückgestellt werden.

Im Rahmen der am 18. 9. 1956 verordneten Zusammenarbeit mit der Wasserwirtschaftsverwaltung wurden einige Meßstellen hinsichtlich ihrer Eignung zur Aufnahme in den Landesgrundwasserdienst hydrogeologisch beurteilt.

Die Sammlung neuer und alter Wasser-Analysen für eine grundwasserchemische Karte des Landes wurde fortgesetzt. Eine Untersuchung über die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser wurde abgeschlossen und in Druck gegeben.

Für die wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne, die die hessische Wasserwirtschaftsverwaltung für die Flußgebiete der Kinzig, der Fulda, der Weschnitz, der Modau, der Gersprenz, der Mümling und der Nidda aufstellt, wurden mehrere Gutachten abgegeben.

Die wasserwirtschaftlichen Sonderpläne „Wasserversorgung Mittelhessen" und „Wasserversorgung Rhein-Main" wurden durch mehrere Gutachten, vor allem über die Möglichkeit des Baues von Talsperren und Rückhaltebecken, gefördert. Untersuchungsbohrungen an der geplanten Talsperre in Rod an der Weil wurden im Hinblick auf die Durchlässigkeit des Untergrundes bearbeitet. Ebenso wurden Untersuchungsbohrungen an der Nidda bei Rainrod, am Eichelsbach bei Eicheldorf und an der Ulfa bei Ulfa verfolgt.

Im Geschäftsjahr 1960 wurden 370 Gutachten und 45 gutachtenartige Äußerungen abgegeben. Der Hauptteil der Gutachten entfällt auf die Beratung bei der Grundwassererschließung für zentrale Wasserversorgungen, nämlich 188 Stück. Unter ihnen sind 31 im Zusammenhang mit der Wasserversorgung von Aussiedlungshöfen zu nennen. 63 Gutachten wurden im Rahmen der Vorbereitung der Festsetzung von Wasserschutzgebieten erstattet, 61 Gutachten zur Beurteilung grundwassergefährdender Einrichtungen in qualitativer Hinsicht, hauptsächlich im Hinblick auf Lagerbehälter. 21 Gutachten behandelten die Beeinträchtigung geschützter Heilquellen durch vorgesehene Bohrungen in ausgewiesenen Heilquellenschutzgebieten und enthielten Vorschläge zur Abwendung der Beeinträchtigungsgefahr.

Eine geringere Anzahl von Gutachten wurde zu Fragen der Abwasserversenkung, des Grundwasserentzuges, der Erschließung und des Schutzes von Heil- und Mineralquellen, ferner auf den Gebieten der Verleihungen, Bewilligungen, Erlaubnisse und Genehmigungen zum Bau von Wassergewinnungsanlagen, des landwirtschaftlichen Wasserbaus (Dränung, Bewässerung) und von Bauwerkswasserfragen (Wasserhaltung, Vernässung) erstattet.

Trotz der Vermehrung der Zahl der wissenschaftlichen Bediensteten der Abteilung war es nicht möglich, allen Anforderungen gerecht zu werden.

Die Zahl der verfolgten Wasserbohrungen betrug im Jahre 1960 etwa 400 (gegenüber etwa 210 im Jahre 1959). Es war bei der Überlastung der Sachbearbeiter nicht möglich, dieses für die geologische Erforschung des Landes unersetzliche Material ausreichend auszuwerten.

Abt. IV. Ingenieurgeologie

Vom 1. 4. bis 31. 12. 1960 wurden von 3 Sachbearbeitern (einschl. 28 „Öltank"-Gutachten) 180 Gutachten erstattet.

Von den Baugrundgutachten entfallen (rein zahlenmäßig gesehen) auf den Hochbau 80% und auf den Tiefbau 20%.

Die Gutachten für den Hochbau setzen sich u. a. zusammen aus:

17 für Universitäts-, Hochschul- und Schulneubauten
8 für Dorfgemeinschaftshäuser
15 für Bauvorhaben für die Bundeswehr
3 für Kläranlagen
3 für Friedhöfe und
72 für Aussiedlerhöfe und Siedlungsverfahren.

Darüber hinaus sind besonders zu erwähnen:

Die Begutachtung für die Erhaltung des Herkules-Bauwerks in Kassel, insbesondere Vergleich des Vorschlags Dr. Müller mit dem durch den Sachbearbeiter des Hess. Landesamtes für Bodenforschung konzipierten Vorschlag, die sehr vielseitige Untergrundberatung für den Umbau des Museum Fridericianum in Kassel,

die Gutachten für den Wiederaufbau des Darmstädter Schlosses

und die Erweiterungsgelände der Technischen Hochschule in Darmstadt.

Der verhältnismäßig geringe Prozentsatz im zahlenmäßigen Anteil an Tiefbaugutachten ist darauf zurückzuführen, daß es sich hier durchweg um sehr umfangreiche Begutachtungen von Straßenbauvorhaben oder Rückhaltebecken handelt. Hier sollen genannt werden:

der Ausbau der Weschnitz,

die Südumgehung Wiesbaden,

die Kaiserleibrücke Frankfurt/Main im Zug der Osttangente Frankfurt/Main mit N- und S-Rampe, dabei fallen allein für die Nordrampe 7 Bauwerksgutachten an,

die BAB Kassel–Wrexen–Hamm (ca. 50 km Strecke ohne die Anschlußstrecken und die Varianten, mit zahlreichen Damm- und Einschnittstrecken, z. Z. 19 Bauwerke in Bearbeitung),

BAB Kirchheim–Würzburg (64,5 km Strecke ohne die Anschlußstrecken und die Varianten, 11 Großbauwerke und 70 weitere Bauwerke).

BAB Main–Neckar (10 Bauwerke z. Z. in Bearbeitung),

Verlegung der B 49 bei Weilburg,

Hochstraße Wetzlar,

sowie das Rückhaltebecken an der Ohm bei Amöneburg.

Eine Anzahl der größeren Gutachten wurde im Berichtsjahr nicht abgeschlossen.

Außerdem wurden täglich zahlreiche mündliche und fernmündliche Auskünfte und Vorschläge über Gründungsfragen an die Staatsbauämter und andere Dienststellen des Landes, des Bundes und der Kommunen erteilt.

Der Auftragseingang betrug im gleichen Zeitraum 194 Gutachtenanträge, von denen eine Reihe Großaufgaben vorstellen (z. B. die obengenannte BAB Kirchheim–Würzburg), die bei der Bearbeitung in eine Anzahl von Einzelgutachten aufgelöst werden müssen.

Eine Anzahl weiterer Gutachtenanträge mußte während der gleichen Zeit abgelehnt und die Antragsteller an andere Stellen verwiesen werden.

Abt. V. Bodenkunde

In der Berichtszeit wurden folgende bodenkundliche Arbeiten erledigt:

a) Kartierungen

1. Erweiterung des Adaptionsprogramms im Weinbau mit Aufnahmen 1:500.
2. Bodenkundliche Karten von 4 Gemeinschaftsobstanlagen im Maßstab 1:1000.
3. Bodenkarte 1:10000 des Forstamtes Sonnenberg.
4. Bodenkarten 1:25000 Bl. Eltville, Bl. Presberg, Bl. Wiesbaden, Bl. Eiterfeld.
5. Bodenkarte des Rheingaukreises 1:50000.

b) Sonstige Arbeiten

1. Erarbeitung einer Standortskarte und Ermittlung der bodenangepaßten Unterlagssorten für den hessischen Weinbau.
2. Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen auf Bl. Hersfeld und auf Bl. Eiterfeld.
3. Erarbeitung neuer Darstellungsmethoden für die Bodenkarten 1:10000, 1:25000 und 1:50000.
4. Fertigung von vier bodenkundlichen Gutachten mit 2 Bodenkarten 1:1000 entwässerungsbedürftiger Gemarkungsteile von Bad König und Gadernheim-Raidelbach.
5. Beratung von acht landwirtschaftlichen Dienststellen und zwei Verbänden.
6. Bodenkundliche Spezialuntersuchungen an Weinbergs- und Steppenböden, an Pseudogleyen und Smonitzen, an Obstbaustandorten und an Rotlehmen.

Verschiedenes

Auch im vergangenen Geschäftsjahr haben eine Reihe von ausländischen Fachkollegen das Hessische Landesamt für Bodenforschung und seine Einrichtungen besichtigt und mit den wissenschaftlichen Mitarbeitern des Amtes Besprechungen über fachliche Probleme geführt. Es seien davon genannt:

Herr Edward A. Johnson, Leiter der Abteilung für forstliche Wasserwirtschaft bei der Forstversuchsstation in Columbus, Ohio, USA. Herr Johnson hat Hessen im August 1960 bereist, um die im Hessischen Landesamt für Bodenforschung entwickelte Methode der hydrogeologischen Feldkartierung kennen zu lernen, ferner

Herr Prof. Roru F. Onodera, Leiter der Abt. Geologie und Chemie der Public Works Research Institute des Ministry of Construction in Tokyo, dessen Interesse der Einrichtung der Abteilung Ingenieurgeologie galt. Von einem Sachbearbeiter des Amtes geführt, studierte er Baustellen und die Tätigkeit des Amtes bei Baugrund-Untersuchungsbohrungen.

Im Berichtszeitraum haben eine Reihe von Hochschulordinarien des In- und Auslandes mit Studierenden der Geologie, Geophysik, Mineralogie usw. um Führung bei Exkursionen (und Grubenbefahrungen) in geologisch interessanten Gebieten Hessens gebeten. In allen Fällen stellten sich, wie üblich, die wissenschaftlichen Mitarbeiter des Amtes dafür zur Verfügung, wie sie auch auf Einladung von Hochschulinstituten Kolloquiumsvorträge über ihre Arbeitsbereiche übernahmen und auf wissenschaftlichen Tagungen in Vorträgen über neue eigene Forschungsergebnisse berichteten.

Daneben übten 4 wissenschaftliche Mitglieder des Amtes ihre Lehrtätigkeit an den Universitäten Marburg und Mainz aus.

Amtliche Veröffentlichungen

In der Berichtszeit wurden die nachstehend aufgeführten Veröffentlichungen herausgegeben:

a) Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 88, 430 S., 73 Abb., 25 Tab., 23 Taf., Wiesbaden, 5. 9. 1960.

b) Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden,
Heft 31: Dietrich H. Röder, Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wiesbaden, 15. 5. 1960.
Heft 32: Heinrich Zakosek, Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Wiesbaden, 25. 3. 1960.
Heft 33: Wolfgang Krebs, Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., Wiesbaden, 25. 11. 1960.

Der Andruck der Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300000 wurde durchgeführt (s. S. 440).

Personalbestand: 1. Juli 1961

Leiter: Prof. Dr. Hans Udluft, Direktor
Vertreter: Prof. Dr. Hans Hentschel, Reg.-Direktor

Oberregierungsgeologen:
Dr. Friedrich Kutscher
Dr. Paul Pfeffer
Dr. Albert Schwarz
Dr. Friedrich Nöring

Regierungsgeologen:

Dr. Ernst Bargon
Dr. Alfred Finkenwirth
Dr. Hans-Günther Kupfahl
Dr. Manfred Lämmlen
Dr. Hansjoachim Lippert
Dr. Arnold Rabien
Dr. Franz Rösing
Dr. Otto Schmitt
Dr. Dietrich Thews
Dr. Heinrich Zakosek

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geologe Dr. Arthur Golwer
Dipl.-Geologe Dr. Bernward Hölting
Dipl.-Geologe Dr. Manfred Horn
Dipl.-Geologe Dr. Jens Kulick
Dipl.-Geologe Dr. Georg Matthess
Dipl.-Geologe Stefan Meisl
Dipl.-Geologin Dr. Renate Motzka
Dipl.-Ingenieur Karl-Hans Müller
Dipl.-Geologe Dr. Helmut Prinz
Dipl.-Geologe Dr. Dietrich Rambow
Dipl.-Geologe Dr. Konrad Reul
Geologe Dr. Arno Semmel
Dipl.-Geologe Dr. Bodo Steinbrecher
Dipl.-Geologe Dr. Witigo Stengel-Rutkowski
Geologe Dr. Rolf Villwock

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: Frau Johanna Schadwinkel
Frl. Ingrid Bock
Frl. Gerda Böhme
Frl. Helga Bücking
Frl. Liesel Falter
Frau Lieselotte Schulte
Karl Rompel

Technische Bedienstete:

Kartographen-Inspektor Hans Neumann
Norbert Bleck
Ludwig Böttiger
Josef Breitfelder
Richard Buschner
Ewald Cloeren

Hans Ewald
Karl Fink
Anton Glaser
Rudolf Heuser
Albert Karschny
Gerhard Laue
Albert Romschinski
Frl. Susanne Salcher
Alois Sedlatschek
Otto Sohn
Erwin Thiel
Helmut Wesner

Landkartentechnisches Büro:
Leitung: Kartographen-Oberinspektor Johannes Matheis
Jürgen Bartholomay
Josef Bäuerlein
Frl. Ingeborg Brandt
Josef Fischer
Frl. Antonie Hoch
Siegfried Stein
Paul Uhl

Verwaltung:
Leitung: Reg.-Amtmann Hubertus Christian
Hubert Grossmann
Frl. Ilse Frölich
Frau Ursula Michna

Schreibbüro:
Leitung: Frl. Gertrud Schumacher
Frl. Christel Krutz
Frl. Hildegard Männle
Frl. Heidrun Müller
Frl. Ursula Röhrig
Frau Ursula Roth
Frau Elisabeth Ruthe
Frau Doris Schiml
Frau Ursula Stober
Frau Edle Wiegand

Archiv, Registratur, Pförtner, Schriftleitung und Telefon:
Reg.-Hauptsekretär Ernst Ruppel
Frl. Gerda Arzbächer
Rudolf Diehl

Hans Klebe
Frl. Anny Müller
Frau Erika Panneitz
Frau Rosemarie Reubold
Frau Hedwig Wewer

Lohnempfänger:
Fahrer Wilhelm Brück
Fahrer Ferdinand Fliess
Fahrer Alfred Hubmann
Fahrer Friedrich Ludwig
Fahrer Karl-Heinz Otto
Fahrer Wilhelm Richter
Facharbeiter Karl Hielscher
Facharbeiter Gerhard Knab
Hausmeister Gotthard Liess
Heizer Werner Faika
Reinmachefrauen: Frau Karoline Diehl
Frau Adele Loeffler

Freiwillige Mitarbeiter:
Prof. Dr. Otto Burre, Oberregierungsgeologe a. D., Darmstadt, Niebergallweg 26
Erwin Busse, Verwaltungsoberinspektor, Kassel, Holländische Straße 104/III
Prof. Dr. Franz Michels, Direktor i. R., Wiesbaden, Schöne Aussicht 17
Oscar Rose, Konrektor i. R., Wiesbaden, Bismarckring 1
Dipl.-Geologe Dr. Erwin Schenk, Gießen, Professorenweg 6
Dr. Max Teike, Oberregierungsgeologe a. D., Wiesbaden, Drususstr. 29
Prof. Dr. Heinz Tobien, Darmstadt, Friedenplatz 1
Prof. Dr. Wilhelm Wagner, Bergrat, Darmstadt, Claudiusstr. 16

Korrespondent:
Dr. Fritz Häuser, Oberstudienrat, Windecken, Kr. Hanau, Bahnhofstr. 15

Ausgeschieden bis 30. Juni 1961:
Dipl.-Geologe Dr. Erwin Schenk
Reg.-Geologe Dr.-Ing. Karl Simon
Ingenieur Manfred Oberndörfer
Frau Christine Schumacher
Frl. Margot Schüler
Frau Irmgard Schwanecke

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 451—452 | Wiesbaden, 21. 7. 1961

HANS PENNDORF †

Von

ERWIN BUSSE, Kassel

Am 1. November 1960 ist HANS PENNDORF im 82. Lebensjahr nach kurzer Krankheit im Lendersdorfer Krankenhaus, unweit Düren/Rhld., an Herzschwäche ruhig eingeschlafen. Mit ihm ist ein ausgezeichneter Kenner der Geologie Niederhessens von uns gegangen.

HANS PENNDORF wurde am 10. 1. 1879 in Köstritz/Thür. als Sohn des Ökonomie-Inspektors HERMANN PENNDORF geboren. Die Schulzeit beendete er Ostern 1893 in der Mittelschule Minden/Westf. und besuchte anschließend die Präparande in Osterwieck a. H. und das Kgl. evangelische Schullehrer-Seminar in Mühlhausen/Thür. zur Vorbereitung auf den gewählten Lehrerberuf. In Mühlhausen legte er 1899 seine erste und — unterbrochen durch seine Militärzeit — seine zweite Lehrerprüfung ab. Er wirkte dann dort bis zum März 1904 als Volksschullehrer. In den folgenden 2 Jahren bis 1906 finden wir PENNDORF in Göttingen, und am 1. 4. 1906 trat er in den Schuldienst der Stadt Kassel ein, in dem er an den Bürgerschulen Unterneustädter Kirchplatz, Philosophenweg und Bettenhausen wirkte. Am 1. 4. 1943 trat er in den Ruhestand.

Schon frühzeitig fand HANS PENNDORF den Weg zur Geologie und Paläontologie. In den großen Plänerkalksteinbrüchen am „Großen Fallstein" zwischen Hornburg und Osterwieck lernte er die Obere Kreide mit ihrem Reichtum an Fossilien kennen, wo man „damals noch die Seeigel en masse aufsammeln konnte", und in Mühlhausen und Umgebung hat er den Muschelkalk kennengelernt. Während seiner Tätigkeit in Göttingen finden wir ihn als Gasthörer der Universität bei Professor VON KOENEN; hier lernte er auch Professor STILLE und — außerhalb des geologischen Rahmens — den Lehrer und Heidedichter Hermann Löns kennen. —

Im Jahre 1900 kam H. PENNDORF zum erstenmal mit einer Vereinigung Thüringer Lehrer in das Meißnergebiet, und vielleicht hat diese erste Bekanntschaft mit der geologisch interessanten und landschaftlich reizvollen Umgebung des Meißners einen entscheidenden Einfluß auf die Wahl Kassels zum beruflichen Wohnsitz gehabt.

Als ausdauernder Wanderer hat PENNDORF von Kassel aus in unendlicher Kleinarbeit die Grundlagen für seinen 2 Jahrzehnte später herausgegebenen geologischen Führer „Geologische Wanderungen im Niederhessischen Bergland" (1926, Heimatschollenverlag Melsungen) erarbeitet. Er war wahrscheinlich während dieser Zeit der beste Kenner der Geologie Niederhessens.

Mit dem Verein für Naturkunde in Kassel kam PENNDORF zeitig in Berührung; am 20. Mai 1918 wurde er Mitglied. Hier lernte er geologisch interessierte Männer kennen, zu denen auch die Professoren Moesta, Hornstein und Milde sowie die bedeutenden Geologen Blanckenhorn und Beyschlag gehörten. Etwa im Jahre 1921 wurde er bei der Gründung einer geologischen Gruppe innerhalb des V. f. N. der geistige Mittelpunkt. In zahlreichen Exkursionen führte er die Teilnehmer in die Geologie Niederhessens ein. Nach dem ersten Weltkrieg hielt PENNDORF auch Vorträge in der Volkshochschule Kassel. Für die Festschrift zum 100jährigen Bestehen des V. f. N. in 1936 lieferte PENNDORF den „Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Kasseler Beckens auf Grund neuer Aufschlüsse", die bei dem Bau der Autobahn zwischen Sandershäuser Berg–Eichwäldchen–Lindenberg (K.-Bettenhausen) entstanden waren. Seine letzte Arbeit behandelte die Lieblinge seiner Fossilsammlung, die „Ammonshörner" des Oberen Muschelkalkes, die in den Abhandlungen der Senckenberg. naturforsch. Ges., Frankfurt/M., veröffentlicht wurde (1951): „Die Ceratitenschichten am Meißner in Niederhessen". Alle seine Forschungsergebnisse über Ceratiten hat er hier zusammengefaßt. Seine große Sammlung der Kopffüßer des Oberen Muschelkalkes ist jetzt im Senckenberg-Museum in Frankfurt aufbewahrt.

Dem Wanderer HANS PENNDORF haben entsprechend seinem Ausspruch: „Durch die Geologie lernt man Land und Leute kennen", seine Wege die Liebe zum hessischen Land und zu seinen Bewohnern geweckt. Niederhessen war ihm Heimat geworden, an die er in seinem letzten Heim in Niederau bei Düren mit Sehnsucht zurückdachte.

Wer an seinen zahlreichen geologischen Führungen teilnehmen durfte, tat dies mit Gewinn. Seine geologischen Kenntnisse an außerordentlich vielen einzelnen Lokalitäten waren bewundernswert. PENNDORFS Kenntnisse waren auch in Fachkreisen bekannt und anerkannt. Mit einer gesunden „Knorrigkeit" und, wenn es angebracht war, auch mit Sarkasmus verband sich ein erquickender Humor und eine Unterhaltungsgabe, die alle in seinen Bann zog und die Wanderungen doppelt anziehend machten.

Als man wenige Jahre nach dem letzten Weltkrieg wieder daran ging, aus dem schwerbeschädigten Naturkundemuseum Kassels erneut einen Hort der Kultur und des Wissens zu schaffen, war auch HANS PENNDORF selbstlos bereit, seinen Anteil an der Ordnung der in Schutt und Asche vergrabenen Schätze des Museums zu leisten. Ihm und seiner Sachkenntnis ist es zu danken, daß schon bald wieder einige Vitrinen mit Fossilien und Gesteinen ausgestellt werden konnten.

Im Jahre 1953 traf ihn der härteste Schlag seines Lebens, der Tod seiner Gattin. Das Schicksal führte ihn zuerst zu seinem Sohn in Birk bei Herzogenrath (bei Aachen) und später in das Altersheim Niederau bei Düren.

Nun ruht seine Asche wieder im Hessenland; in Kassel trug sein Sohn am 20.11.1960 seine Urne zum Grabe seiner Lebensgefährtin.

Uns bleibt der erfolgreiche niederhessische Geologe und der Mensch HANS PENNDORF unvergessen.

Manuskript eingegangen am 30. 12. 1960

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	89	S. 453—487	Wiesbaden, 21. 7. 1961

Hessisches Geologisches Schrifttum 1960

Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1959

Bearbeitet von GEORG MATTHESS, Wiesbaden

Nachtrag aus dem Jahre 1938

CÜRTEN, W.: Hirschkäfer-Schicksal. — Natur u. Volk, **68**, 5, S. 246—247, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1938. [Hinweis über Bodenwasser im Frankfurter Stadtwald]

HARTKE, W.: Das Arbeits- und Wohnortsgebiet im Rhein-Mainischen Lebensraum. — Rhein-Main. Forsch., **18**, 34 S., 3 Abb., 14 Ktn., Frankfurt a. M. 1938.

JESSEN, W.: Lackprofile in der erdgeschichtlichen Heimat-Schausammlung. — Natur u. Volk, **68**, 3, S. 120—123, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1938. [Beispiele aus Hessen]

PLEWE, E.: Geomorphologische Studien am pfälzischen Rheingrabenrand. — Bad. geogr. Abh., 70 S., Freiburg i. Br. 1938.

REUTER, L.: Die Brunnenbohrungen für öffentliche Wasserversorgungsanlagen in Bayern 1916 bis 1938. — Gesch.-Ber. bayer. L.-Amt Wasserversorg., München 1938.

WOELFLE, M.: Windschutzanlagen. Die Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Geländeausformung auf der Hohen Rhön und die Anlage geeigneter Windschutzstreifen im Vollzug des Dr. HELLMUTH-Planes. — Forstwiss. Cbl., **60**, S. 52—63, 73—86, 1938.

Nachtrag aus dem Jahre 1939

BOTT, R.: Die Lehmwespe *Odynerus parietum* und ihre eigenartige Vernichtung durch die Schmarotzerfliege *Meigenia floralis*. — Natur u. Volk, **69**, 11, S. 542—547, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1939. [Frankfurt am Main]

EBERLE, G.: Goldlack. — Natur u. Volk, **69**, 5, S. 259—261, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1939. [Rhein-Main-Gebiet]

FRANZ, E.: Der Verwüster (*Tribolium destructor* UYTT.). Ein für Frankfurt neuer Käfer. — Natur u. Volk, **69**, 5, S. 261—263, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1939.

MESCHETT, G. & E. DOSTAL: Eine Luftspiegelung im Rheintal. — Natur u. Volk, **69**, 12, S. 605—606, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1939.

MOELLER, L.: Die Entwicklung des Eisenbahnnetzes im Vogelsberg. — Rhein-Main. Forsch., **20**, 79 S., 1 Kte., Frankfurt a. M. 1939.

TRUPP, H.: Das Bauernhaus im westlichen Taunus. — Rhein-Main. Forsch., **22**, 48 S., 16 Taf., 3 Ktn., Frankfurt a. M. 1939.

Nachtrag aus dem Jahre 1940

FRANZ, E.: Gallen der Rispengras-Gallmücke. — Natur u. Volk, **70**, 11, S. 564—569, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1940. [Königstein und Falkenstein im Taunus]

HABERLANDT, G.: Die Sojabohne. — Natur u. Volk, **70**, 4, S. 183—188, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1940. [Darmstadt, Bad Nauheim]

HEIDT, K.: Die grüne Nieswurz („Schweine-Schwarzwurzel"), eine alte Heilpflanze im hessischen Bauerngarten. — Natur u. Volk, **70**, 11, S. 569—572, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1940.

LUDWIG, W.: Der Backenklee (*Dorycnium herbaceum* VILL.) bei Frankfurt a. M. — Natur u. Volk, **70**, 12, S. 609—612, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1940.

MÜGGE, R.: Erdbeben-Katastrophen einst und jetzt. — Natur u. Volk, **70**, 11, S. 542 bis 549, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1940. [Erdbebenschwarm von Groß-Gerau]

ZILCH, A.: Leuchtende Hundertfüßler bei Frankfurt a. M. — Natur u. Volk, **70**, 2, S. 99 bis 100, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1940.

Nachtrag aus dem Jahre 1941

BOTT, R.: Mißglückter Schlüpf-Versuch einer Libelle. — Natur u. Volk, **71**, 10, S. 490 bis 492, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1941. [Nidda-Ufer bei Frankfurt am Main]

EBERLE, G.: Die Schleierdame [*Dictyophora duplicata* (BOSC) ED. FISCHER] in Hessen-Nassau. — Natur u. Volk, **71**, 7, S. 355—358, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1941.

— Die Würger *(Orobanche)*, ein Schmarotzergeschlecht unserer heimischen Pflanzenwelt. — Natur u. Volk, **71**, 3, S. 139—145, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1941. [Rhein-Main, südwestliches Deutschland]

GIERSBERG, H.: Einheimische und eingeschleppte Land-Planarien. — Natur u. Volk, **71**, 4, S. 174—178, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1941. [Beispiele aus Frankfurt am Main, Vogelsberg, Taunus usw.]

HIRSCH, F. W.: Die Tunnelfährte einer Maulwurfs-Grille (*Gryllotalpa vulgaris* L.). — Natur u. Volk, **71**, 4, S. 184—187, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1941. [Zechstein des Büdinger Waldes: Haingründau]

KLAAS, C.: Ein Wanderfalke als Wintergast Frankfurts. — Natur u. Volk, **71**, 12, S. 563 bis 570, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1941.

MARZELL, H.: Ein Tier-Heilmittel der Vogelsberger Bauern 2000 Jahre alt! — Natur u. Volk, **71**, 2, S. 96—98, Frankfurt a. M. 1941.

RICHTER, R.: Das lebendigste von GOETHES Werken bleibt die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft! — Natur u. Volk, **71**, 1, S. 1—2, Frankfurt a. M. 1941.

SCHEER, K.: Rachitis-Bekämpfung durch Milch-Bestrahlung. — Natur u. Volk, **71**, 4, S. 159—168, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1941. [Beispiele aus Frankfurt am Main]

SCHMIDT, E.: Mikrophotographischer Atlas der mitteleuropäischen Hölzer. — Schr.-R. Reichsinst. f. ausländische u. koloniale Forstwirtsch., **1**, Neudamm (Neumann) 1941.

Nachtrag aus dem Jahre 1942

BECKER, F.: Der Gartenbau der Stadt Frankfurt a. M. — Rhein-Main. Forsch., **26**, 74 S., 17 Ktn., Frankfurt a. M. 1942.

EBERLE, G.: Wollgras. — Natur u. Volk, **72**, 5/6, S. 85—91, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1942. [Vogelsberg, Rhön]

HEIDT, K.: Gegenwärtige Kenntnis und Anwendung einheimischer Heilpflanzen in der Volksmedizin Hessen-Nassaus. — Gießen (Münchow) 1942.

Nachtrag aus dem Jahre 1943

BARY, A. DE: JOHANN CHRISTIAN SENCKENBERG, sein Leben und sein Werk. — Natur u. Volk, **73**, 1/2, S. 22—36, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1943.

BOTT, R.: Lebensgeschichte einer Zuckmücke *(Tanytarsus)*. — Natur u. Volk, **73**, 9/10, S. 244—250, 10 Abb., Frankfurt a. M. 1943. [Frankfurt am Main]

EBERLE, G.: Waldreben. — Natur u. Volk, **73**, 7/8, S. 179—183, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1943. [Maintal zwischen Würzburg und Frankfurt]

FISCHER, H.: Beobachtungen an der Wespenspinne (*Argiope brünnichii* SCOP.). — Natur u. Volk, **73**, 7/8, S. 150—155, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1943.

FRANZ, E.: Der Erbsen-Blattrandkäfer (*Sitona lineata* L.). — Natur u. Volk, **73**, 11/12, S. 307—308, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1943. [Taunus]

Hennig, E.: Der Wasgenwald. — Natur u. Volk, **73**, 1/2, S. 1—13, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1943. [Hinweise auf den Odenwald]

Hohorst, W.: *Argiope brünnichii* Scop. im Taunus. — Natur u. Volk, **73**, 5/6, S. 128—129, Frankfurt a. M. 1943.

Jung, K.: Die geophysikalische Erforschung des Untergrundes. — Natur u. Volk, **73**, 9/10, S. 250—260, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1943. [Radioaktive Messungen über einer Verwerfung bei Oberkaufungen]

Klaas, C.: Aus dem Leben eines Frankfurter Sperber-Paares. — Natur u. Volk, **73**, 9/10, S. 260—267, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1943.

Ludwig, W.: Über das Vorkommen der Engelwurz (*Angelica archangelica* L.) bei Frankfurt a. M. — Natur u. Volk, **73**, 11/12, S. 287—292, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1943.

Schmidt, Hertha: *Argiope brünnichii* Scop. im Taunus. — Natur u. Volk, **73**, 3/4, S. 86, Frankfurt a. M. 1943.

— Elisabeth Schultz und ihre Blumenbilder. — Natur u. Volk, **73**, 11/12, S. 292—293, Frankfurt a. M. 1943.

— Senckenberg in Goethes Dichtung. — Natur u. Volk, **73**, 3/4, S. 82—84, Frankfurt a. M. 1943.

Nachtrag aus dem Jahre 1944

Boettger, C. R.: Känguruhs in Deutschland in freier Wildbahn. (Nachtrag.) — Natur u. Volk, **74**, 5/6, S. 158, Frankfurt a. M. 1944. [Kühkopf bei Erfelden]

Eberle, G.: Mönchs-Eulen. — Natur u. Volk, **74**, 1/2, S. 14—21, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1944. [Beispiel aus Wetzlar]

Klaas, C.: Kornweihe und Wiesenweihe. — Natur u. Volk, **74**, 3/4, S. 95—99, 2 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M. 1944. [Rhein-Main-Gebiet]

Mertens, R.: Zum 100. Geburtstag Oskar Boettgers. — Natur u. Volk, **74**, 3/4, S. 93 bis 95, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1944.

Richter, E.: Blätterpilze *(Agaricaceae)* als Asphalt-Zerstörer. — Natur u. Volk, **74**, 1/2, S. 11—14, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1944. [Beispiele aus Frankfurt am Main]

Nachtrag aus dem Jahre 1946

Mertens, R.: Der Wanderfalke, ein Brutvogel des unteren Maingebietes. — Natur u. Volk, **75/76**, 10/12, S. 67—68, Frankfurt a. M. 1946.

Nachtrag aus dem Jahre 1947

Boettger, C. R.: Gefährdung eines Fabrikbetriebes durch eine Wasserschnecke. — Natur u. Volk, **77**, 1/3, S. 24—27, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1947. [Kassel]

Burck, O.: Vom Kräutchen „Rührmichnichtan". — Natur u. Volk, **77**, 10/12, S. 178 bis 179, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1947. [Frankfurter Oberwald]

— Schmalblättriges Lungenkraut, *Pulmonaria angustifolia*. — Natur u. Volk, **77**, 4/6, S. 89, 1 Taf., Frankfurt a. M. 1947. [Frankfurt am Main und Umgebung]

Eberle, G.: Kleine Lebensgeschichte des Heide-Ringelspinners *(Malacosoma castrensis)*. — Natur u. Volk, **77**, 4/6, S. 62—71, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1947. [Massenkalk bei Wetzlar]

Kuhl, G.: Ein seltener Süßwasser-Polyp ohne Fangarme *(Craspedacusta sowerbii)*. — Natur u. Volk, **77**, 4/6, S. 50—57, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1947. [Main]

Nachtrag aus dem Jahre 1948

Baas, J.: Die San José-Schildlaus. — Natur u. Volk, **78**, 4/6, S. 58—65, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1948. [Rhein-Main-Neckar-Gebiet u. a. O.]

Eberle, G.: Wilde Nelken. — Natur u. Volk, **78**, 7/9, S. 128—132, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1948. [Massenkalk bei Marburg/Lahn]

MERTENS, R.: Neues über das Vorkommen der Äskulapnatter in Deutschland. — Natur u. Volk, **78**, 4/6, S. 78—80, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1948. [Schlangenbad im Taunus, Richthof bei Schlitz, Hirchhorn]

WEISCHET, W.: Die Schneedecke im Rheinischen Schiefergebirge und ihre synoptisch-meteorologischen Bedingungen. — Diss., Bonn 1948.

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen 1945, 1946, 1947. — Beitr. Statist. Hessens, **6**, 28 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1948.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1938, 1945, 1946, 1947. — Beitr. Statist. Hessens, **4**, 75 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1948.

Nachtrag aus dem Jahre 1949

BERNATZKY, A.: Unser Wald. — Natur u. Volk, **79**, 5/6, S. 106—113, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1949.

BOTT, R.: Amerikanische Flußkrebse im Main. — Natur u. Volk, **79**, 5/6, S. 139—143, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1949.

CORELL, L.: Bedrohter Nidda-Arm bei Berkersheim. — Natur u. Volk, **79**, 11/12, S. 329 bis 330, Frankfurt a. M. 1949.

EBERLE, G.: Der Wassernabel. — Natur u. Volk, **79**, 9/10, S. 260—262, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1949. [Beispiel aus Hessen]

GONTARSKI, H.: Giftige Bienenpflanzen? — Natur u. Volk, **79**, 7/8, S. 180—186, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1949. [Frankfurt am Main]

HUNDT, H.-J.: Jahrring-Forschung und Vorgeschichte. — Natur u. Volk, **79**, 7/8, S. 174 bis 180, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1949. [Beispiel aus Hessen]

KLAAS, C.: Zur Lebens- und Verhaltensweise des Habichts. — Natur u. Volk, **79**, 3/4, S. 68—75, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1949. [Frankfurter Oberwald]

SARTORIUS, O.: Betriebsgrößen und wirtschaftliche Verhältnisse im pfälzischen und rheinhessischen Weinbau. — CHRISTIAN-ECKERT-Festschr., S. 225—242, Mainz 1949.

STUMM, K.: Ein offenes Wort zu den Unwetterschäden im Rheingau. — Der Weinbau, **13**, 1949.

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen 1947—1948. — Beitr. Statist. Hessens, **21**, 41 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1949.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1947—1948. — Beitr. Statist. Hessens, **16**, 61 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1949.

Die hessische Ausfuhr im Jahre 1948. — Beitr. Statist. Hessens, **17**, 116 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1949.

Die hessische Binnenschiffahrt im Jahre 1948. — Beitr. Statist. Hessens, **19**, 12 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1949.

Die Viehwirtschaft in Hessen 1938, 1945—1948. — Beitr. Statist. Hessens, **15**, 68 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1949.

Nachtrag aus dem Jahre 1950

BOTT, G.: Die Städte in der Wetterau und im Kinzigtal. — Rhein-Main. Forsch., **29**, 88 S., 15 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1950.

DÖPP, W.: Schädigung durch Sonnenstrahlung bei Bäumen. — Natur u. Volk, **80**, 11/12, S. 320—323, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1950. [Umgebung von Marburg/Lahn]

KLAAS, C.: Untersuchungsergebnisse von Waldkauz-Gewöllen. — Natur u. Volk, **80**, 7/8, S. 240—246, 3 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1950. [Umgebung von Frankfurt am Main]

LÖTSCHERT, W.: Ein nordamerikanischer Bauchpilz im Palmengarten zu Frankfurt am Main. — Natur u. Volk, **80**, 1/2, S. 45—49, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1950.

NOTHDURFT, H.: Erster Nachweis der Zweifelhaften Flockenblume in der Rhein-Mainischen Flora. — Natur u. Volk, **80**, 7/8, S. 238—240, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1950.

Schindler, U.: Verlauf einer Kettenkrankheit bei Europäischer Lärche. — Natur u. Volk, **80**, 1/2, S. 15—21, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1950. [Bramwald]

Schmidt, H. von: Die Kurmittel von Bad Orb und ihre Wirkungen. — 127 S., Bad Orb 1950.

Wetter, C.: Ein tropischer Wasserfarn im Rhein. — Natur u. Volk, **80**, 4, S. 140—142, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1950. [Rhein-Altarme bei Budenheim bei Mainz]

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen 1948—1949. — Beitr. Statist. Hessens, **28**, 45 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1950.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1948—1949. — Beitr. Statist. Hessens, **25**, 67 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1950.

Die hessische Ausfuhr im Jahre 1949. — Beitr. Statist. Hessen, **32**, 59 S., Wiesbaden 1950.

Die hessische Binnenschiffahrt im Jahre 1949. — Beitr. Statist. Hessens, **33**, 11 S., Wiesbaden 1950.

Nachtrag aus dem Jahre 1951

Eberle, G.: Erdsterne. — Natur u. Volk, **80**, 1/2, S. 12—23, 7 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M. 1951. [Wetzlar]

Ermann, O.: Verwitterungs-Erscheinungen an Sandsteinen im Nahe-Bergland. — Natur u. Volk, **81**, 12, S. 310—315, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1951.

Kräusel, R.: Pilzrasen. — Natur u. Volk, **81**, 12, S. 315—318, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1951. [Beispiele aus Frankfurt am Main]

Laibach, F.: Der Pappelschüppling *(Pholiota destruens)* auf einer Kanadischen Pappel. — Natur u. Volk, **81**, 12, S. 318—320, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1951. [Frankfurt am Main]

Müller, K.: Fische und Fischregionen der Fulda. — Jber. limnol. Flußstation Freudenthal, **2**, S. 18–23, 1951.

Scharrer, K. & H. Fast: Untersuchungen über die dem Boden durch die Niederschläge zugeführten Pflanzennährstoffe. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., **55**, S. 97 bis 106, Weinheim 1951. [Untersuchungen in Gießen]

Scherer, H.: Hydrogeologie der Pfalz. — Vortr. auf der Mitgliederversamml. u. Tagung d. Südwestdeutsch. Wasserwirtschaftsverbandes in Bad Dürkheim, April 1951.

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen 1949—1950. — Beitr. Statist. Hessens, **41**, 59 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1951.

Die hessische Ausfuhr im Jahre 1950. — Beitr. Statist. Hessens, **42**, 84 S., Wiesbaden 1951.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1949—1950. — Beitr. Statist. Hessens, **38**, 83 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1951.

Nachtrag aus dem Jahre 1952

Bauer, W.: Der Windfaktor im Obstbau. Ein Beitrag zur Geländeklimatologie des Odenwaldes. — Ber. deutsch. Wetterd., US-Zone, **42**, S. 352—358, 1952.

Kreutz, W. & K. Schubach: Lokalklimatische Geländekartierung der südlichen Bergstraße unter besonderer Berücksichtigung der Gemarkung Heidelberg. — Mitt. deutsch. Wetterd., US-Zone, **13**, 1952.

Schneider, M.: Summen, Mittel und mittlere Extreme der Temperatur von phänologischen Zeitspannen. Ein Beitrag zur phänologischen Klimatologie Süddeutschlands und zum Temperatursummenproblem. — Ber. deutsch. Wetterd., US-Zone, **42**, S. 276 bis 328, 1952.

Schnelle, F. & S. Uhlig: Beiträge zur Phänologie Deutschlands. I. Karten des phänologischen Jahresablaufs der Einzeljahre 1936—1944. — Ber. deutsch. Wetterd., US-Zone, **39**, 1952.

Schnelle, F. & F. Witterstein: Beiträge zur Phänologie Deutschlands. II. Tabellen phänologischer Einzelwerte von etwa 500 Stationen der Jahre 1936—1944. — Ber. deutsch. Wetterd., US-Zone, **41**, 1952.

Seifert, F.: Die Abwässerfrage in der Kaliindustrie. — Ber. abwassertechn. Ver., Die Essener Tagung, S. 158—174, 1952.

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen 1950—1951. — Beitr. Statist. Hessens, **49**, 41 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1952.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1950—1951. — Beitr. Statist. Hessens, **51**, 81 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1952.

Hessische Gemeindestatistik 1950 — Heft 1 bis 4. — Beitr. Statist. Hessens, **48**, Wiesbaden 1952.

1. Gebiet, Bevölkerung, Gebäude, Wohnungen. — 115 S.
2. Bevölkerung, Erwerbspersonen, Wirtschaftsbereiche, Soziale Gruppen, Pendelwanderung. — 115 S.
3. Arbeitsstätten, Beschäftigte, Arbeitslose, Gemeindesteuern. — 115 S.
4. Landwirtschaftliche Betriebe, Bodennutzung, Viehbestand. — 127 S.

I. Die Wanderungen im Bundesgebiet 1950. II. Die Bevölkerungsdichte im Bundesgebiet und ihre Entwicklung. — Mitt. Inst. Raumforsch., **14**, 2. verbess. Aufl., Bad Godesberg 1952.

Nachtrag aus dem Jahre 1953

ACKERMANN, VON DER AU, BOLBACH, HELDMANN, JORNS: Der Eberstädter Naturpfad. — Schr.-R. Naturschutzstelle Darmstadt-Stadt „Naturschutz, Landschaftspflege, Heimatkunde", **4/5**, 117 S., 33 Abb., 25 Taf., Darmstadt 1953.

BURCK, O.: Unsere Erlen. — Natur u. Volk, **83**, 2, S. 39—43, 1 Taf., Frankfurt a. M. 1953. [Wetterau, Offenbach am Main]

EBERLE, G.: Donnerwurz. — Natur u. Volk, **83**, 10, S. 336—343, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1953. [Münzenberg/Wetterau]

— Das Zwerggras *(Mibora minima)*. — Natur u. Volk, **83**, 2, S. 33—39, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1953. [Rhein-Main-Gebiet]

HABERER, L.: Industrielle Wasserversorgung. — BASF, **3**, S. 209—212, Ludwigshafen 1953.

HARTKE, W.: Die soziale Differenzierung der Agrarlandschaft im Rhein-Main-Gebiet. — Erdkunde, **7**, 1, 1953.

JÄKEL, H.: Ackerbürger und Ausmärker in Alsfeld/Oberhessen. Sozialgeographische Studie über die Entwicklung der Gemarkung einer Ackerbürgerstadt. — Rhein-Main. Forschg., **40**, Frankfurt a. M. 1953.

KRÄUSEL, R.: Frankfurter Feigen. — Natur u. Volk, **83**, 3, S. 80—86, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1953.

— OTTO BURCK, dem jüngsten Korrespondierenden Mitglied der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, zum 80. Geburtstag am 11. Oktober 1953. — Natur u. Volk, **83**, 10 S. 357—358, Frankfurt a. M. 1953.

MARKS, F. & B. WURZSCHMITT: Der Weg des Wassers in der BASF. — BASF, **3**, S. 203 bis 207, Ludwigshafen 1953.

REUMUTH, H.: Das Rheinwasser lebt. — BASF, **3**, S. 191—197, Ludwigshafen 1953.

RICHTER, R.: Vorzeitliche Korallen entschleiern deutsche Gebirge. Die Sammlung WEDEKIND, ein Archiv geologischer Urkunden im Senckenberg. — Natur u. Volk, **83**, 4, S. 109—115, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1953.

SCHNELLE, F.: Beiträge zur Phänologie Deutschlands III. 6 Mittelwertskarten (1936 bis 1944) Vorfrühling bis Herbst. — Ber. deutsch. Wetterd., **1**, 1, 8 S., 6 Faltktn., Bad Kissingen 1953.

SCHLOEMER, A.: Ein verwilderter Wasserfarn, *Azolla filiculoides*. — Natur u. Volk, **83**, 4, S. 131—134, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1953. [Nidda-Altarm bei Frankfurt am Main]

WESLY, W.: Die Reinigung von Wasser in der Industrie. — BASF, **3**, S. 213—217, Ludwigshafen 1953.

Anbau und Ernten von Gemüse, Obst und Wein in Hessen im Jahre 1952. — Beitr. Statist. Hessens, **60**, 43 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1953.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1951—1952. — Beitr. Statist. Hessens, **59**, 82 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1953.

Die Obstbaumzählung 1951 in Hessen (Endgültige Ergebnisse). — Beitr. Statist. Hessens, **57**, 28 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1953.

Viehwirtschaft in Hessen 1949—1951. — Beitr. Statist. Hessens, **58**, 133 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1953.

Nachträge aus dem Jahre 1954

Aniol, R.: Über starke Niederschläge im Gebiet Taunus-Odenwald. — Ber. deutsch. Wetterd., **1**, 11, 16 S., Bad Kissingen 1954.

Arzt, Th.: Frauenschuh und Spinne. — Natur u. Volk, **84**, 12, S. 421—425, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Kreis Wetzlar]

Bott, H.: Vom Wein- und Tabakbau im Hanauer Land. — Hanau Stadt u. Land, Hanau 1954.

Burck, O.: Frühlings-Knotenblume. — Natur u. Volk, **84**, 2, S. 50, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Offenbach, Kronberg, Homburg u. a. O. im Taunus]

Debor, H. W.: Geschichte des Wein- und Obstbaues im Odenwald. — Beerfelden 1954.

Eberle, G.: Der Eichen-Schälwald, ein im Schwinden begriffener Zweig der Waldwirtschaft. — Natur u. Volk, **84**, 5, S. 137—142, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Kreis Wetzlar]

— Die Orchideen der deutschen Heimat. — Senckenberg-Buch, **30**, 104 S., 78 Abb., Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer) 1954.

— Zukömmlings-Sprosse aus dem Überwallungs-Gewebe von Rotbuchen-Stubben. — Natur u. Volk, **84**, 6, S. 206—209, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Wetzlar]

Gebhardt, L. & W. Sunkel: Die Vögel Hessens. Unter Mitarbeit von J. Steinbacher. — Senckenberg-Buch, **34**, 532 S., 6 Taf., zahlr. Ktn., Frankfurt a. M. (Dr. W. Kramer) 1954.

Haass, G.: Gemeindetypen im Umkreis der nördlichen Oberrheinebene. — Diss., Mainz 1954.

Jäger, H.: Wüste Ortsstätten in Wald und Feld. — Natur u. Volk, **84**, 9, S. 326—331, 8 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Seulingswald bei Hersfeld]

Klemmer, K.: Fledermäuse und ihre Wanderungen im Rhein-Main-Gebiet. — Natur u. Volk, **84**, 12, S. 413—421, 7 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M. 1954.

Kräusel, R.: Mitteleuropäische Pflanzenwelt; Kräuter und Stauden. — Unter Mitarbeit von Dr. H. Merxmüller und Dr. H. Nothdurft. Lief. 1—5, 168 Einzeldarst. auf 168 Taf., Hamburg (Kronen-Verl.) 1954.

Kuron, H.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchungen typischer Schadensgebiete. I. Der Roßbacher Hof bei Erbach im Odenwald. Bearb. von L. Jung, E. Schönhals und H. Weber. — Mitt. Inst. Raumforsch., **23**, Bad Godesberg 1954.

Malsi, M.: Die Einwirkungen der Offenbacher Lederindustrie auf die sozialgeographischen Verhältnisse der benachbarten Landgemeinden. — Diss., Frankfurt a. M. 1954.

Mügge, R.: Aufzeichnung von Luftdruck und Erdbebenwellen mit Hilfe von Brunnenspiegeln. — Assemblée Générale de Rome 1954, C. R. et Rapp. d. l. Commission d. Eaux Souterraines, **II**, S. 49—52, 2 Abb., 1954. [Inheiden]

Reineck, H.-E.: Fossile Schleifspuren und Abdrücke von Schaum und Blasen. — Natur u. Volk, **84**, 7, S. 226—233, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1954. [Rehbacher Steig/Nierstein]

Schmitt, O.: Bodenerosion durch Regen und Schmelzwässer im Rhein-Main-Gebiet. — Natur u. Volk, **84**, 3, S. 69—78, 10 Abb., Frankfurt a. M. 1954.

Uhlig, S.: Windschutzanlagen auf der Hohen Rhön. — Mitt. deutsch. Wetterd., **1**, 9, 17 S., Bad Kissingen 1954.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1953. — Beitr. Statist. Hessens, **65**, 89 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1954.

Jahresbericht für das Jahr 1953. — Jber. deutsch. Wetterd., 1, Frankfurt a. M. 1954.

Viehwirtschaft und ausgewählte Betriebsmittel der hessischen Landwirtschaft 1952 und 1953. — Betr. Statist. Hessens, **70**, 82 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1954.

Nachtrag aus dem Jahre 1955

BAAS, J.: Die Mittelmeer-Fruchtfliege in Frankfurt am Main. — Natur u. Volk, **85**, 3, S. 65—70, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1955.

BAUER, W. & R. BUSCHNER: Beitrag zur Messung der Lufttemperatur mit verschiedenen Formen des Strahlungsschutzes. — Ber. deutsch. Wetterd., **3**, 19, 12 S., Bad Kissingen 1955.

BERTSCH, K.: Flechtenflora von Südwestdeutschland. — 256 S., 58 Abb., Stuttgart (E. Ulmer) 1955.

CHUDOBA, K. F.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes. — Aufschluß, Sh. 2, 124 S., 58 Abb. u. Ktn., Roßdorf bei Darmstadt 1955.

CORDES, H. & G. ZIMMERMANN: Bibliographie „Klima und Mensch" 1950/51. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **2**, X + 59 S., Bad Kissingen 1955.

DIETRICH, J.: Die Erzgrundlage der Berghütte. — Die Berghütte, **4**, 3 S., Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1955.

EBERLE, G.: Die Tollkirsche. — Natur u. Volk, **85**, 10, S. 297—305, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1955. [Wetzlar]

— Von der Zerreiche *(Quercus cerris)*. — Natur u. Volk, **85**, 4, S. 109—115, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1955. [Viele Beispiele aus Hessen]

GEORGI, P.: Von der Pflanzen- und Tierwelt des deutschen Rotliegenden. — 80 S., 63 Abb., Wittenberg (Neue Brehm-Bücherei) 1955.

JÄGER, H.: Flurwüstungen im Landschaftsbild. — Natur u. Volk, **85**, 2, S. 51—57, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1955. [Seulingswald bei Hersfeld]

KLAUSEWITZ, W.: Ein mopsköpfiger Brachsen aus dem Main. — Natur u. Volk, **85**, 8, S. 246—251, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1955.

KRAMPITZ, H. E.: Eine Dreizehn-Möwe *(Rissa tridactyla)* als Irrgast im Rhein-Main-Gebiet. — Natur u. Volk, **85**, 4, S. 118—121, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1955.

LIPPERT, H. J.: Die geologischen Verhältnisse und die Untersuchungen der Lagerstätten des Eisenbergbaues der Berghütte. — Die Berghütte, **5**, 9 S., 13 Abb., Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1955.

RAUBER, H.: Vogelsberg und Schlitzer Land. — Darmstadt 1955.

SANNEMANN, D.: Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons nach Conodonten. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **100**, 1955.

SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. — 144 S., 27 Abb., 2 Taf., Heidelberg (Dr. Alfred Hüthig) 1955. [Beobachtungen in der Umgebung von Mainz, Wiesbaden und am Südabhang des Taunus]

SCHNEIDER, M.: Agrarmeteorologische Bibliographie 1950. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **1**, XII + 129 S., Bad Kissingen 1955.

— Agrermeteorologische Bibliographie 1951. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **3**, X + 96 S., Bad Kissingen 1955.

Die Agrarmeteorologen-Tagung in Frankfurt a. M. vom 14. bis 17. März 1955. — Mitt. deutsch. Wetterd.. **2**, 14, 210 S., Bad Kissingen 1955.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1954. — Beitr. Statist. Hessens, **73**, 113 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1955.

Deutscher Wetterdienst. Mittlere Niederschlagssummen (mm) Jahr. Deutschl. west. Oder-Neiße, 1:1000000, Zeitraum: 1891—1930. — 1955.

Die hessische Ausfuhr 1951—1954. — Beitr. Statist. Hessens, **75**, 155 S., Wiesbaden 1955.

Jahresbericht für das Jahr 1954. — Jber. deutsch. Wetterd., 2, Frankfurt a. M. 1955.

Die Synoptiker-Tagung in Frankfurt a. M. vom 1. bis 3. November 1954. — Mitt. deutsch. Wetterd., **1**, 10, 118 S., Bad Kissingen 1955.

Nachtrag aus dem Jahre 1956

BERCK, K.-H.: Zum Vorkommen der Laub-Heuschrecke *Isophya pyrenaea* im Taunus. — Natur u. Volk, **86**, 6, S. 206—208, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1956.

Bischoff, G.: Die Conodonten um die Wende Mitteldevon/Oberdevon und Oberdevon/Unterkarbon. — 300 S., Tab., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Marburg/L. 1956.

Bock, O.: Inhaltsübersicht der Nachrichten des Naturwissenschaftlichen Museums Heft 29 bis 50 und Inhaltsübersicht der Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Museums Nr. 1—7 der neuen Folge. — 26 S., Aschaffenburg (Naturwiss. Mus. Stadt Aschaffenburg) 1956.

Bott, B. & L. Baron Döry: Die Steindenkmäler des Historischen Museums Frankfurt am Main. — Kl. Schr. hist. Mus., 2, 44 S., 15 Abb. a. Taf., Frankfurt a. M. (Kramer) 1956.

Brink, F. H. van den: Die Säugetiere Europas westlich des 30. Längengrades. Übersetzt und bearbeitet von Dr. Th. Haltenorth. — 225 S., 470 Abb., Hamburg u. Berlin (Paul Parey) 1956.

Burck, O.: Große Küchenschelle. — Natur u. Volk, 86, 4, S. 134—136, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1956. [Umgebung von Frankfurt am Main]

Dietrich, J.: Bergmännische Entwicklung und Planung der Grube Königszug. — Die Berghütte, 14, S. 10—12, Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1956.

Eberle, G.: Der Venus-Kamm. — Natur u. Volk, 86, 6, S. 219—222, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1956. [Massenkalk bei Wetzlar]

Hartke, W.: Die Hütekinder im Hohen Vogelsberg. Der geographische Charakter eines Sozialproblems. — Münchner geogr. H., 11, 29 S., 6 Abb., Kallmünz/Regensburg (Michael Lassleben) 1956.

Heil, H.: Die Steppenkirsche. — Natur u. Volk, 86, 7, S. 251—255, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1956. [Rheinhessen]

Jung, L.: Betriebswirtschaftliche Maßnahmen zur Förderung der Bodenerhaltung. — In: Kuron, H.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchung typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., 29, S. 23—24, Bad Godesberg 1956.

— Die Bodenverhältnisse und ihre Beeinflussung durch die Bodenerosion. — In: Kuron, H.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchung typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., 29, S. 11—18, 8 Abb., Bad Godesberg 1956.

Klaas, C.: Von der Ernährung der Schleiereule. — Natur u. Volk, 86, 9, S. 327—331, 2 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1956. [Rhein-Main-Gebiet]

Kräusel, R.: Kopfweiden. — Natur u. Volk, 86, 11, S. 390—392, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1956. [Rheininsel Kühkopf bei Erfelden]

Lippert, H. J.: Lagerstättenerkundung zur Sicherung der Erzgrundlage für die Grube Königszug. — Die Berghütte, 14, S. 4—9, 9 Abb., Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1956.

Maltzahn, Freiherr R. von: Positive Ergänzung der Geologie durch die Wünschelrute. — Arch. Klärung Wünschelrutenfrage, N.F., 4/5, S. 33—37, 1 Abb., Rendsburg 1956. [Betr. Eschwege]

Oelsner, O.: Zur Frage der Entstehung der saxonischen Lagerstätten speziell auf den Randspalten des Thüringer Waldes. — Geol., 5, 8, S. 685—694, Berlin 1956.

Petzinger, W.: Der kulturgeographische Strukturwandel des nördlichen hessischen Rieds. — Diss., Frankfurt a. M. 1956.

Schmidt, Hertha: Emma Richter. 4. 3. 1888—15. 11. 1956. — Natur u. Volk, 86, 12, S. 428—429, Frankfurt a. M. 1956.

Schneider, M.: Agrarmeteorologische Bibliographie 1952. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., 4, XII + 107 S., Bad Kissingen 1956.

— Agrarmeteorologische Bibliographie 1953. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., 5, X + 86 S., Bad Kissingen 1956.

Schönhals, E.: Geologisch-morphologische Verhältnisse als Grundlage der Bodenbeschaffenheit. — In: Kuron, H.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchung typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., 29, S. 9—10, Bad Godesberg 1956.

SOBOTHA, E.: Geologie in Schule und Heimatforschung. — Heimatforsch. in Hessen, **4**, 1956.

VIRET, J.: Consideraciones sobre las faunas villafranquienses de Europa. — Revista Cursillos y Conferencias, **3**, 1956.

WEBER, H.: Kulturtechnische Maßnahmen zur Verhinderung und Behebung der Schäden durch Bodenerosion. — In: KURON, H.: Landwirtschaft und Bodenerosion. Untersuchung typischer Schadensgebiete. II. Der Steinheimer Hof bei Eltville im Rheingau. — Mitt. Inst. Raumforsch., **29**, S. 19—23, 2 Abb., Bad Godesberg 1956.

WIEDERSTEIN, E.: Das Abteufen des Witte-Schachtes. — Die Berghütte, **14**, S. 12—15, 5 Abb., Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1956.

Achat-Fundorte im Nahebergland. (Ca. 1:250000.) — In: BRITZ, K. M.: Über Achatbergbau und Achatgräberei im Nahebergland. Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein. — Der Aufschluß, Sh. 3, S. 46, Bovenden über Göttingen 1956.

Bericht über die Tätigkeit 1955/56. Die Beispielsmaßnahme Jügesheim. — Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen AVA, **1**, 51 S., Tab., 1 Ktn-Sk., Gießen 1956.

Bericht über die Tätigkeit 1955/56. Die Beispielsmaßnahme Runkel. — Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen AVA, **2**, 72 S., Tab., Ktn-Sk., graph. Darst., Gießen 1956.

Bericht über die Tätigkeit 1955/56. Die Beispielsmaßnahme Trendelburg. — Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen AVA, **3**, 82 S., Tab., Ktn-Sk., graph. Darst., Gießen 1956.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1955. — Beitr. Statist. Hessens, **77**, 159 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1956.

Geologische Übersichtskarte des Hunsrück (schematisch). (Ca. 1:1200000.) — In: ANDRES, H.: Übersicht über die Geologie der oberen Nahe-Gebiete. Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein. — Der Aufschluß, Sh. 3, S. 3, Bovenden über Göttingen 1956.

Die hessische Ausfuhr 1955. — Beitr. Statist. Hessens, **83**, 142 S., Wiesbaden 1956.

Jahresbericht 1955. — Jber. deutsch. Wetterd., 3, Frankfurt a. M. 1956.

Kreis Büdingen, Wesen und Werden. — Geschichtsver., Büdingen 1956.

Die Meteorologische Tagung in Frankfurt a. M. vom 17. bis 19. Oktober 1955. — Ber. deutsch. Wetterd., **4**, 22, 147 S., Bad Kissingen 1956.

Mittlere Niederschlagssummen (mm) Jahr. Zeitraum: 1891—1930 (Deutschland westlich Oder/Neiße, Maßstab 1:1 Mill.). — 1 Kte., Bad Kissingen 1956.

Übersicht über die Gangzüge des Hunsrücks. (Ca. 1:1200000.) — In: WILD, H. W.: Geologisch-mineralogische Betrachtungen über die Blei-Zink-Lagerstätte „Friedrichsfeld" bei Bundenbach im Hunsrück. Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein. — Der Aufschluß, Sh. 3, S. 60, 1 Abb., Bovenden über Göttingen 1956.

Viehwirtschaft und ausgewählte Kapitel aus der landwirtschaftlichen Betriebsstatistik 1954 und 1955. — Beitr. Statist. Hessens, **81**, 199 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1956.

Die Wirtschaft am bayerischen Untermain, Industrie- u. Handelskammer Aschaffenburg. — Aschaffenburg 1956.

Nachtrag aus dem Jahre 1957

BAMBAUER, H. U.: Zur Petrographie der permischen Magmatite der Nahemulde. Das Gebiet zwischen Idarbach- und Siesbachtal bei Idar-Oberstein. — Diss., Mainz 1957.

BARGON, E.: Bodenkartierung und Obstbau. — Mitt. Bl. Kreisobstbauverb. Erbach/Odw., **21/22**, S. 5—6, Erbach 1957.

BORN, M.: Siedlungsentwicklung am Osthang des Westerwaldes. — Diss., Marburg/L. 1957.

Brose, K.: Mittlere Niederschlagssummen im Jahr. Periode 1891—1930. Hessen. 1:600000. — In: Deutsch. Planungsatlas, Bd. Hessen. Hrsg. Akad. Raumforsch. Landespl., Wiesbaden (Min. d. I., Landespl.) 1957.

Brosius, M.: Der Grabenknoten von Hessisch-Lichtenau und die Glimmeröder Tertiärmulde. — 171 S., Abb., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Marburg/L. 1957.

Brückbauer, H.: Wechselbeziehung zwischen Rebe und Boden. Auf welcher Basis kann die Prüfung der Amerikaner-Unterlagsreben auf ihre Adaption gefördert werden? — Deutsch. Weinb., **12**, 24, S. 739—740, 1957.

Carlé, W.: Eigenschaften und Entstehung der Schwefelwasserstoff-Wässer von Roigheim, Landkreis Heilbronn. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **2**, S. 413—428, 3 Abb., Freiburg i. Br. 1957. [Hinweis auf hessische Schwefelwässer]

Christ, G.: Stadt- und Landkreis Aschaffenburg in ihrer staatlichen, politischen, kirchlichen und sozialen Entwicklung am Ende des alten Reiches. (Historisch-statistisch dargestellt.) — Diss., Würzburg 1957.

Christaller, W.: Formen und Gründe des Pendelns, Ergebnisse einer Untersuchung in 12 Gemeinden der Umgebung von Darmstadt. — In: Ipsen, G.: Standort und Wohnort, Köln u. Opladen 1957.

Clodius, S.: Der Zehnjahresplan Wasserversorgung. Kurze Zwischenbilanz. — Gas- u. Wasserf., **98**, 1957.

Döhn, H.: Eisenbahnpolitik und Eisenbahnbau in Rheinhessen 1835—1914. — 23 + 276 S., Diss., Mainz 1957.

Dönhoff, I.-M.: Das Verhältnis von Hornblendegranit zu Hornblendegneis im Grundgebirge des Odenwaldes. Ein Beitrag zur Petrogenese im Grenzbereich zwischen magmatischer und metamorpher Gesteinsprägung. — 212 S., Abb., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Münster 1957.

Ebeling, G.: Über die Wasserbeschaffenheit eines mit Abwässern belasteten kanalisierten Flußlaufs; gezeigt am Beispiel des Neckars auf der Strecke von oberhalb Heilbronn bis Feudenheim. — Vom Wasser, Jb. Wasserchem. u. Wasserreinigungstechn., **24**, S. 247—281, Weinheim (Chemie) 1957.

Eberle, G.: Das Efeublättrige Moorglöckchen. — Natur u. Volk, **87**, 9, S. 311—314, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1957. [Rhein-Main-Gebiet]

Engels, B.: Vorläufige Mitteilung über tektonische Untersuchungen in der Moselmulde (Hunsrück und SE-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **26**, S. 55—59, 1957.

Ernst, E.: Die Obstbaulandschaft des Vordertaunus und der südwestlichen Wetterau. — Diss., Frankfurt a. M. 1957.

Fischer, W.: Die Vorgeschichte der Idar-Obersteiner Achatschleiferei. — Heimatkal. Kr. Birkenfeld, S. 163—171, 2 Abb., Neuwied (G. Dokter) 1957.

— Zur Entwicklung der Idar-Obersteiner Edelsteinindustrie nach dem Kriege. — Z. deutsch. Ges. Edelsteink., Festschr. zum 70. Geburtstag K. Schlossmachers, S. 24 bis 34, 6 Abb., 3 Tab., Idar-Oberstein 1957.

Flörke, O. W.: Mineralfundpunkte rund um Gießen. — Der Aufschluß, **8**, 11, S. 232 bis 236, 1957.

Frank, W.: Der Umfang des Brachlandes 1957 in Hessen. — Staat u. Wirtsch. i. Hessen, **12**, 10, S. 270—272, 1957.

Fresenius: Zusammenstellung der Ergebnisse der wöchentlichen Untersuchungen des Kochbrunnens, der Schützenhofquelle und des Faulbrunnens in der Zeit vom 1. 1. 1954 bis 31. 12. 1956. — Jb. nassau. Ver. Naturk., **93**, S. 109—112, Wiesbaden 1957.

Ganssen, R.: Beiträge zur Kenntnis der Böden des Oberrheintalgrabens und angrenzender Gebiete. III. Mitteilung: Die Böden der östlichen Randgebiete des Oberrheintalgrabens, insbesondere des Schwarzwaldes. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., **79**, 2, S. 107—119, 1957.

Gerke, K.: Die Karte der Bouguer-Isomalen 1:1000000 von Westdeutschland. — Deutsch. geodät. Komm. bei d. bayer. Akad. Wiss., (B) **46**, 1, Frankfurt a. M. 1957 = Mitt. Inst. angew. Geod., **25**, Frankfurt a. M. 1957.

GROSS, H.: Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. — Quartär, **9**, S. 3—39, 1957.

HARTKE, W.: Sozialgeographischer Strukturwandel im Spessart. — Die Erde, **88**, S. 135 bis 254, 1957.

HEINECK, F.: Der Nassauische Verein für Naturkunde in der Zeit vom 1. 10. 1955 bis Ende 1957. — Jb. nassau. Ver. Naturk., **93**, S. 130—133, Wiesbaden 1957.

HOHL, R.: Zur Methodik der Erkundung von Tertiärquarziten. — Z. angew. Geol., **3**, 10, S. 441—457, 1957.

HORST, H.: Wasserdargebot und Wasserbedarf in Niedersachsen. — N. Arch. Niedersachsen, **9** (14), 2, S. 100—114, 1957.

IWANOWSKI, R.: Chemische Aufbereitung des Flußwassers. — In: „Das Oberflächenwasser in der Wasserversorgung", wasserfachliche Aussprachetagung des DVGW und VGW am 14. u. 15. 3. 1957 in Trier, S. 53—58, Abb., Frankfurt a. M. 1957.

JAEGER, G., G. JUNGMANN, H. RHEIN, J. ROOS, L. SCHUSTER: Harms Kreis Bergstraße in Karte, Bild und Wort. Eine Heimatkunde. — 28 S., 1 Kte., Frankfurt a. M. (Atlantik-Verl.) 1957.

KAISER, M.: Die deutsche Braunkohle als Wirtschaftsfaktor. Eine Betrachtung der technischen Probleme der Ausbeutung der wirtschaftlichen Bedeutung und der Entwicklungsaussichten im Rahmen der westdeutschen Energiewirtschaft unter besonderer Berücksichtigung des Braunkohlenbergbaus im rheinischen Revier. — Braunk., **9**, 23/24, S. 469—485, 1957.

KAYE, CL. A.: Military geology on the United States sector of the European Theater of operations during World War II. — Bull. geol. soc. America, **68**, 1, S. 47—54, 1957.

KELLER, R.: Der mittlere Wasserbedarf in den Ländern der Bundesrepublik Deutschland. — Geogr. Taschenbuch 1956/57.

KIRDORF, W.: Wasserschutzgebiete. — Wasser u. Boden, **9**, S. 345—348, 1957. [Rheinland-Pfalz]

KLAAS, C.: Vom Roten Milan. — Natur u. Volk, **87**, 7, S. 228—233, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1957. [Vordertaunus]

KLINGMÜLLER, W.: Zur Kenntnis der hessischen Ricciaceen. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F., **28**, Gießen 1957.

KOHL, E.: Uranerzvorkommen in der Bundesrepublik. — Der Aufschluß, **8**, 10, S. 205 bis 209, 1957.

KRÄUSEL, R.: Mißbildungen an Hutpilzen. — Natur u. Volk, **87**, 12, S. 435—437, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1957. [Oberursel am Taunus]

KRÄUSEL, W.: *Loculipora* HALL aus dem Mittel-Devon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. — Senckenberg. leth., **38**, 5/6, S. 335—343, 1957.

KRUTZSCH, W.: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Z. angew. Geol., **3**, 11/12, S. 509—548, 1957.

LAATSCH, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 4. Auflage. — Dresden, Leipzig (Steinkopff) 1957.

LENNARZ, U.: Die Territorialgeschichte des hessischen Hinterlandes. (Die Ämter Battenberg, Biedenkopf und Gladenbach-Blankenstein.) Seine Entwicklung bis ins 20. Jahrhundert. — Diss., Marburg/L. 1957.

LIPPERT, H. J.: Lagerstättenerkundung um Grube Georg-Joseph. — Die Berghütte, **18**, S. 5—8, 6 Abb., Wetzlar (Hess. Berg- u. Hüttenwerke) 1957.

LÖTSCHERT, W.: Die Königin der Wasserpflanzen. — Natur u. Volk, **87**, 9, S. 301—308, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1957. [Frankfurt am Main]

MENSCHING, H.: Morphologische Karte Rhön und südliches Vorland. (1:100000.) — In: MENSCHING, H.: Rhön-Exkursion zum Studium der Morphologie der Hohen Rhön und ihres Vorlandes. — 31. deutsch. Geogr.-Tag in Würzburg. 29. Juli bis 5. August 1957. [Exkursionsführer Beil.]

MEYER, E.: Die Römerzeit im Kreise Erbach. — Hess. Heimatforsch., **2**, S. 29—40, Gießen 1957.

Meyer, E.: — Aus der Vorgeschichte des östlichen Odenwaldes. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 8—17, Gießen 1957.
— Aus der vorgeschichtlichen Zeit des Kreises Alsfeld. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 18 bis 25, Gießen 1957.
— Flurnamen der Landschaft Dreieich. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 157—164, Gießen 1957.
— Die Wüstungen des Kreises Büdingen. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 106—113, Gießen 1957.
— Namen römischer Bauwerke in Hessen. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 41—47, Gießen 1957.
— Zur Wüstungsforschung im Kreise Alsfeld. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 97—103, Gießen 1957.
— Die Wüstungen des Kreises Erbach. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 103—106, Gießen 1957.
— Hessische Heimatforschungen. — 2, 225 S., Gießen (Schmitz) 1957.
— Die Wüstungen im Stadtgebiet Gießen. — Hess. Heimatforsch., 2, S. 114—117, Gießen 1957.
Michels, F.: Zur Geologie der westdeutschen Mineralquellen. — Deutsch. Bäderkal. für 1958, S. 40—43, Gütersloh (Flöttmann) 1957.
— Aufbau und Werden des Taunus. — Der Taunus, Essen (Burckhardt) 1957.
Mückenhausen, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Wiss. Schr.-R. AID, 14, 146 S., Bad Godesberg 1957.
Müller, M.: Erfahrungen aus den Uferpflanzungen am Main. — In: Olschowy-Köhler: Naturnaher Ausbau von Wasserläufen, S. 138—142, 1957.
Neubaur, F. & F. Heineck: Das Naturhistorische Museum (Von Anfang Oktober 1955 bis Ende 1957·) — Jb. nassau. Ver. Naturk., 93, S. 146—148, Wiesbaden 1957.
Newig, H.: Das Vorkommen von *Trichophyton verrucosum* bei Mensch und Tier in Oberhessen. Eine klinische, mykologische, serologische und tierexperimentelle Studie. — Diss., Marburg/L. 1957.
Overbeck, F., K. O. Münnich, L. Aletsee & F. R. Averdieck: Das Alter des „Grenzhorizonts" norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon-Datierungen. — Flora, 145, S. 37—71, 8 Abb., Jena 1957. [Rhön]
Preysing-Lichtenegg-Redwitz, H. Graf von: Beitrag zur Geschichte der Ärzteschaft Hessens. 2. Katalog der Ärzte in den Kreisen: Marburg, Wetzlar und Biedenkopf. — Diss., Marburg/L. 1957.
Prössler, H.: Friedrich Ludwig Christian Graf zu Solms-Laubach 1769 bis 1822. Sein Lebensweg von 1769—1806. — Quellen u. Forsch. hess. Gesch., 18, 95 S., Anl., Diss., Mainz 1957.
Quentin, K.-E.: Der Fluorgehalt bayerischer Wässer. 1. Mitteilung. — Gesundh.-Ing., 78, 21/22, S. 329—333, 1957.
Rau, R.: Die Wiederherstellung und Neuaufstellung unserer Flossenechse *Peloneustes*. — Natur u. Volk, 87, 8, S. 262—266, 6 Abb., Frankfurt a. M 1957. [Senckenberg-Museum Frankfurt am Main]
Selzer, W.: Die fränkische Keramik in Rheinhessen und Starkenburg. — Diss., Mainz 1957.
Sobotha, E., G. Jungmann & J. Sanders: Harms Hessen in Karte, Bild und Wort. Eine Heimatkunde. — 8.—9. Aufl., 38 S., Ktn., Abb., Frankfurt a. M. (Atlantik-Verl.) 1957.
Scheer, G.: Die Galapagos-Gruppe im Hessischen Landesmuseum zu Darmstadt. — Natur u. Volk, 87, 4, S. 134—137, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1957.
Schenk, E.: Sonnenflecken — Wasserhaushalt. Periodische Schwankungen der Brunnen- und Quellenergiebigkeit. — Der Naturbrunnen, 4, 4 S., Bad Godesberg 1957.
— Bauwerkschäden durch Dungstätten als Wärmeherde. — Geol. u. Bauw., 23, S. 131 bis 138, Wien 1957.

SCHILD, CH.: Die Subventionierung unrentabler Betriebe als finanzwirtschaftliches und volkswirtschaftliches Problem, dargestellt an dem Fall „Sontra". — 123 S., Diss. Köln, Hagen (Butz-Druck) 1957.

SCHILLING, G.: Über den Bindungszustand von Magnesium, Calcium und Kalium in mitteldeutschen Böden. — Chem. d. Erde, **19**, 2, S. 170—197, 1957.

SCHMIDT, G.: Die Wetterentwicklung des europäischen Strengwinters 1956 in zirkumpolarer Betrachtungsweise. Ein Beitrag zur synoptischen Klimatologie. — Wiss. Z. Karl-Marx-Univ., **6**, Leipzig 1956/57.

SCHMITZ, W.: Zur Hydrochemie der Werra. (Ca, Mg, Na, HCO_3, Cl, SO_4 im Werrawasser ohne Berücksichtigung der Brackwasserzone). — Ber. limnol. Flußstation Freudenthal, 8, S. 1—17, 3 Ktn-Sk., 8 graph. Darst., 3 Tab., 1957.

SCHNEIDER, M.: Agrarmeteorologische Bibliographie 1954. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **6** X + 82 S., Bad Kissingen 1957.

— Agrarmeterologische Bibliographie 1955. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **7**, IX + 64 S., Bad Kissingen 1957.

SCHÖNHALS, E.: Lößstratigraphie und fossile Böden des Mittel- und Jungpleistozäns in Hessen. — V. Congrès int. de INQUA, Résumés des Communications, S. 173—174, Madrid-Barcelona 1957.

SCHOTT, W.: Die Erdgas-Lagerstätten in Westeuropa. Bericht über eine internationale Tagung in Mailand, 30. September bis 5. Oktober 1957. — Erdöl u. Kohle, **10**, S. 781 bis 782, 1957.

SCHUMACHER, F.: Die Uranlagerstätten der Welt. I. Geologische Auftreten und Vorkommen in Europa. — Umschau, **57**, 23, S. 723—725, 1957.

SCHWEIZER, H.: Die sozialökonomische Struktur der Landwirtschaft und ihre sozialen Probleme in einem unterentwickelten Gebiet. Untersuchungen in zehn Spessart-Gemeinden. — 142 S., 14 Tab., 3 Ktn., 6 Diagr., Diss., Hohenheim 1957.

STÄHLIN, A. & D. BOMMER: Ein Beitrag zur Kenntnis der Wetterauer Salzflora. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F. naturwiss. Abt., **28**, S. 109—127, Gießen 1957.

STEINBACHER, E. & J.: Über die Aufzucht eines Tannenhähers. — Natur u. Volk, **87**, 8, S. 273—278, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1957. [Frankfurt am Main, Vogelsberg u. a. O.]

STELZER, H.: Die Entwicklung und der augenblickliche Stand der Jugend-(Schul-)zahnpflege im Regierungsbezirk Darmstadt des Landes Hessen. — Diss., Marburg/L. 1957.

UDLUFT, H.: Zur graphischen Darstellung von Mineralwasseranalysen und von Wasseranalysen. — Heilbad u. Kurort, **9**, S. 173—176, 12 Analysentab., 2 Abb., 1 Farbtaf., Gütersloh 1957. [Beispiele aus Hessen]

WALLNER, J.: Erfahrungen über Pflanzung und Lebendausbau am Main. Zusammenfassung der Ergebnisse der Mainexkursion. — In: OLSCHOWY-KÖHLER: Naturnaher Ausbau von Wasserläufen, S. 133—137, 1957.

WENDEL, K.-H.: Zahnärztliche Reihenuntersuchungen bei Kasseler Schulkindern, zweieinhalb Jahre nach Beginn der Trinkwasserfluoridierung (1955). — Diss., Marburg/L. (1956) 1957.

WEYL, R.: Glaziale Formen in der Rhön? — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F. naturwiss. Abt., **28**, S. 28—34, 2 Ktn-Sk., 1 Tab., 2 Abb. a. Taf., Gießen 1957.

ZAKOSEK, H.: Boden und Weinbau. — Weinland, **2**, Mannheim 1957.

ZIMMERMANN, J. F. ST.: Ritterschaftliche Ganerbschaften in Rheinhessen. — Diss., Mainz 1957.

Ausbau der Wasserversorgung. — Kurier der Kreiswerke Gelnhausen, **3**, 3, S. 5, Gelnhausen 1957. [Brunnen Hailer, Quellen Lützel]

Ausbauplan für die Bundesfernstraßen (Bundesautobahnen und Bundesstraßen). März 1956. (1:2000000.) — In: Ausbauplan f. d. Bundesfernstraßen. Aufgest. v. BMin. Verkehr 1957.

DIN 4149. Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Richtlinien für Bemessung und Ausführung. — 6 S., Berlin (Fachnormenausschuß Bauw. im Deutsch. Normenausschuß) 1957. [Karte mit Angaben der deutschen Erdbebengebiete]

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1956. — Beitr. Statist. Hessens, **87**, 149 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1957.

Bundesrepublik Deutschland. Bundeswasserstraßen. (Ca. 1:3800000.) — In: Die Verkehrspolitik in der Bundesrepublik Deutschland 1949—1957. Ein Bericht des Bundesministers für Verkehr. — Schr.-R. BMin. Verkehr, **15**, S. 162, Bielefeld (Kirschbaum) 1957.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Neckargebiet (mit Anhang: Württembergisches Hochrhein-, Main- und Donaugebiet). Abflußjahr 1954. — Stuttgart 1957.

Deutschland. Bodenschätze. (Ca. 1:7000000.) — In: SCHALL, H.: Strukturwandel und Standortsverschiebung der chemischen Industrie Deutschlands in den letzten zwei Jahrzehnten. Ein Beitrag zur Industriegeographie. — Nürnberger wirtschaftsgeogr. Arb., **1**, S. 48, Nürnberg (Selbstverl. wirtschaftsgeogr. Inst.) 1957.

Deutschland. Standorte der chemischen Industrie. (Ca. 1:7000000.) — In: SCHALL, H.: Strukturwandel und Standortsverschiebung der chemischen Industrie Deutschlands in den letzten zwei Jahrzehnten. Ein Beitrag zur Industriegeographie. — Nürnberger wirtschaftsgeogr. Arb., **1**, S. 51, Nürnberg (Selbstverl. wirtschaftsgeogr. Inst.) 1957.

Der Hessische Minister des Innern. — Landesplanung: Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Fulda–Hersfeld. — Wiesbaden 1957.

— Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Kassel. Region Marburg-Waldeck. — Wiesbaden 1957.

— Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Lahn-Dill. — Wiesbaden 1957.

— Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Rhein-Main. — Wiesbaden 1957.

— Vorläufiger Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Vogelsberg/Oberhessen. — Wiesbaden 1957.

Die hessische Ausfuhr 1956. — Beitr. Statist. Hessens, **90**, 144 S., Wiesbaden 1957.

Hessisches Statistisches Landesamt. Hessen, (Klima). (1 : 1200000.) 4 Ktn. — In: Deutsch. Planungsatlas, Bd. Hessen. Hrsg. v. d. Akad. Raumforsch. Landespl., Wiesbaden (Hess. Min. d. I., Landespl.) 1957.

Hessen. Verwaltungsgliederung I. (1:1200000.) 4 Ktn. — In: Deutsch. Planungsatlas, Bd. Hessen. Hrsg. Akad. Raumforsch. Landespl., Wiesbaden (Hess. Min. d. I., Landespl.) 1957.

Jahrbuch des deutschen Bergbaus. — **50**, Essen 1957.

Jahresbericht 1956. — Jber. deutsch. Wetterd., 4, Frankfurt a. M. 1957.

Karte der Gewinnungsstellen natürlicher Baustoffe in Bayern 1:500000. Nach Unterlagen aus den Jahren 1953—1956. — Hrsg. v. Bayer. Geol. L.-Amt, München 1957.

Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz. — Bad Kissingen (Deutsch. Wetterd.) 1957.

Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Bedeutende sichtbare Überreste früherer Kulturlandschaften. (Ca. 1:180000.) — In: JÄGER, H.: Kulturgeographische Exkursion ins Maintal zwischen Spessart und Odenwald. — 31. deutsche. Geogr.-Tag in Würzburg. 29. Juli bis 5. August 1957. [Exkursionsführer S. 24]

Odenwald. Deckgebirgstektonik. (Ca. 1:300000.) — Sk. 3. —

— Großformen im Deckgebirge. (Ca. 1:250000.) — Sk. 2. —

— Morphologisch wirksame Verwerfungslinien. Bruchstufen. (Ca. 1:300000.) — Sk. 9. —

— Streichkurven der Grenze Buntsandstein-Muschelkalk. (Ca. 1:350000.) — Sk. 3. —

— -Südrand. Vergleich Isohypsen-Streichkurven. (Ca. 1:250000.) — In: ZIENERT, A.: Die Großformen des Odenwaldes. — Heidelb. geogr. Arb., 2, Sk. 4, Heidelberg (Selbstverl. geogr. Inst.) 1957.

Organisation des Deutschen Wetterdienstes. Stand 1. 1. 1957. — Die Verkehrspolitik in der Bundesrepublik Deutschland 1949—1957. — Schr.-R. BMin. Verkehr, **15**, S. 244, Bielefeld (Kirschbaum) 1957.

Rheinland-Pfalz in seiner Gliederung nach zentralörtlichen Bereichen. — Forsch. deutsch. Landesk., **100**, Remagen/Rh. 1957.

Rhön-Exkursion. Deutscher Geographentag Würzburg 1957. Führung: H. MENSCHING. (Ca. 1:250000.) — In: MENSCHING, H.: Rhön-Exkursion zum Studium der Morphologie der Hohen Rhön und ihres Vorlandes. — 31. deutsch. Geogr.-Tag in Würzburg. 29. Juli bis 5. August 1957. [Exkursionsführer S. 16]

Südwestdeutscher Wasserwirtschaftsverband e. V. Haupttagung und Mitgliederversammlung in Offenburg am 3. Oktober 1957. 1922—1957. — Heidelberg 1957.

Symposium über numerische Wettervorhersage in Frankfurt am Main vom 23. bis 28. Mai 1956. — Ber. deutsch. Wetterd., **5**, 38, 97 S., Bad Kissingen 1957.

Vorarbeiten für den Kreisentwicklungsplan Oberlahnkreis. 1. Hrsg. v. Kreisausschuß Weilburg. — Weilburg 1957.

Westdeutschland. Bodenbenutzung 1955. (Ca. 1:5000000.) — In: OLSEN, K. H.: Die Bodenbenutzung in Westdeutschland. — Kali-Briefe, F. 15, 1957.

Westlicher Odenwald. Die Großformen westlich der Buntsandsteinstufe. Ohne Nordscholle. (Ca. 1:300000.) — Sk. 5. —

— — Geologische Übersicht. (Ca. 1:500000.) — In: ZIENERT, A.: Die Großformen des Odenwaldes. — Heidelb. geogr. Arb., 2, Sk. 1, Heidelberg (Selbstverl. geogr. Inst.) 1957.

Zusammenstellung der Ergebnisse der wöchentlichen Untersuchungen des Kochbrunnens, der Schützenhof-Quelle und des Faulbrunnens in der Zeit vom 1. 1. 1954 bis 31. 12. 1956. — Jb. nassau. Ver. Naturk., **93**, S. 109—112, 1957.

Nachtrag aus dem Jahre 1958

ADLER, R.: Feinstratigraphische Gliederung der unteren Siegener Schichten im engeren Siegerland und ihre paläogeographische und tektonische Ausdeutung. — Geol. Jb., **73**, S. 357—388, 1958.

AMMANN, H.: Der hessische Raum in der mittelalterlichen Wirtschaft. — Hess. Jb. Landesgesch., 8, S. 37—70, 5 Tab., 30 Ktn., 1958.

ANDRES, J.: Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **11**, 7, S. 441—450, 11 Abb., Hamburg 1958.

APERDANNIER, R.: Über die ökologischen Grenzen der Glatthaferwiese *(Arrhenatheretum elatioris)* im Vogelsberg. — Diss., Gießen 1958.

BARGON, E.: Humuszustand der Böden Nordrhein-Westfalens. (Ca. 1:1500000.) — In: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. 1:300000. Bearb. v. E. MÜCKENHAUSEN & H. WORTMANN. Mit Beiträgen von F. EIDMANN, E. KLAPP, u. a., Taf. 7, Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen) 1958.

BAUR, F.: Die langjährigen meteorologischen Beobachtungsreihen Mitteleuropas. — Meteorol. Rdsch., **11**, 3, S. 100—101, 1 Tab., 1958.

BAYER, U.: Die mittleren und kleinen Betriebe der Mineralölwirtschaft in der Bundesrepublik Deutschland. Funktionen, Situation, Probleme. — 146 + 13 S., (Maschinenschr.), Diss., Hamburg 1958.

BECKSMANN, E.: Probleme tieferer Grundwasserstockwerke. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 14, Hannover 1958. [Vortragsreferat]

— Neuere Erkenntnisse über den Raum der Mauerer Neckarschlinge. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 6, Hannover 1958. [Vortragsreferat]

BECKER, W. F.: Die preußischen Militärstraßen im Deutschen Bund (1815—1866), vornehmlich in Hessen. Ein Beitrag zu den Hegemoniebestrebungen Preußens im nördlichen Deutschland. — Hess. Jb. Landesgesch., 8, S. 171—234, 1 Kte., 1958.

BERG: Die wasserwirtschaftliche Planung, eine Voraussetzung für die Landeskultur. — Zeitgemäße Aufgaben d. Landeskultur, Vortr. 7. Landeskulturtag d. DLG in Gießen 1957, S. 7—28, 6 Ktn-Sk., 1 schemat. Darst., 1 graph. Darst., Frankfurt a. M. 1958. [Hessen]

BERNDT, H. & H. SCHWEIZER: Landvolksabteilung der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft Frankfurt/Main. Die landwirtschaftliche Betriebstypenstruktur dreier deutscher Mittelgebirgslagen in ihrer Beeinflussung durch geschichtliche, natürliche und wirtschaftliche Faktoren. Untersuchungen in Vogelsberg, Rhön und Spessart. Einzelbericht im Rahmen der Gesamtuntersuchung 1955/57 „Untersuchung landwirtschaft-

licher Betriebe als sozialökonomische Einheiten" der Forschungsgesellschaft für Agrarpolitik und Agrarsoziologie e. V. — Forsch.-Ges. Agrarpolitik u. Agrarsoziol. e. V., **76**, 183 S., Tab., Ktn-Sk., graph. Darst., Bonn 1958.

Bhardwaj, D. C. & B. S. Venkatathala: Microfloristic evidence on the boundary between the Carboniferous and the Permian system of Pfalz (W.-Germany). — Palaeobotanist, **6**, S. 1—11, 4 Tab., 2 Taf., Lucknow 1958.

Bibelriether, H. & G. S. Sperber: Diluviale Bodenbildung im Spessart. — Allg. Forstz., **13**, 30, S. 421—424, 1958.

Bockshammer, U.: Ältere Territorialgeschichte der Grafschaft Waldeck. Mit Beitr. v. E. E. Stengel, C. Cramer u. a. — Schr. hess. L.-Amt geschichtl. Landesk., 18+317 S., Marburg (Elwert) 1958.

Borchert, H.: Kritische Anmerkung zu einigen neueren Arbeiten über die Bruchfestigkeit von Gesteinen, insbesondere Salzgesteinen und deren Anwendung auf bergbauliche Probleme. — N. Jb. Mineral., Mh., **5**, S. 97—106, 1958.

Born, M.: Die industrielle Entwicklung des Dillgebietes in ihren Beziehungen zur Territorialgeschichte. — Hess. Jb. Landesgesch., **8**, S. 150—170, 1958.

— Die mittelalterlichen Wüstungen des Dillkreises. — Nassau. Heimatbl., **48**, 1, S. 29 bis 40, Taf., Wiesbaden 1958.

Bott, G. & H. Vogel: Hessen. Frankfurt, Rheinhessen, Starkenburg, Nassau, Oberhessen, Kurhessen. Ansichten aus alter Zeit. — 72 S., 109 Abb., 12 S. Anh., Honnef/Rh. (Peters) 1958.

Bozorgnia, F.: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim. Mit besonderer Berücksichtigung der mikropaläontologischen Untersuchungen im Steinbruch Weisenau. — 2 Bl., Diss., Mainz 1958.

Bremer, H.: Flußerosion an der oberen Weser. Ein Beitrag zu den Problemen des Erosionsvorganges, der Mäander und der Gefällskurve. — Diss., Göttingen 1958.

Brühl, C.: Königspfalz und Bischofsstadt in fränkischer Zeit. — Rhein. Vjbl., **23**, 3/4, S. 161—274, 1958.

Büschenfeld, H.: Höchst — Die Stadt der Farbwerke. Zur Frage der Auswirkung von Eingemeindungen auf das Funktionsgefüge der betroffenen Städte. — Rhein-Main. Forsch., **45**, 137 S., Ktn-Sk., graph. Darst., Tab., 15 Abb. a. Taf., Frankfurt a. M. (Kramer) 1958.

Büttner, H.: Die politische Erfassung des Lahn- und Dillgebietes im Früh- und Hochmittelalter. — Hess. Jb. Landesgesch., **8**, S. 1—21, 1958.

— Das Bistum Worms und der Neckarraum während des Früh- und Hochmittelalters. — Arch. mittelrhein. Kirchengesch., **10**, S. 9—38, 1958.

Carlé, W.: Bewegte und ruhende, vorwiegend salinare Tiefenwässer in Süddeutschland. — Heilbad u. Kurort, **10**, 2, S. 30—39, 1958.

Čech, F. & K. Paděra: Messelit aus den Phosphatnestern im Granit von Pribyslavice (Böhmen) und das Messelitproblem. — Chem. der Erde, **19**, S. 436—449, 4 Abb., 1958. [Vergleiche mit Messelit von Messel]

Chatterjee, N. D. & W. Plessmann: Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 10, S. 449—459, 6 Abb., 1958.

Christoffel, K., H. Gauweiler u. a.: Weinland Rhein, Mosel, Saar, Ruwer, Nahe, Ahr. 2 Bde. Hrsg.: Bauern- u. Winzerverb. Rheinland-Nassau e. V., Koblenz. Der Rheingau — Der Weingau, Weinwerbung e. V., Erbach. — I., 431 S., Abb., Ktn.; II., 453 S., Abb., Tab., Mannheim (Südwestdeutsch. Verlagsanst. G. m. b. H.) 1958.

Dahmen, F. W.: Der Hohe Vogelsberg, der zweite Naturschutzpark in der Bundesrepublik. — Naturschutzparke. Mitt. Ver. Naturschutzpark e. V., 13, S. 443—448, 8 Abb., 1 Ktn-Sk., Stuttgart 1958.

— Landschaftsschutzgebiet Naturschutzpark Hoher Vogelsberg, der erste neue Naturschutzpark in der Bundesrepulik. — Naturw. Rdsch., **11**, 4, S. 144—146, 2 Abb., 1 Ktn-Sk., Stuttgart 1958.

Diehl, H.: Eine Römerstraße. — Odenwald, **5**, 4, S. 107—117, 4 Abb., 1 Ktn-Sk., Darmstadt 1958. [Raum von Dieburg]

DIELMANN, K.: Der Hohe Vogelsberg. Besiedlung, Geschichte, kulturelle Entwicklung. — Naturschutzparke. Mitt. Ver. Naturschutzpark e. V., 13, S. 449—453, 5 Abb., Stuttgart 1958.

DOEBL, F.: Stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropalänotologischer Untersuchungen im Tertiär des Rheintal-Grabens. — Erdöl u. Kohle, **11**, 6, S. 373—376, 1958.

EBERLE, G.: Frostschaden an den Blättern der Mummel. — Natur u. Volk, 88, 4, S. 111 bis 116, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1958. [Beispiele aus dem Kreis Wetzlar]

— Braunstieliger und Nordischer Streifenfarn und ihre Mischlinge. — Natur u. Volk, 88, 9, S. 312—320, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1958. [Beispiele aus dem Kreis Biedenkopf]

— Der Roßkümmel. — Natur u. Volk, 88, 6, S. 188—193, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1958. [Beispiele aus dem Kreis Wetzlar]

ENGELS, B.: Querplattung (Sigmoidalklüftung) als tektonisches Merkmal in den deutschen Saxoniden. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, S. 269—271, Hannover 1958.

— Vorkommen und tektonische Ausdeutung der Wellenstreifung und Querplattung. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, S. 357—360, Hannover 1958.

ERMANN, O.: Zur Geschichte der Blei-Zink-Erzlagerstätten der Pfalz. — Aufschluß, Z. Freunde Mineral. Geol., 9, 11, S. 277—283, 2 Ktn-Sk., 1958.

ESCH, A. & H. TÖPPERWIEN: Engloch-Kernbohrungen im Lahngebiet. — Z. Erzbergb. Metallhüttenw., 11, 1, S. 15—28, 1958.

EVERS, H.: Bevölkerungsentwicklung im Bundesgebiet 1950 bis 1957 nach Gemeindegrößenklassen. — Inf. Inst. Raumforsch., 8, 13, S. 354—359, 4 Tab., 1958.

FABIAN, H.-J.: Neue Beobachtungen zur regionalen Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. — Z. deutsch. geol. Ges. (1957), **109**, S. 475 bis 482, 2 Abb., Hannover 1958.

FABRY, PH. W.: Das St. Cyriacusstift zu Neuhausen bei Worms. — Wormsgau, Beih. 17, 195 S., 1 Ktn-Sk., Worms (Stadtbibliothek) 1958.

FALKE, H.: Zur Geologie der Nahemulde. — Jb. Ver. Freunde Univ. Mainz, 12 S., 1958.

FELDTKELLER, H.: Die Bau- und Kunstdenkmäler des Landkreises Biedenkopf. Kurzinventar. Hrsg. v. Landeskonservator v. Hessen. — Die Bau- u. Kunstdenkmäler d. Landes Hessen, 39 S., Abb., 1 Ktn-Sk., Grundr., Abb. a. 88 Taf., Darmstadt (Roether) 1958.

FISCHER, H.: Begegnungen mit Kreuzottern in der Rhön. — Natur u. Volk, 88, 10, S. 338 bis 343, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1958.

FISCHER, J.: Frankfurt und die Bürgerunruhen in Mainz (1332—1462). — Beitr. Gesch. Stadt Mainz, 15, 131 S., 1 Taf., Mainz (Stadtbibliothek) 1958 = Arch. Frankfurts Gesch. u. Kunst, 46, S. 5—131, 1 Taf., 1958.

FRICKE, K.: Nutzbare Lagerstätten in Nordrhein-Westfalen. (1:300000.) — In: Nordrhein-Westfalen-Atlas. Hrsg. Min.-Präs. d. Landes Nordrhein-Westfalen, Landesplanungsbehörde, Düsseldorf (A. Bagel) 1958.

FRIEDRICH, K.: Gefüge und Tektonik im Hartsalz des Werragebietes. — Diss., Bonn 1958.

GAERTNER, H.: Paläogeographie und Faziesentwicklung im mittleren und höheren Teil des Zechstein 1 zwischen Harz und Thüringer Wald. (Bd. 1, 2.) — 106 S., (Maschinenschr.), Diss., Jena 1958.

GELDERN-CRISPENDORF, G. VON: Deutschland. Industrie. (1:6000000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958.

GERECKE, F.: Seismische Registrierungen in Jena. 1. Januar 1953 bis 31. Dezember 1953. — Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Veröff. Inst. Bodendynamik u. Erdbebenforsch. in Jena, 59, Berlin 1958.

GERSBACH, E.: Zwei Brandgräber der Urnenfelderzeit von Dauborn Kr. Limburg. — Nassau. Heimatbl., 48, 1, S. 1—19, Abb., 2 Ktn-Sk., Wiesbaden 1958.

GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Mit einem Beitrag über die kleinsten Abflußspenden von W. WUNDT. — Forsch. deutsch. Landesk., **104**, 198 S., zahlr. Ktn., Prof., schemat. Darst., Remagen 1958.

— Das Wasserdargebot in der Bundesrepublik Deutschland. Dargestellt in Übersichtskarten 1:1000000 und 1:2000000. — Forsch. deutsch. Landesk., **103—105**, Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1958.

— A Ground-water map of the Federal Republic of Germany on the scale 1:1000000. — Union géod. et géophys. int., Ass. int. d'hydr. scient., publ. **44**, Assemblée générale de Toronto 3.—14. Sept. 1957, **2**, S. 44—49, Gentbrugge 1958.

GRAVERT, W.: Der Aufbau einer Mittelstadt. — Hess. Heimat, N.F., **8**, 3, S. 23—27, 1 Pl., Melsungen 1958/59.

GWINNER, M. P.: Bibliographie der deutschen Erdöl- und Erdgasfelder 1933—1957. — Arb. d. geol.-paläontol. Inst. Techn. Hochschule Stuttgart N.F., 12, 142 S., Stuttgart 1958.

HAFEMANN, D.: Beiträge zur historischen Geographie des nördlichen Rheinhessen (III). — Mitt.-Bl. rheinhess. Landesk., **7**, 3, S. 113—123, 1958.

HAHN, H.: Die Erholungsgebiete der Bundesrepublik. Erläuterungen zu einer Karte der Fremdenverkehrsorte in der deutschen Bundesrepublik. — Bonner geogr. Abh., **22**, 82 S., Abb., graph. Darst., 1 Kte., Bonn (Dümmler) 1958.

HARALAMBOUS, A. D.: Über Fossildeformation im Mittleren Rheinischen Schiefergebirge. — Diss., Bonn 1958.

HARTKE, W.: Der Anteil der Stark- und Dauerniederschläge am Gesamtniederschlag in Süddeutschland nördlich der Alpen. Bemerkungen zu 3 Karten. — Geogr. Forsch., Festschr. z. 60. Geburtstag v. H. KINZL, S. 62—72, 3 Taf., Innsbruck 1958.

HERWIG, R.: Das Waldschmiedegewerbe im mittelalterlichen Wirtschaftsleben des Lahn-Dill-Gebietes. — Stahl u. Eisen, **78**, 19, S. 1332—1337, 5 Abb., 1958.

HEYMANN, K.: Beiträge zur Erforschung vor- und frühgeschichtlicher Eisengewinnung im Lahn-Dill-Gebiet. — Stahl u. Eisen, **78**, 13, S. 906—910, 1958.

HOFEMANN, A.: Studien zur Entwicklung des Territoriums der Reichsabtei Fulda und seiner Ämter. — Schr. hess. L.-Amt geschichtl. Landesk., 20 + 246 S., 3 Ktn-Bl., Marburg/Lahn (Elwert) 1958.

HOFFMEISTER, J.: Über die Struktur der langjährigen Mitteltemperaturen in Deutschland. — Z. Meteorol., **12**, 11/12, S. 321—327, 7 graph. Darst., 1 Tab., 1958.

HÖFER, K.-H.: Versuch einer Deutung des Gebirgsschlages im Kaliwerk Heringen. — Bergakad., **10**, 7, S. 365—368, 1958.

HÖRETH, F.: Die Bevölkerungsbewegung im Landkreis Erbach im Odenwald von 1450 bis zur Gegenwart. — Forsch. hess. Familien- u. Heimatk., **30**, 106 S., Frankfurt a. M. 1958.

HUNDT, H.-J. & U. FISCHER: Die Grabungen in der Altstadt von Frankfurt am Main 1955—1957. — N. Ausgrabungen Deutschl., S. 391—408, 1958.

HUECK, K.: Deutschland. Natürliche Vegetation. (1:6250000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958.

HÜBLER, K.-H.: Die Gebäudesituation in den landwirtschaftlichen Betrieben Hessens im Hinblick auf die Verbesserung der Agrarstruktur. — Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen e. V., 7, 90 + 16 S., Abb., Tab., graph. Darst., Ktn-Sk., Pl., Gießen 1958 = Diss., Gießen 1958.

IDE, W.: Zwischen Kellerwald und Knüll. Heimatbuch für den Kreis Fritzlar-Homberg. Mitarb.: A. MILDE u. a. — 198 S., 10 Bl. Abb., Borken, Bez. Kassel (Spanknebel) 1958.

IMMEL, R.: Das Schrifttum über Forstwesen, Holzwirtschaft, Jagd, Fischerei und Naturschutz in Hessen und Rheinland-Pfalz. Unter Berücksichtigung angrenzender Gebiete von Baden-Württemberg, Bayern und Nordrhein-Westfalen. — 1039 S., Mainz (Schmidt & Co.) 1958.

JÄGER, H.: Entwicklungsperioden agrarer Siedlungsgebiete im mittleren Westdeutschland seit dem frühen 13. Jahrhundert. — Würzburger geogr. Arb. Mitt. geogr. Ges. Würzburg, **6**, 136 S., Tab., Ktn-Sk., 10 Abb. a. Taf., Würzburg 1958. [Hessische Mittelgebirge]

JAHNS, H.: Aufsuchung und Gewinnung von Erdöl und Erdgas in Westeuropa (OEEC-Länder). (Nach dem Bericht des Ölkomitees der OEEC-Länder v. Dez. 1957). — Erdöl, Z. Bohr- u. Fördertechn., **74**, 8, S. 227—266, 6 Abb., Tab., 1 Kte., 1958.

JÄKEL, H.: Alsfeld im Wandel der Jahrhunderte. Kurzer Abriß der Geschichte der Stadt Alsfeld. — Hess. Heimat, N.F., **8**, 2, S. 2—5, 3 Abb., Melsungen 1958/59.

JENTSCH, ST.: Die Unterdevon-Fauna aus den Quarzitgeröllen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 136—137, Wiesbaden 1958.

— Südost-Teil und Rahmen der Moselmulde zwischen Lahn und Montabaur im Rheinischen Schiefergebirge. (Zusammenfassung.) — Diss., Frankfurt a. M. 1958.

JORNS, W.: Ur- und Frühgeschichte des Gerauer Landes. — Lebendige Heimat. Der Krs. Groß-Gerau, S. 73—108, 26 Abb., 8 Taf., Darmstadt 1958.

JUNG, J. H.: Beschreibung der Nassau-Siegenschen Methode Kohlen zu brennen Mit physischen Anmerkungen begleitet. — Siegerl. Beitr. Gesch. Landesk., **9**, 52 S., 3 Taf., Siegen (Siegerländer Heimatver.) 1958.

KAEDING, J.: Die Salzbelastung der mitteldeutschen Flüsse. — Wasserwirtsch.-Wassertechn., 8, 1, S. 25—28, 1958.

KARST, TH.: Kurmainz, Kurpfalz und die Keßler. — Mitt.-Bl. rheinhess. Landesk., **7**, 4, S. 136—142, 1 Ktn-Sk., 1958.

KAUTZSCH, E.: Die sedimentären Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins. — Freiberger Forschungsh., C **44**, S. 14—21, Berlin 1958.

KEGEL, K.: Das Auftreten von CO_2 im Werra-Kalisalzgebiet. — Bergakad., **10**, 2, S. 60 bis 64, 1958.

KELLER, R.: Der mittlere Niederschlag in den Flußgebieten der Bundesrepublik Deutschland. — Forschg. deutsch. Landesk., **103**, 81 S., Tab., graph. Darst., Ktn., Taf., Remagen 1958

— Die Relativdarstellung des Niederschlages. Auf der Grundlage der Gewässerkundlichen Arbeitskarte 1:500000. — Ber. deutsch. Landesk., **22**, 1, S. 49—56, 1 Kte., 1958.

— Der mittlere Niederschlag in den Flußgebieten der Bundesrepublik Deutschland. — 81 S., Tab., graph. Darst., Ktn-Sk., 1 Taf., Remagen/Rh. (Bund.-Anst. Landesk.) 1958. = Das Wasserdargebot in der Bundesrepublik Deutschland. Dargest. in Übersichtskarten v. R. KELLER, R. GRAHMANN u. a. — Forsch. deutsch. Landesk., **103**, 1958.

KESSLER, W.: Erdgas in der Bundesrepublik. — Glückauf, **94**, 23/24, S. 768—776, 1958.

KIRCHHEIMER, F.: Die Frühgeschichte der Landesgeologie in Baden-Württemberg. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 2, Hannover 1958. [Vortragsreferat]

— Über das vermeintliche Vorkommen der Juglandaceen im zwischeneiszeitlichen Mitteleuropa. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 3/4, S. 136—151, 1958.

KLAAS, C.: Der Raubvogel- und Eulenbestand des Frankfurter Oberwaldes. — Natur u. Volk, 88, 3, S. 84—93, 9 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. M. 1958.

KLENK, H.: Die Ausweitung des Weinbaus in Rheinhessen. — Diss., Bonn 1958.

KNEISSL, M. & R. SIGL: Geodätische Beiträge zur naturwissenschaftlichen Erforschung Bayerns. — Bayer. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Abh., N.F., **87**, München 1958.

KNICKMANN, E.: Bodenuntersuchung in neuer Sicht. — Deutsch. Weinb., **13**, 14, S. 452, 1958.

KNOPF, E.: Untersuchung der für den Salzbergbau geeigneten Sprengstoffe. — Kali u. Steinsalz, **2**, 6, S. 201—205, 1958.

KÖHLER, H.: Die Quellenschutzgesetzgebung in der Bundesrepublik und der qualitative Quellenschutz. — Heilbad u. Kurort, **10**, 1, S. 17—20, 1958.

KRATZ, G.: Die Frage der Einbeziehung des Kreises Alsfeld in das Sanierungsprogramm des Bundes für wirtschaftlich zurückgebliebene Gebiete. — Mitt. Gesch.- u. Altertumsver. Stadt Alsfeld, **9**, 18/19, S. 153—168, 1958.

KREUTZ, W.: Das Klima mit seinen Besonderheiten und das Problem der künstlichen Klimabeeinflussung. — Studium Generale, **11**, 10, S. 621—632, 2 Ktn-Sk., 1 Tab., 1 Graph. Darst., 1958. [Beispiel Heidelberg und seine Umgebung]

KREUTZ & SCHUBACH: Das Klima der Gemarkung Espenschied und Vorschläge zur Klimaverbesserung durch Windschutz. — Planungsgrundlagen Ortsentwicklung Gemeinde Espenschied, S. 25—73, 8 Ktn-Sk., 10 graph. Darst., 3 Tab., Wiesbaden 1958.

KREUZKAMP, H.: Deutschland. 1:1000000. 12 Ktn. — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958. [Bereich u. a. nördl. Hessen, Rheinland-Pfalz, südl. Hessen]

Kühne, F.: Erdölexploration des Jahres 1957 in Westdeutschland. — Erdöl u. Kohle, **11**, 4, S. 217—228, 1958.

Kündiger, K., W. Reichart u. a.: Die wirtschaftliche Situation landwirtschaftlicher Betriebe in Nordhessen. — Forsch.-Ges. Agrarpolitik u. Agrarsoziol. e. V., **77**, 66 S., Tab., graph. Darst., Ktn-Sk., Bonn 1958.

Kuron, H. & D. Weingarten: Die Gefährdung der landwirtschaftlich genutzten Flächen des Kreises Biedenkopf durch Bodenerosion. Beitrag zur Methode der Gefahrenstufen-Kartierung größerer Bereiche. — Arbeitsgem. z. Verbesserung d. Agrarstruktur i. Hessen e. V., Sh., 2, 31 S., zahlr. Abb., Taf., Tab., Gießen 1958.

Kutscher, 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, 1958.

Laemmlen, M.: Lexique stratigraphique international. Congrès Géologique International-Commission de Stratigraphie. — Vol. 1: Europe, 5: Allemagne. d2: Keuper, Paris 1958.

Landau, G.: Beiträge zur Geschichte der alten Heer- und Handelsstraßen in Deutschland. Eingel. u. durch e. Übersichtskte. erl. v. W. Görich. (Neuausg.) — Hess. Forsch. geschichtl. Landes- u. Volksk., 1, 103 S., 1 Taf., Kassel, Basel (Bärenreiter-Verl.) 1958.

Langer, R. & W. Tilgner: Die Tannenmeise im Frankfurter Stadtwald. — Natur u. Volk, 88, 7, S. 231—235, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1958.

Leibbrand, K.: Wirtschaftliche Fragen des Lahnausbaus. Gutachten i. Auftr. d. Hess. Min. Arbeit, Wirtsch. u. Verkehr im Nov. 1958. — Zahlr. Tab., graph. Darst., Wiesbaden (Hess. Min. Arbeit, Wirtsch. u. Verkehr) 1958.

Leiner, M.: Die Riesen-Amöbe *Pelomyxa palustris* im Hessischen Ried. — Natur u. Volk, 88, 1, S. 22—29, 10 Abb., Frankfurt a. M. 1958.

Lochner, K.: Die Stadt Ludwigshafen am Rhein. Ihre Entstehung, Zerstörung und ihr Wiederaufbau. — Saarbrücker H., 8, S. 42—49, 1 Ktn-Sk., 6 Abb., 1958.

Logemann, W.: Vor hundert Jahren. Ein geschichtlicher Rückblick auf die Entwicklung des deutschen Eisenbahnnetzes bis zum Beginn des Jahres 1958 und die bis Ende des gleichen Jahres neu eröffneten Strecken. — Bundesbahn, **32**, 21, S. 1088—1098, 1 Taf., 1958.

Lotze, F.: Der niederrheinische und westfälische Zechstein und seine Beziehung zum englischen Zechstein (Beitrag Nr. 9): Allgemeinere Ergebnisse hinsichtlich der Geologie des westdeutschen Zechsteins. — Geol. Jb., **73**, S. 141—148, 1958.

Lüder, H. H. von: Über die wirtschaftliche Lage der Vertriebenen- und Flüchtlingsbetriebe in Hessen, Rheinland-Pfalz, sowie Teilen von Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen. Dargestellt an den Buchführungsergebnissen von 173 Betrieben des Wirtschaftsjahres 1955/56. — Diss., Gießen 1958.

Madl, A.: Geographie Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. — Hrsg.: Eötvös Loránd Tudományegyetem Bölcsészettudományi Kar. Kézirat. — 124 S., 2 Ktn-Sk., Budapest (Felsöoktatási jegyzatelláto Vállalat) 1958.

Malsi, M.: Strukturuntersuchung Landkreis Offenbach 1958. Hrsg. v. Kreisausschuß d. Landkr. Offenbach, 205 S., zahlr. Tab., graph. Darst., Ktn-Sk., Offenbach a. M. 1958.

Martin, B.: Zur Speicherfrage im niederdeutsch-mitteldeutschen Grenzraum Waldecks. — Hess. Bl. Volksk., **49/50**, Festschr. f. H. Hepding z. 80. Geburtstag, S. 121—134, 4 Abb. a. Taf., Ktn-Sk., 1958.

Meyer-Barkhausen, W.: Das „Graue Haus" zu Winkel im Rheingau. — Mainzer Z., **53**, S. 1—20, Abb., Grundr., 1958.

— Das „Graue Haus" zu Winkel im Rheingau. — Hess. Heimat, N.F., 8, 3, S. 10—14, 7 Abb., 2 Grundr., Melsungen 1958/59.

Meynen, E., R. Klöpper & J. Körber: Rheinland-Pfalz in seiner Gliederung nach zentralörtlichen Bereichen. — Forsch. deutsch. Landesk., **100**, Remagen/Rh. (Selbstverl. Bund.-Anst. Landesk.) 1958.

Merkel, H.: Aufstieg des zahnärztlichen Wesens in Kassel bis 1864. — Diss., Göttingen 1958.

MICHEL, H., J. WAGNER & H. QUEHL: Heimatkarten von Hessen. Ein Heimatatlas für die hessischen Schulen. (Neue Ausgabe.) — 14 S., Braunschweig, Berlin, Hamburg, München, Kiel, Darmstadt (Westermann) 1958.

MICHELS, F.: Zur Geologie der westdeutschen Heilquellen. — Deutsch. Bäderkal., S. 40 bis 42, Gütersloh 1958.

MIRSCH, R.: Die Minerale des mitteldeutschen Kupferschiefers unter Berücksichtigung des neuen Minerals Betechtinit. — Aufschluß, **9**, 1, S. 4—6, 1958.

MOLLWO, H.: Klimawerte von Frankfurt/Main 1857—1956. — Ber. deutsch. Wetterd., **6**, 43, 60 S., Offenbach a. M. 1958.

MONHEIM, F.: Fragen der Agrarlandschaftsentwicklung am Oberrhein, erläutert am Beispiel des Neckarschwemmkegels. — Deutsch. Geographentag Würzburg. 29. Juli bis 5. August 1957, Tag.-Ber. u. wiss. Abh., S. 342—348, 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.

MÖSSINGER, F.: Odenwälder Köhlergeräte. — Hess. Bl. Volksk., **49/50**, Festschr. f. H. HEPDING z. 80. Geburtstag, S. 156—175, zahlr. Abb., 6 Abb. a. Taf., 1958.

MÜCKENHAUSEN, E. & H. WORTMANN: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300000. Mit Beitr. v. F. EIDMANN, E. KLAPP u. a. — Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) 1958.

— — Wasserkapazität der Böden von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 5. —

— — Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 2. —

— — Podsolierte, verarmte, sauere Böden (teils gleichzeitig staunaß) von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 8. —

— — Bodenerosionsgefahr durch Wasser in Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 9. —

— — Natürliche Güte der Böden Nordrhein-Westfalens. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 10. —

— — Böden mit guter Kalziumversorgung (karbonatisch und silikatisch gebunden sowie als Ca-Ion im Komplex) von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 4. —

— — Lößboden von Nordrhein-Westfalen. (Bodentypen.) (Ca. 1:1500000.) — Taf. 3. —

— — Staunässeböden (Staunässegleye) von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — Taf. 6. — In: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300000. Bearb. v. E. MÜCKENHAUSEN & H. WORTMANN. Mit Beiträgen von F. EIDMANN, E. KLAPP u. a., Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) 1958.

MÜLLER, G.: Die Sinner Treppe — eine Hangsiedlung im Dilltal. Allgemeine Planungsgrundsätze für ein Beispiel der baulichen Verdichtung im ländlichen Raum. — Arbeitsgem. Verbesserung Agrarstruktur i. Hessen AVA, Sh. 1, 17 S., Abb., schemat. Darst., Wiesbaden 1958.

MÜLLER, H. R.: Flugbild Europas. (Dokumentar-Bildband.) Bildlegenden: E. EGLI u. P. MEYER. M. einer Einf. v. SALVADOR DE MADARIAGA. — 226 S., Abb., Zürich (Artemis-Verl.) 1958.

NAHRGANG, K.: Die Völkerwanderungszeit im Stadt- und Landkreis Offenbach a. M. — Stadt- u. Landkr. Offenbach. Studien u. Forsch. Beih. Atlas Siedlungsk., Verkehr, Verw., Wirtsch. u. Kultur, **4**, S. 89—104, 7 Ktn-Sk. a. Taf., Frankfurt a. M. 1958.

NICOLAUS, H.-J.: Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. — 119 S., Abb., Taf., (Maschinenschr.), Diss., Göttingen 1958.

OAKLEY, K. P.: Das Alter des Schädels von Rhünda. II. Application of fluorine, uranium and nitrogen analysis to the relative dating of the Rhünda Skull. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 3/4, S. 130—136, 1958.

OTREMBA, E. & F. BURMESTER: Deutschland. Bodennutzung. (1:6000000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958.

PAULSSEN: Kreisentwicklungsplan Kreis Bergstraße. Das landwirtschaftliche Betriebsgrößenproblem. Hrsg. v. Kreisausschuß d. Krs. Bergstraße. — 122 S., Tab., Heppenheim a. d. Bergstraße 1958.

PERPEET, L.: Westdeutschland, Rheinpfalz, Saar, Nordrhein, Hessen. Mit englischer Übers. v. R. H. BOOTHROYD. — Athenäum-Kunst-Reiseführer, 167 S., 408 Abb., Bonn (Athenäum-Verl.) 1958.

Petrikovits, H. von: Bergbau und Hüttenwesen in der römischen Rheinzone. — Z. Erzbergb. u. Metallhüttenw., **11**, 12, S. 594—600, 7 Abb., 1958.

Petry, L.: Sammelbericht über Pfalz und Rheinhessen 1953—1958 (mit Ergänzungen aus den vorausgehenden Jahren). — Bl. deutsch. Landesk., **94**, S. 370—385, 1958.

Petzinger, W.: Der kulturgeographische Strukturwandel des nördlichen hessischen Rieds. — 116 S., 14 Diagr., 17 Tab., (Diss. Frankfurt 1956), Groß-Gerau (Fink) 1958.

Pflug, H. D.: Die kontinentalen Ablagerungen des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär (Paleozän bis Unteroligozän). — Ber. geol. Ges. DDR f. d. Gesamtgebiet d. geol. Wiss., **3**, 2/3, S. 145—146, 1958.

Pichl, K.: Die Erosion der Rheinsohle zwischen Karlsruhe und Oppenheim. — Wasserwirtsch., **48**, S. 283—286, 321—326, 1 Ktn-Sk., 12 graph. Darst., 7 Tab., 1958.

Polenz, P. von: Einrichi = „Einöde". Deutung eines frühmittelalterlichen Landschaftsnamens. — Hess. Bl. Volksk., **49/50**, Festschr. f. H. Hepding z. 80. Geburtstag, S. 220 bis 229, 1958. [Hinter-Taunus]

Recknagel, R.: Karlshafen. Fragmente einer städtebaulichen Portalanlage um 1700. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., Beih. 2, 45 S., Abb., 5 Bl. Abb., 2 Taf., Kassel, Basel (Bärenreiter-Verl.) 1958.

Reitzel, A. M.: Vom Stapelrecht zur Rheinschiffahrtsakte. Ein Beitrag zur mittelrheinischen Verkehrs- und Rechtsgeschichte — Mainz behauptete sein Recht lange Zeit. — Staatsz. Staatsanz. Rheinl.-Pfalz, **9**, 38, S. 5—6, 39, S. 3—4, 2 Abb., 1958.

Riehm, H.: Phosphatuntersuchungen der Böden des Bundesgebietes in den Jahren 1936 bis 1957. — Phosphorsäure, **18**, 2, S. 65—72, 1958.

Rothert, H.: Korbach als Tochterstadt von Soest. — Westfäl. Forsch. Mitt. Provinzialinst. westf. Landes- u. Volksk., **11**, S. 33—39, 1958.

Rutte, E.: Die Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg. — Geol. Jb., **73**, S. 737—754, 2 Taf., 3 Abb., Hannover 1958.

Saalwächter, A.: Alt-Ingelheim. Kulturgeschichtliche Bilder aus der Vergangenheit Ingelheims und des Ingelheimer Grundes in gesammelten Schriften. — Beitr. Ingelheimer Gesch., **9**, 173 S., 1 Taf., Ingelheim (Hist. Verl.) 1958.

Sandner, G.: Wabern. Die Entwicklung eines nordhessischen Dorfes unter dem Einfluß der Verkehrszentralität. — Marburger geogr. Schr., 10, 112 S., Tab., Ktn., graph. Darst., Marburg (Geogr. Inst. Univ. Marburg) 1958.

Sauer, J. H.: Die Rhön. Grenzland im Herzen Deutschlands. — 160 S., 164 Abb., Fulda (Parzeller & Co.) 1958.

Simmert, J.: Die Geschichte der Kartause zu Mainz. — Beitr. Gesch. Stadt Mainz, **16**, 4 + 160 S., Mainz (Stadtbibliothek) 1958.

Sindowski, K.-H.: Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., **73**, S. 277—294, 7 Abb., Hannover 1958.

Sobotha, E.: Der Zechstein zwischen Korbach und Thalitter. — Mein Waldeck, Beilage der „Waldeckischen Landeszeitung" für Heimatfreunde, **1**, 1958.

Schaab, H.: Die Bedeutung der Arbeitswirtschaft bei der Rationalisierung obstbaulicher Gemischtbetriebe in Rheinhessen. — Diss., Gießen 1958.

Schaab, M.: Straßen und Geleitswesen zwischen Rhein, Neckar und Schwarzwald im Mittelalter und der frühen Neuzeit. — Jb. Statist. Landesk. Baden-Württ., **4**, 1958.

Scharf: Die Entwicklung der amtlichen Kartenwerke in Rheinland-Pfalz. — Nachr.-Bl. Vermess.-Verw. Rheinl.-Pfalz, **1**, 3, S. 17—26, 3 Ktn., 1 Ktn-Sk., 1958.

Schirmer, H.: Deutschland. Mittlere Jahressummen des Niederschlags. Zeitraum 1891 bis 1930. (1:8000000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. Troll, Freiburg (Herder) 1958.

Schlüter, O.: Die Siedlungsräume Mitteleuropas in frühgeschichtlicher Zeit. Erläuterungen zu einer Karte. T. 2. Erklärung und Begründung der Darstellung. II. Das mittlere und nordöstliche Mitteleuropa. — Forsch. deutsch. Landesk., **110**, 123 S., 2 Ktn-Sk., Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1958.

SCHMIDT, HERTHA: Ein Pfeilschwanz aus dem Hunsrück-Schiefer. — Natur u. Volk, **88**, 5, S. 163—165, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1958.

SCHMIDT, WO.: Pflanzenreste aus der Tonschiefer-Gruppe (Unteres Siegen) des Siegerlandes. II: *Pachytheca reticulata* CORSIN aus den Betzdorfer Schichten nebst neuen Beobachtungen an *Pachytheca*. — Palaeontographica, **104**, 1/3, Stuttgart 1958.

SCHMIDT-RIES, H.: Limnologische Untersuchungen des Rheinstroms. Bd. **1**: Hydrobiologische und physiologische Verhältnisse im Rheinstrom im Bild bisheriger Untersuchungen. — Bd. **2**: Physiographische Untersuchungen des Rheines in den Jahren 1951—1957. — Köln und Opladen 1958.

— Der Rhein in Deutschland und sein Wert für die limnologische Forschung. — Gewässer u. Abwässer, **21**, S. 15—46, 8 Abb., 1958.

SCHNAPPER, W.: Der Neckar als Wasserstraße. Geographische Grundlagen. Vorgeschichte des Ausbaus zur Schiffahrtsstraße, Wasserkraftwerke. — Geogr. Rdsch., **10**, 12, S. 466 bis 472, 5 Abb., 1958.

SCHNEIDER, M.: Agrarmeteorologische Bibliographie 1956. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **8**, X + 119 S., Offenbach a. M. 1958.

— Agrarmeteorologische Bibliographie 1957. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **9**, X + 97 S., Offenbach a. M. 1958.

SCHNEIDER, S.: Deutschland. Bergbau und Energiewirtschaft. (1:6000000.) — In: Großer Herder Atlas, Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958.

SCHNELL, ST.: Burgenstadt Schlitz. — 31 S., Fulda (Parzeller) 1958.

SCHOPPA, H.: Römische Siedlungsspuren bei Wiesbaden-Erbenheim. — Nassau. Heimatbl., **48**, 1, S. 19—26, Abb., 1 Ktn-Sk., 6 Prof., 1958.

SCHUMACHER, F.: Die Uranvorkommen Mitteldeutschlands. — Atomwirtsch., **3**, 6, S. 224 bis 229, 1958.

SCHWARZBACH, M.: Erdbebenchronik für die Rheinlande 1956—57. — Decheniana, **111**, S. 73—77, 2 Abb., Bonn 1958.

SCHWARZMANN, H.: Vergleichsbetrachtungen über den Wasserhaushalt südwestdeutscher Gewässergebiete. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **2**, 2, S. 27—34, 1958.

SCHWEIZER, H.: Die sozialökonomische Struktur der Landwirtschaft und ihre sozialen Probleme in einem unterentwickelten Gebiet. Untersuchungen in 10 Spessart-Gemeinden. — Diss., Hohenheim 1958.

STAUDT, R.: Darmstadt. — Hrsg. v. Länderdienst-Verl., Brilon i. Westf. in Zusammenarb. m. d. Verkehrs- u. Werbeamt d. Stadt Darmstadt. — Deutschlands Städtebau, Kommunal- u. Volkswirtsch., 86 S., Abb., Brilon, Basel (Länderdienst-Verl.) o. J. (um 1958).

STEINMETZ & NIESMANN: Die Gefährdung durch Bodenerosion in der Gemarkung Espenschied/Rheingaukreis. Ausschnitt. — Planungsgrundlagen Ortsentwicklung Gemeinde Espenschied, S. 77—91, 1 Kte., Wiesbaden 1958.

STEPHAN, E.: Städte zwischen Rhein, Main und Neckar. Ihre Entstehung und ihre Stadtwerdung. — Mainzer Z., **53**, S. 29—46, 3 Ktn., 7 Pl., 1 Abb., 1958.

TROLL, C.: Deutschland. Geologie. (1:6000000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. TROLL, Freiburg (Herder) 1958.

VETTER, E. M.: Der Oberrhein von Mainz bis Basel. Mitarb. J. BUSS. — 160 S., Düsseldorf (Schwann) 1958.

VOSS, U.: Die zweckmäßige landwirtschaftliche Betriebsgröße im Landkreis Hünfeld. Hrsg.: Inst. f. landwirtschaftl. Betriebslehre d. Justus-Liebig-Univ., 132 S., 78 Tab., 5 graph. Darst., 10 Ktn., Gießen 1958 = Diss., Gießen 1958.

WACHTER, H.: Wind und Höhenwind des Frankfurter Gebietes. — Meteorol. Rdsch., **11**, 6, S. 183—185, graph. Darst., 1958.

WALGER, E.: Über die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes. — Diss., Freiburg i. Br. 1958.

WAPENHANS, W.: Die Kreditgenossenschaften des ländlichen Genossenschaftsverbandes Frankfurt am Main, e. V. Eine Untersuchung im Hinblick auf die gegenwärtige Kreditsituation und ihre Beeinflussung durch die landwirtschaftlichen Kreditförderungsmaßnahmen des Grünen Planes. — Diss., Gießen 1958.

Weinheimer: Nordrhein-Westfalen. Geländeformen, Höhenschichten, Gewässer (1:300000.) — In: Nordrhein-Westfalen-Atlas. Hrsg. Min.-Präs. d. Landes Nordrhein-Westfalen, Landesplanungsbehörde, Düsseldorf (A. Bagel) 1958.

Wolz: Bevölkerungs- und Wirtschaftsentwicklung entlang der Zonengrenze in Hessen. — Staat u. Wirtsch. Hessen, **13**, 11, S. 287—291, 9 Tab., 1958.

Wunsch, P. L.: Ein typischer *Ceratites fastigiotenuis* Rothe aus der Umgebung von Göttingen. — Geol. Jb., **73**, S. 557—560, 2 Abb., Hannover 1958.

Wuttke, G.: Erfahrungen bei der Erosionsbekämpfung in Thüringen. — Deutsch. Landwirtsch., **9**, 2, S. 76—80, 1958.

Zwanzig, H.: Die Problematik des Tachydritgehaltes der mitteldeutschen Kalilagerstätten. — Bergbautechn., **8**, 2, S. 93—94, 1958.

Abwasser, Anfall und Beseitigung in Gemeinden und Industriebetrieben in der Bundesrepublik Deutschland. Stand 31. 3. 1956. Ergebnisse des Abwasserfragebogens 1956. — 3 S., 8 Tab. (als Manuskript vervielf.), Bad Godesberg (BMin. Atomkernenergie u. Wasserwirtsch.) 1958.

Aufschluß- und Erweiterungsbohrpunkte. Bundesrepublik Deutschland. — In: Jber. Geschäftsführg. Wirtschaftsverb. Erdölgewinnung e. V., S. 20, Hannover 1958.

Das 1958 in gemeindeweiser Aufgliederung angefallene statistische Grundmaterial. — Staat u. Wirtsch. Hessen, **13**, 12, S. 323—325, 1 Tab., 1958.

Bericht über die Tätigkeit des Instituts für Angewandte Geodäsie für die Zeit vom 1. 4. 1955 bis 31. 3. 1957 (Haushaltsjahre 1955 und 1956). — 64 S., 1 Taf., Frankfurt a. M. (Inst. angew. Geodäsie) 1958.

Betriebsverhältnisse der hessischen Landwirtschaft 1956/57. — Beitr. Statist. Hessens, **99**, 138 S., Wiesbaden 1958.

Bodenbenutzung und Ernteerträge in Hessen 1957. — Beitr. Statist. Hessens, **102**, 101 S., Wiesbaden 1958.

Bodenübersichtskarte von Hessen 1:600000. Bearb. i. Hessischen Landesamt für Bodenforschung von E. Schönhals. — Wiesbaden 1958.

Bundesautobahnen und Bundesstraßen. 1:1000000. — Bonn (BMin. Verkehr) 1958.

Continental gestern und heute. 1945, 1948, 1958. — 82 S., Abb., Pl., Hannover (Continental Gummi-Werke AG) 1958. [Korbach]

Deutsche Erdölfelder. 2 Ktn. — In: Jber. Geschäftsführg. Wirtschaftsverb. Erdölgewinnung e. V., S. 47, 1 Anl., Hannover 1958.

Deutscher Bäderkalender. — Hrsg.: Deutsch. Bäderverb. e. V., Bonn. Gütersloh (Flöttmann) 1958.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Land Baden-Württemberg. Regierungsbezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau). Abflußjahr 1956. — Karlsruhe 1958.

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Bundesrepublik 1956. — 36 + 230 S., zahlr. Tab., 5 Ktn. i. Anh., Offenbach/Main (Deutsch. Wetterd.) 1958.

Deutschland. NE-Metall-Bergwerke und -Hütten 1955/56. (Ca. 1:5000000.) — In: Geldern, G. v.: Deutschlands Nicht-Eisenmetall. — Z. Wirtschaftsgeogr., **2**, 3, 1958. [Neben S. 96]

Deutschland. Verkehr. (1:6000000.) — In: Großer Herder Atlas. Hrsg. v. C. Troll, Freiburg (Herder) 1958.

Festschrift für Hugo Hepding zum 80. Geburtstag 7. September 1958. — Hess. Bl. Volksk., **49/50**, 354 S., Abb., Taf., Ktn., Gießen (Schmitz) 1958.

Geologische Karte des Saar-Nahe-Gebietes mit den paläogeographischen Verbreitungsgrenzen von Rotliegenden und Oberkarbon. (Ca. 1:800000.) — In: Andres, J.: Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **11**, 7, S. 441, Abb. 1, 1958.

Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. (Ca. 1:1500000.) — In: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. 1:300000. Bearb. v. E. Mückenhausen & H. Wortmann. Mit Beiträgen von F. Eidmann, E. Klapp u. a. — Taf. 1, Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) 1958.

Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges 1:100000. Hrsg. v. Hess.L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden 1958.

Handbuch der deutschen Binnenhäfen. Hrsg. in Zusammenarb. m. d. Verband Deutscher Binnenhäfen, Neuß. — 375 S., Abb., Ktn-Sk., Nürnberg, Düsseldorf, Berlin, Darmstadt (Stoytscheff) 1958.

Die hessische Ausfuhr 1957. — Beitr. Statist. Hessens, **103**, 143 S., Wiesbaden 1958.

Hessisches Landesamt für Bodenforschung. — Geol. Jb., **73**, S. 32—35, Hannover 1958.

Hessischer Minister für Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft, Wiesbaden. Hessen. — Wasser u. Boden, **10**, 7/8, S. 209—215, 5 Abb., 1958.

Jahresbericht der Geschäftsführung des Wirtschaftsverbandes Erdölgewinnung e. V., Hannover 1957. — 47 S., zahlr. Tab., Abb., Ktn-Sk., graph. Darst., Hannover 1958.

Jahresbericht 1957. — Jber. deutsch. Wetterd., 5, Offenbach a. M. 1958.

Karte der öffentlichen Wasserversorgung in der Bundesrepublik Deutschland 1:500000. Hrsg. v. Verband der deutsch. Gas- u. Wasserwerke (4 Bl.), Frankfurt a. M. (ZfGW-Verl.) 1958.

Karte der Wasserversorgung 1:500000 SW-Blatt. Kartographie: Bund.-Anst. für Landesk., Druck: Inst. für angew. Geodäsie, 1958.

Karte der Bouguer-Störungen in der Pfalz und im Mainzer Becken (Meßstrupp: Seismos), ergänzt durch Ergebnisse der gravimetrischen Reichsaufnahme und Pendelmessungen. (Ca. 1:1000000.) — In: ANDRES, J.: Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **11**, 7, S. 442, Abb. 2, 1958.

Karte der öffentlichen Wasserversorgung in der Bundesrepublik Deutschland. (1:500000.) — Bund.-Anst. Landesk. u. Wasserreferat BMin. Wirtsch., Frankfurt a. M. (VDGW) 1958.

Die Kohlenwirtschaft der Welt in Zahlen. Hrsg. v. Unternehmensverb. Ruhrbergb. — Essen (Glückauf) 1958.

Kraftwerke und Leitungen. — In: RWE-Verbund, **23**, 1958. [Bundesrepublik, Westteil]

Lage der Dampfkraftwerke an den Bundeswasserstraßen. — In: Jber. Wasserbauverw. d. Bundes, Bonn (BMin. Verkehr) 1958.

Lebendige Heimat. Der Kreis Groß-Gerau. Aus Anlaß des 125jährigen Bestehens des Kreises Groß-Gerau 1832—1957, hrsg. v. Kreisausschuß d. Landkr. Groß-Gerau. — 407 S., Abb., Taf., zahlr. Tab., Ktn-Sk., graph. Darst., Groß-Gerau 1958.

Nordrhein-Westfalen-Atlas. Hrsg. v. Ministerpräsidenten des Landes Nordrhein-Westfalen — Landesplanungsbehörde. Blatt: Nutzbare Lagerstätten in Nordrhein-Westfalen 1:300000, Blatt: Geländeformen-Höhenschichten-Gewässer 1:300000, Düsseldorf 1958.

Planungsgrundlagen zur Ortsentwicklung der Gemeinde Espenschied. Ein Beispiel für die Planungsarbeit in den Gemeinden. Hrsg. v. Hess. Min. d. Innern, Landesplanung. — Arch. Raumforsch. i. Hessen, 114 S., Ktn-Sk., graph. Darst., Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.

Das Problem der Vernichtung der Kaliendlaugen. (Kurzbericht.) — Chem.-Ztg., **82**, 1, S. 26, 1958.

Region Rhein-Main. Bevölkerungsentwicklung der Gemeinden 1950—1956. 1:200000. — In: Vorl. Raumordnungsplan für das Land Hessen. Region Rhein-Main, Wiesbaden (Hess. Min. d. I., Landespl.) 1958.

Stand des Wasserkraftausbaues an den Bundeswasserstraßen im Jahre 1954 und 1957. — In: Jber. Wasserbauverw. d. Bundes, Anh. 4, Bonn (BMin. Verkehr) 1958.

Statistisches Jahrbuch für die Bundesrepublik Deutschland. — Stuttgart (Kohlhammer) 1958.

Alte Straßen und Reichsgut im Westerwald. (1:200000.) — In: GENSICKE, H.: Landesgeschichte des Westerwaldes. — Veröff. hist. Komm. Nassau, 13, Kte. 2, Wiesbaden (Selbstverl. hist. Komm. Nassau) 1958.

Teufenplan auf den Refraktionshorizont C im Mainzer Becken. (Ca. 1:600000.) — In: ANDRES, J.: Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl u. Kohle, **11**, 7, S. 441, Abb. 8, 1958.

Verkehrsuntersuchung Darmstadt. Hrsg. v. Hess. Min. d. Innern, Landesplanung. — Arch. Raumforsch. i. Hessen, 76 S., Tab., Taf., 27 Taf. m. Pl., Ktn-Sk., graph. Darst., Wiesbaden 1958.

Viehwirtschaft in Hessen 1956 und 1957. — Beitr. Statist. Hessens, **98**, 92 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1958.

Weiterbau der Bundesautobahnen. Aufgestellt am 1. August 1958. (1:2000000.) — In: Kloss: Die Vogelfluglinie, eine internationale Verkehrsverbindung ersten Ranges. — Straße u. Autobahn, **9**, 9, S. 348, 1958.

Nachtrag aus dem Jahre 1959

Boden, W.: Der Meißner. — Aufschluß, **10**, S. 90—92, 1 Abb., 1959.

Brelie, G. van der: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 371 bis 388, 2 Tab., Krefeld 1959.

Bremer, H.: Flußerosion an der oberen Weser. Ein Beitrag zu den Problemen des Erosionsvorganges, der Mäander und der Gefällskurve. — Göttinger geogr. Abh., **22**, Göttingen 1959.

Buzengeiger, G.: Die große Trockenheit im Abflußjahr 1959. — Die Weser, **33**, 12, S. 157—161, 1959.

— Trockenster Sommer seit 1860. Wasserverhältnisse im Wesergebiet — Mai bis Juli 1959. — Die Weser, **33**, 8, S. 110—112, 1959.

Chatterjee, N. D.: Die Lamprophyre des Spessarts und das Lamprophyrproblem. — Nachr. Akad. Wiss., II, 1, Göttingen 1959.

Dieterich, B. H.: Die Beschaffenheit des Rheinwassers — Ergebnisse internationaler Messungen. — Gas- u. Wasserf., **100**, 44, S. 1141—1144, 1959.

Ebeling, G.: Abwasserprobleme am Ober- und am Mittelrhein. (Dargestellt an Hand einer Schilderung der heutigen Rheinwasserbeschaffenheit.) — Ber. abwassertechn. Ver., 10, S. 233—248, 1959.

— Abwasserprobleme an Ober- und Mittelrhein. — Stuttgarter Tag. u. Landesgruppentag. 1958, Ber. ATV. — 10, S. 233—248, München (R. Oldenbourg) 1959.

Eberle, G.: Altes und Neues vom Schriftfarn *(Ceterach officinarum)*. — Natur u. Volk, **89**, 7, S. 229—236, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1959. [Lahntal, Weiltal, Dilltal]

— Unsere mitteleuropäischen Schildfarne *(Polystichum)* im Lichte neuer Erkenntnisse. — Natur u. Volk, **89**, 12, S. 407—414, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1959. [Ulmtal, Kreis Wetzlar, Odenwald]

Ernst, E.: Die Obstbaulandschaft des Vordertaunus und der südwestlichen Wetterau. — Rhein-Main. Forsch., **46**, Frankfurt a. M. 1959.

Eschweiler, W.: Die Hydrographie des Rheins unterhalb Basel. Der Rhein zwischen Basel und Emmerich. — Koblenz 1959.

Fischer, W.: Die wirtschaftliche Lage der Bundenbacher Dachschiefergewinnung. — Heimatkal. Landkr. Birkenfeld, Heimatk. Beitr. Volkstum u. Gesch. d. Glantales, d. Westrichs u. d. Birkenfelder Landes, S. 113, 115—118, 1 Kte., Neuwied 1959.

— Die Zunftordnung der Achatschleifer der Herrschaft Oberstein vom 16. Januar 1609. — Heimatkal. Krs. Birkenfeld, S. 129—134, 1 Abb., Birkenfeld 1959.

Franz, E.: Der Bambusbohrer, *Chlorophorus annularis*, in Frankfurt a. M. — Natur u. Volk, **89**, 4, S. 133—135, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1959.

— Käfer-Monstrositäten. — Natur u. Volk, **89**, 3, S. 74—80, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1959. [Frankfurter Stadtwald, Wetzlar]

Frechen, J.: Die basaltischen „Ausbläser" von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 301—312, 3 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Krefeld 1959. [Mainzer Becken]

— Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 363—370, 1 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Krefeld 1959.

GIEBLER, G.: Chemische Wasserstatistik der Wasserwerke in der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlin. Hrsg. v. Deutsch. Ver. von Gas- u. Wasserfachmännern, München 1959.

GOLWER, A.: Stratigraphie und Tektonik im südlichen Lauchert-Gebiet (Schwäbische Alb). — Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, (N.F.) **22**, 94 S., 2 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1959.

GÜNTHER, E. E.: Wasser 59. 100 Jahre Wasserwerk Offenbach am Main. Ein Beispiel kommunaler Leistung. Hrsg. im Auftr. Magistrat Stadt Offenbach (Main). — 119 S., Offenbach a. M. 1959.

GUSS, H.: Sichtweite und Bevölkerung an deutschen Verkehrsflughäfen. — Ber. deutsch. Wetterd., **7**, 52, 58 S., Offenbach a. M. 1959.

HARTKE, W. & K. RUPPERT: Die ergiebigen Stark- und Dauerregen in Süddeutschland nördlich der Alpen. — Remagen 1959.

HILTERMANN, H.: Annotated bibliography of micropaleontology in Germany for 1958. — Micropaleontol., 5, 1959.

HOFFMANN, R. & A. KÜHN mit Beitr. v. W. LINDEN u. G. ISENBERG: Der Verkehr im Rheingebiet. — Forschungs- u. Sitzungsber. Akad. Raumforsch. Landespl., **13**, Bremen-Horn (W. Dorn) 1959.

HORAK, H.: Die Struktur der Ludwigshafener Wirtschaft. — In: Ludwigshafen, Stadt der Chemie, Hanau (Kuwe-Verl.) 1959.

JOHN, H. W. P.: Der Dachschieferbergbau in Rheinland-Pfalz. — In: Oberbergamt Rheinland-Pfalz in Bad Ems und der Bergbau in seinem Bezirk, Int. Industriebibliot., **126/31**, Brilon und Basel (Länderdienst) 1959.

JOHN, H.: Die Entwicklung des Eisenbahnnetzes im Raum Marburg und Gießen. — Hess. Jb. Landesgesch., **9**, 1959.

JUNG, L.: Über Veränderungen der Bodenoberfläche durch abfließende Niederschlagswässer. — Wasser u. Boden, **12**, 1, S. 10—13, 1959.

KLAAS, C.: Vom Pirol. — Natur u. Volk, **89**, 6, S. 196—201, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1959. [Weiskirchen bei Oberursel]

KLEIN, P.: Planungsunterlagen für das Lahn-Dill-Gebiet. Zusammengest. in d. Bezirksplanungsst. Regierungspräs. Wiesbaden, (Manuskript vervielf.), Wiesbaden 1959.

KLEUBER, H.: Ludwigshafens Stellung und Bedeutung im Rhein-Neckar-Raum. — In: Ludwigshafen, Stadt der Chemie, Hanau (Kuwe-Verl.) 1959.

KLOTZ, E.: Wiesbadener Thermalquellen. — Heilbad u. Kurort, **11**, 9, S. 178—180, 1959.

KOLB, W.: Bodenschätze und Bergbau. — In: Oberbergamt Rheinland-Pfalz in Bad Ems und der Bergbau in seinem Bezirk, Int. Industriebibliot., **126/31**, Brilon und Basel (Länderdienst) 1959.

KRAUS, O.: Der größte einheimische Weberknecht, ein südliches Faunen-Element in der Umgebung Frankfurts. — Natur u. Volk, **89**, 4, S. 125—128, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1959.

LOTZE, FR.: Aktuo-geologische Charakteristik des Jahres 1958. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 12, S. 529—545, Stuttgart 1959. [Unwetter und leichte Erdbeben in Hessen]

MERKEL, W.: Beispiele für die Reinigung gewerblicher Abwässer. — Tag. Landesgruppen Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland am 22. 4. 1958 in Darmstadt, Ber. ATV. — 10, S. 249—253, München (R. Oldenbourg) 1959. [Beispiele aus Darmstadt]

MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Wiss. Schr.-R. AID, 14, 146 S., (Wiederdruck), Bad Godesberg 1959.

MÜLLER, E.-H.: Art und Herkunft des Lößes und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 255—265, 1 Abb., Krefeld 1959.

OBERDORFFER, K.: Die Entwicklung vom Festungswerk zur Stadt der Chemie. — In: Ludwigshafen, Stadt der Chemie, Hanau (Kuwe-Verl.) 1959.

PANETH, F. A. u. a.: Der Meteorit von Breitscheid. I—IV. — Geochim. et Cosmochim. Acta, **17**, 1959.

PAPP, A.: Tertiär, 1. Teil: Grundzüge Regionaler Stratigraphie. — In: Handb. stratigr. Geol. v. LOTZE, FR., **3**, T. 1, 11+411 S., 89 Abb., 63 Tab., Stuttgart (Enke) 1959.

Quitzow, H. W.: Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 389—400, 1 Abb., 5 Taf., Krefeld 1959.

Richter, M.: Über das Südwestende des Holzappeler Gangstreifens im Hunsrück. — Erzmet., **12**, S. 28—35, 1959.

Rosenberger, W.: Der Tonbergbau in Rheinland-Pfalz. — In: Oberbergamt Rheinland-Pfalz in Bad Ems und der Bergbau in seinem Bezirk, Int. Industriebibliot., **126/31**, Brilon und Basel (Länderdienst) 1959.

Ruppert, K.: Über einen Index zur Erfassung von Zentralitätsschwankungen in ländlichen Kleinstädten. — Ber. deutsch. Landesk., **24**, 1, S. 80—85, Bad Godesberg 1959. [Alsfeld/Hessen]

Schall, H.: Die chemische Industrie Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Standortfrage. — Nürnberger wirtschafts- u. sozialgeogr. Arb., **2**, 155 S., Tab., 1 Ktn-Sk., Nürnberg (Wirtschaftsgeogr. Inst.) 1959.

Schleusener, A.: Karte der mittleren Höhen von Zentraleuropa. — Deutsch. geodät. Komm. b. d. bayer. Akad. Wiss., B: Angew. Geodäsie, **60**, Frankfurt a. M. 1959.

Schönhals, E.: Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 313—322, 2 Abb., 1 Taf., Krefeld 1959.

Schwille, F.: Uranvorkommen in Rheinland-Pfalz. — Atomwirtsch., **4**, 1959.

Seidlitz, H. J.: Der Wasserspiegel des Edersees um 30 Meter gesunken. — Der Fischwirt, **9**, 11, S. 319—321, 1959.

Stauffert, I.: Messungen zur Frage der Versalzung des Rheines bei Mannheim. — Gas- u. Wasserf., **100**, 44, S. 1149—1150, 1959.

Thenius, E.: Tertiär, 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — In: Handb. stratigr. Geol. v. Lotze, Fr., **3**, T. 2, 11 + 328 S., 12 Abb., 32 Tab., 10 Taf., Stuttgart (Enke) 1959.

Thielen, G.: Beiträge über die Geschichte des Metallerzbergbaus an der unteren Lahn. — In: Oberbergamt Rheinland-Pfalz in Bad Ems und der Bergbau in seinem Bezirk, Int. Industriebibliot., **126/31**, Brilon und Basel (Länderdienst) 1959.

Thofern, E. & H. Brandis: Die hygienische Situation der Zentral- und Einzelwasserversorgung auf dem Lande. — Deutsch. med. Wschr., **84**, 39, S. 1792—1796, 1959.

Treser, G.: Die Frankfurter Wasserversorgung und ihre Probleme. — Gas- u. Wasserf., **100**, 42, S. 1073—1078, 1959.

Udluft, H.: Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse von Bad Soden-Allendorf. — Heilbad u. Kurort, **11**, 12, S. 272—274, 1959.

Viets, K.: Die aus dem Einzugsgebiet der Weser bekannten oberirdisch und unterirdisch lebenden Wassermilben. — Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerhaven, **6**, 2, S. 303—513, 1959.

Winter, H.: Der Odenwald. Land zwischen Rhein, Main und Neckar. — Deutsche Landschaft, **8**, Essen 1959.

Wundt, W.: Der Hochwasserabfluß in Deutschland. — Gas- u. Wasserf., **100**, 32, S. 807 bis 814, 1959.

Alexander von Humboldt-Gedenkfeier in Frankfurt a. M. am 19. Juni 1959. — Ber. deutsch. Wetterd., **8**, 59, 31 S., Offenbach a. M. 1959.

Bergpolizeiverordnung über Tiefbohrungen sowie über die Gewinnung von Erdöl und Erdgas durch Bohrlöcher im Bezirk des Oberbergamtes Rheinland-Pfalz (BPVT) vom 1. März 1956. — Clausthal-Zellerfeld (Piepersche Verlagsanstalt) 1959.

Bodennutzung und Ernteerträge in Hessen 1958. — Beitr. Statist. Hessens, **110**, 96 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Land Baden-Württemberg, Abflußjahr 1956. — 48 S., 1 Kte., Stuttgart (Regierungspräsidium Nordwürttemberg) 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Land Baden-Württemberg, Regierungsbezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau). Abflußjahr 1957, Karlsruhe 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Sonderheft Land Baden-Württemberg, Regierungsbezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau). Abflußjahr 1958, Karlsruhe 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abschnitt Main (mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet), Abflußjahr 1958. — 92 S., 1 Kte., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1957. — 139 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1958. — 143 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk.) 1959.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsband, Abflußjahr 1958, Berlin (Meteorol. u. hydrol. Dienst der DDR) 1959.

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch Bundesrepublik 1957. — Offenbach a. M. 1959.

Gesamtverzeichnis der Pegel im Maingebiet mit Anhang des bayerischen Anteils des Elbegebietes nach dem Stande vom Oktober 1959. — München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk.) 1959.

Gruppenwasserversorgung durch den Wasserverband Mittelhessische Wasserwerke. — Wasser u. Boden, **11**, 12, S. 431—433, 1959.

Der Hessische Minister des Innern — Landesplanung: Die Beziehungen zwischen Darmstadt und dem Umland. — Arch. Raumforsch. Hessen 1959.

Hochwassermeldeordnung für das Wesergebiet vom 1. November 1959. — Hannover, Detmold 1959.

Jahresberichte der Wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde zu Hanau a. M./Gegr. 1808. Im Auftrag der Gesellschaft hrsg. v. W. KITTSTEINER unter Mitarb. v. W. FATH. — S. 87—112, Hanau a. M. 1959.

Jahresbericht 1958. — Jber. deutsch. Wetterd., **6**, Offenbach a. M. 1959.

Ludwigshafen, Stadt der Chemie. — Hanau (Kuwe-Verl.) 1959.

Oberbergamt Rheinland-Pfalz in Bad Ems und der Bergbau in seinem Bezirk. — Int. Industriebibliot., **126/31**, Brilon und Basel (Länderdienst) 1959.

Schäumende Weser. Neue Sorgen um die Reinhaltung der Flüsse. — Die Weser, **33**, 11, S. 147—149, 1959.

Die Straßen der hessischen Gemeinden. Ergebnisse der Gemeindestraßenstatistik nach dem Stand vom 31. 3. 1956. — Beitr. Statist. Hessens, **109**, 96 S., 1959.

Wasser 59. 100 Jahre Wasserwerke Offenbach am Main. Hrsg. im Auftrage des Magistrats der Stadt Offenbach a. M. — Offenbach a. M. (M. Dorn Presse) 1959.

Verzeichnisse der Pegel im Rhein-, Ems- und Wesergebiet. Hrsg. von dem Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Nordrhein-Westfalen. — Düsseldorf 1959.

1960

AHRENS, W.: Exkursionen nach der Tagung am 8. Mai. Ber. Frühjahrstag. deutsch. geol. Ges. in Koblenz, 3.—9. 5. 1959. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2, S. 237, Hannover 1960. [Westerwald]

— Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2, S. 238—252, 3 Abb., Hannover 1960.

AHRENS, W., G. STADLER & H. WERNER: Beitrag zur Genese der Westerwälder Tertiärquarzite. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2, S. 253—258, 6 Abb., Hannover 1960.

BACKHAUS, E.: Zur Neugliederung des Odenwälder Buntsandsteins und ein Vergleich mit Nordhessen und Thüringen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 7, S. 292—313, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1960.

BANDT, H.-J.: Chemische Schädlingsbekämpfungsmittel und Pflanzenvernichtungsmittel vergiften Gewässer! — Wasserwirtsch.-Wassertechn., **10**, 1, S. 30—33, 1960.

BARTZ, J.: Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 653—661, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1960.

Bartz, J.: Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 749, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

Becksmann, E.: Die König-Heinrich-Quelle in Eberbach — ein Mineralwasser aus erdgeschichtlicher Vorzeit. — Eberbacher Geschichtsbl., 1960.

— Probleme der jüngeren tektonisch-morphologischen Entwicklung Süddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 753—754, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

Berg, K.: Die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung in Hessen. — Wiesbaden 1960.

— Diskussionsbemerkungen zu den Vorträgen Wittmann, H.: „Wirtschaftliche Aufgaben einer neuzeitlichen Wasserwirtschaft" und Elster, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 34—38, 42—43, Wiesbaden 1960. [Wasserwirtschaftliche Planungen in Hessen u. a.]

— Sonderplan Wasserversorgung Rhein-Main. — Gas- u. Wasserf., **101**, S. 961—969, 14 Abb., 1960.

Bergounioux, F. M. & F. Crouzel: *Tetralophodon curvirostris* n. sp. (Mamm., Proboscidea) aus dem Unterpliozän (Pontien) von Esselborn (Rheinhessen). — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **42**, S. 109—121, 5 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1960.

Birk, H. & H. Zakosek: Die bodenangepaßten Unterlagssorten für die hessischen Weinbaugebiete. — Weinberg u. Keller, **7**, 1960.

Boguslawski, E. von: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag Elster, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 31—33, Wiesbaden 1960. [Darmstadt]

Bozorgnia, F.: Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropalaeontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 266—282, 8 Abb., Wiesbaden 1960.

Büsing, K. H.: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag Elster, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 39—41, 48, Wiesbaden 1960. [Mittelhessen]

Burre, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **30**, 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1960. [Beispiele aus dem nordöstlichen Teil der Oberrheinischen Tiefebene]

Dammann, W.: Der trockene Sommer 1959 im Rahmen sommerlicher Niederschlagsschwankungen seit 1890. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **4**, 1, S. 3—7, 1960.

— Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet, eine Studie zur dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge. — Erdk., **14**, 1, S. 10—29, 1960.

Dengler, H.: Neuere Erkenntnisse über Entstehung und Bau der Eisenerzlagerstätte Lindenberg bei Münster/Oberlahnkreis. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 772—773, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

Dieterich, B.: Die Verschmutzung des Rheins. — Die Umschau, **60**, 6, S. 161—162, 1960.

Elster, H.-J.: Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern. — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 19—29, Wiesbaden 1960.

— Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag Elster, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 43—46, Wiesbaden 1960. [Detergentien in der Fulda, Abwasserverregnung Darmstadt]

Faber, K.-G.: Kirn an der Nahe und Meisenheim am Glan. Geographisch-historischer Vergleich zweier Kleinstädte im deutschen Mittelgebirge. — Ber. deutsch. Landesk., **24**, 2, S. 121—144, 4 Abb., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landesk. Raumforsch.) 1960.

Falke, H.: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Samml. geol. Führer, **38**, 156 S., 13 Ktn., 2 Tab., Berlin-Nikolassee (Borntraeger) 1960.

Felkel, K.: Information über Modelluntersuchungen zur Verbesserung der Fahrwasserverhältnisse der Binger-Loch-Strecke des Rheins. — Mitt.-Bl. Bund.-Anst. Wasserb., 14, S. 54—56, 1960.

FICKE, B.: Die tertiären Vulkanite im Gebiet der Wasserkuppe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 361—379, 2 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1960.

FÖRSTNER, G.: Nivellement mit großen Zielweiten. — Zeiss Werkz., 35, S. 20—23, 11 Abb., 1960. [Nivellements der Rheinbrücken zwischen Mainz und Koblenz]

GEIB, K. W.: Exkursionen nach der Tagung am 8. Mai. Ber. Frühjahrstag. deutsch. geol. Ges. in Koblenz, 3.—9. 5. 1959. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2, S. 236—237, Hannover 1960. [Stromberger Kalkbrüche, Lemberg (Nahe), Rauschermühle, Kreimbach]

GUSS, H.: Statistik der meteorologischen Eignung west-, nord- und mitteleuropäischer Flughäfen als gegenseitige Ausweichhäfen. — Ber. deutsch. Wetterd., **9**, 62, 62 S., Offenbach a. M. 1960.

HÄUSER, F.: Die zeitliche Einstufung der Tertiärschichten von Ravolzhausen auf Grund von Molluskenfunden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 283—286, Wiesbaden 1960.

HEIL, R.: Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 122—145, 4 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1960.

HEIM, D.: Die Tonsteine des Saar-Nahe-Gebietes. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 774 bis 775, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

HOTTES, K.: Die wirtschaftsgeographischen Auswirkungen der Neckarkanalisierung zwischen Heidelberg und Plochingen. — Inf. Inst. Raumforsch., **10**, 7, S. 411—422 1960.

HUCKRIEDE, R.: Die würmzeitliche Kleinfauna bei der sogenannten paläolithischen Höhlensiedlung Treis an der Lumda (Oberhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 287—293, Wiesbaden 1960.

JENTSCH, ST.: Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Westerwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 190—215, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1960.

JUNG, L.: The influence of the stone cover on run-off and erosion on slate soil. — Int. Union Geodesy Geophysics, Int. Ass. scient. Hydrol., Comm. Land Erosion, Abstracts, S. 13, Helsinki 1960. [Vortragsreferat, 26. 7.—6. 8. 1960]

KARSCHNY, A.: Ein Fund von *Bison priscus* (BOJANUS) (Mammalia) in Wiesbaden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 63—64, Wiesbaden 1960.

KRAMER, W.: Gezeiten im senckenbergischen Leben. — Natur u. Volk, **90**, 8/9, S. 301 bis 308, Frankfurt a. M. 1960.

KREBS, W.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 216—242, 3 Abb., 3 Tab., Wiesbaden 1960.

— Zur Schwellen- und Beckenfazies in der südwestlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 773—774, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

KREY, W.: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag ELSTER, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 42, Wiesbaden 1960. [Behandlung der Detergentien im Hessischen Landesgesundheitsrat]

KURON, H.: Long-term measurements of run-off and soil loss on three typical soils of Germany. — Int. Union Geodesy Geophysics, Int. Ass. scient. Hydrol., Comm. Land Erosion, Abstracts, S. 12, Helsinki 1960. [Vortragsreferat, 26. 7.—6. 8. 1960]

KUSS, S. E.: Eine neuentdeckte Säugetierfauna aus dem Aquitan von Büchelberg in der Pfalz. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 29—62, 2 Abb., 12 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1960.

KUTSCHER, F.: Erfahrungen bei erdmagnetischen Untersuchungen auf Basaltvorkommen. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 1, S. 171—177, Hannover 1960. [Beispiele aus Hessen]

— Stratigraphische Tagesfragen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 107—121, 4 Tab., Wiesbaden 1960.

— Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 243—245, Wiesbaden 1960.

LANGER, R.: Die Jagd im Stadtwald. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 26—29, Frankfurt a. M. 1960.

LENKE, W.: Klimadaten von 1621 bis 1650 nach Beobachtungen des Landgrafen Hermann IV. von Hessen (Uranophilus Cyriandrus). — Ber. deutsch. Wetterd., **9**, 63, 51 S., 2 Falttaf., Offenbach a. M. 1960.

LODEMANN, W.: Die Koglomeratbänke des Wellendolomits (mu_1) im Mosbacher Faziesbereich. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **42**, S. 1—13, 1 Abb., Stuttgart 1960.

LOTZE, F. & F. RADIG: Notizen zur Aktuo-Geologie. 132. Bericht: Januar und Februar 1960. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, S. 281—288, Stuttgart 1960. [Nordhessen]

MARTINI, E.: Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 65—87, 5 Abb., 4 Taf., Wiesbaden 1960.

MENZER, R.: Der Frankfurter Stadtwald. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 5, Frankfurt a. M. 1960.

MERTENS, R. & HERTA SCHMIDT: RICHARD KRÄUSEL zum 70. Geburtstag am 29. August 1960. — Natur u. Volk, **90**, 8/9, S. 295—297, 1 Abb., Frankfurt a. M. 1960.

MICHELS, F.: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag ELSTER, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 50—51, Wiesbaden 1960.

MITTMEYER, H.-G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des südlichen Westtaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 167—171, 2 Abb., Wiesbaden 1960.

MÜLLER, E. M. & E. SCHRÖDER. Mit einem Beitrag von WO. SCHMIDT: Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 246—265, 3 Abb., Wiesbaden 1960.

MURAWSKI, H.: Einige Bemerkungen zur Frage der Regressionssedimente des oberoligozänen Meeres im Nordteil der Hessischen Senke. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 5, S. 220—227, Stuttgart 1960.

— Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 294—342, 3 Abb., Wiesbaden 1960.

NAUMANN, E.: Kleine Nachlese aus Thüringen und Hessen. Trias, Tertiär und Diluvium. — Geol., **9**, 1960.

NÖRING, F.: Diskussionsbemerkungen zu den Vorträgen WITTMANN, H.: „Wirtschaftliche Aufgaben einer neuzeitlichen Wasserwirtschaft" und ELSTER, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 52—53, Wiesbaden 1960.

NÖRING, F. & G. MATTHESS: Hessisches Geologisches Schrifttum 1958 und 1959. Mit Nachträgen aus den Jahren 1941—1957. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 395—428, Wiesbaden 1960.

PILGER, A.: Zusammenstellung des einschlägigen Schrifttums. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 351—362, Wiesbaden 1960.

PREISS, W.: Wie wird der Frankfurter Stadtwald bewirtschaftet? — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 10—13, Frankfurt a. M. 1960.

PRENK, J.: Überblick über den Stand der Lysimetermessungen in Deutschland. — Wasserwirtsch., **50**, 6, S. 141—148, 1960.

PFLUG, H. D.: Neue sporenpaläontologische Untersuchungen an hessischen Vorkommen. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 768, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

RAJEWSKY, B.: Diskussionsbemerkungen zu den Vorträgen WITTMANN, H.: „Wirtschaftliche Aufgaben einer neuzeitlichen Wasserwirtschaft" und ELSTER, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 38, Wiesbaden 1960. [Main, Taunus]

RENNER, E.: Die Aufgaben des Wasser- und Schiffahrtsamtes Frankfurt am Main. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 18, S. 3—6, 1960.

RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **31**, 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1960. [Hunsrückschiefer, Taunusquarzit, Taunus]

RUPPERT, K.: Die Bedeutung des Weinbaues und seiner Nachfolgekulturen für die sozialgeographische Differenzierung der Agrarlandschaft in Bayern. — Münchner geogr. H., **19**, 160 S., 6 Abb., 13 Ktn., Kallmünz/Regensburg (M. Lassleben) 1960.

— Unser Stadtwald einst und jetzt. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 6—9, Frankfurt a. M. 1960.

— Der Stadtwald — Lunge und Erholungszentrum. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 20—22, Frankfurt a. M. 1960.

SEILACHER, A.: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 88—106, 13 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1960.

SCHICKHARDT, K. E.: Water supply in Germany. — Aqua, **1**, S. 91—92, 1960.

SCHNEIDER, M.: Agrarmeteorologische Bibliographie 1958. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **10**, 13 + 235 S., Offenbach a. M. 1960.

SCHÖNHALS, E.: Abschmelz-Rückstände von Schneewehen. — Natur u. Volk, **90**, 2, S. 59 bis 64, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1960. [Beispiel aus Oberhessen]

SCHWILLE, F.: Der derzeitige Stand (Frühjahr 1959) der Uranforschung in Rheinland-Pfalz. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 771—772, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

— Gammastrahlungs-Messungen an fossilen Knochen und Zähnen aus dem Mainzer Becken und anderen Fundorten. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **42**, S. 15—21, Stuttgart 1960.

SÖLLNER, K.: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge). — N. Jb. Mineral., Abh., **93**, 3, S. 324—388, 17 Abb., 5 Tab., 15 Taf., Stuttgart 1960. [Hinweis auf Melilithbasalt bei Hofgeismar]

SOLLE, G.: Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 343—360, 2 Abb., Wiesbaden 1960. [Taunus]

SONNE, V.: Die Eisen-Manganerzlagerstätte bei Waldalgesheim am Hunsrück. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 775—776, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

SPONHEUER, W., F. GERECKE & H. MARTIN: Seismische Untersuchungen zum Gebirgsschlag von Merkers/Rhön am 8. Juli 1958. — Freiberger Forschungsh., **C 81**, S. 64—79, Jena 1960.

STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Die Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). — 152 S., (Maschinenschr.), 50 Abb., 14 Taf., 2 Beil., Diss., Marburg 1960.

TOBIEN, H.: Säugetierreste aus dem älteren Miozän von Ravolzhausen (Kreis Hanau, Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 7—19, 2 Taf., Wiesbaden 1960.

— Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt a. M. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 770—771, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

UDLUFT, H.: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag ELSTER, H.-J.: „Biologische und chemische Probleme in bewirtschafteten Gewässern." — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 46—48, Wiesbaden 1960.

WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen dem Schweizer Jura und Kassel. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 3, S. 767—768, Hannover 1960. [Vortragsreferat]

WEILER, W.: Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 20—28, 24 Abb., Wiesbaden 1960.

WILL, H.: Ist das Hessische Ried zur Versteppung verurteilt? — Wasser u. Boden, **12**, 1, S. 14—16, 1960.

WIRTH, H.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 146—166, 1 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1960.

WITTMANN, H.: Wirtschaftliche Aufgaben einer neuzeitlichen Wasserwirtschaft. — Schr.-R. d. Forschungsrates d. Landes Hessen, **7**, S. 7—18, Wiesbaden 1960.

WUNDT, W.: Niedrigabfluß und Wasserversorgung in Deutschland. — Gas- u. Wasserf., **101**, 28, S. 701—709, 1960.

— Wald und Wasser im Rahmen des Wasserkreislaufs. (Vortrag anl. der Tagung „Wald und Wasser" in Hannoversch-Münden 1959). — Allg. Forst- u. Jagdz., **131**, 6, S. 126 bis 133, 1960.

Agrarmeteorologische Bibliographie, 1958. — Bibliogr. deutsch. Wetterd., **10**, Offenbach a. M. 1960.

Beiträge zur Rheinkunde (Der Schaffende Rhein). — **11**, Koblenz (Rhein-Museum Koblenz) 1960.

Bodennutzung und Ernteerträge in Hessen 1959. — Beitr. Statist. Hessens, **119**, 75 S., Wiesbaden (Hess. statist. L.-Amt) 1960.

Der Bundesminister für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft. Radioaktivität und Strahlenbelastung. Bericht in Luft, Wasser, Boden und Lebensmitteln und die Strahlenbelastung der Bevölkerung in der Bundesrepublik Deutschland. — Umweltradioaktivität u. Strahlenbelastung, Bad Godesberg 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abflußjahr 1958. — 232 S., 1 + 6 Ktn., Mainz (L.-Amt Gewässerk. Rheinl.-Pfalz) 1960.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Ergänzungsheft, Abflußjahr 1958. — Mainz 1960.

Deutscher Wetterdienst. Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Gebiet der ehem. französischen Besatzungszone, 1945—1952, Offenbach a. M. 1960.

Großschiffahrtsstraße Rhein-Main-Donau. Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der Kanalstrecke Bamberg–Nürnberg für Landwirtschaft und Industrie. — München 1960.

Neue Hochwassermeldeordnung für das Wesergebiet. — Die Weser, **34**, 1, S. 4—6, 1960.

Jahresberichte des Deutschen Wetterdienstes 1959. — Offenbach a. M. 1960.

Der Rheingau von morgen. Entwurf zu einem Kreisentwicklungsplan. Hrsg. v. Kreisausschuß Rüdesheim. — Beih. 2, 1960.

Mittlere Niederschlagssummen (mm) für die Bundesrepublik Deutschland. Jahr und hydrologische Halbjahre. Zeitraum 1891—1930. — Offenbach a. M. (Deutsch. Wetterd.) 1960.

Die Niedrigwasserperiode Herbst 1959 und die Verkehrsverhältnisse auf der hessischen Rheinstrecke und im Mainmündungsgebiet. — Z. Binnenschiffahrt, **87**, 4, S. 96—98, 1960.

Statistisches Jahrbuch für die Bundesrepublik Deutschland 1960. — Stuttgart und Mainz 1960.

Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 4. 1959 bis 31. 3. 1960. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 383—394, Wiesbaden 1960.

Technische Hochschule Darmstadt. Feier der Rektoratsübergabe am 27. November 1959. — Darmstadt 1960.

Der Umbau der Fulda. — Die Weser, **34**, 4, S. 50—51, 1960.

Beliebte Wanderwege im Frankfurter Stadtwald. — Frankfurter Wochenschau, Sh. 19, „Der Frankfurter Bürger und sein Wald", S. 32, Frankfurt a. M. 1960.

Wasserstraßenbau im Weserstromgebiet. Aus dem Haushaltsplan des Bundesverkehrsministeriums für 1960. — Die Weser, **34**, 1, S. 1—3, 1960.

Manuskript eingegangen am 16. 2. 1961

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. | 89 | S. 489—502 | Wiesbaden, 21. 7. 1961

Anweisungen für die Verfasser beim Druck wissenschaftlicher Arbeiten in den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Von Fritz Kutscher, Wiesbaden

Inhalt

Einleitung 489
I. Das satzfertige Manuskript 490
1. Der Aufbau des Manuskripts 490
2. Die äußere Form der druckfertigen Aufsätze und Mitteilungen 492
II. Der Satz und die Korrekturen 493
III. Spezielle Bemerkungen zu den amtlichen Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 496
1. Die Veröffentlichungsorgane des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 496
2. Bedingungen für die Annahme von wissenschaftlichen Arbeiten, Aufsätzen und Mitteilungen 497
3. Bemerkungen für den Autor beim Satz- und Druckvorgang 497
4. Sonderdrucke 498
Anhang: 498
1. Titelangaben des Schrifttums 498
2. Zusammenstellung der in Zeitschriftentiteln häufig vorkommenden Wörter 499
Schriftenverzeichnis 501

Einleitung

Die Schriftleiter und Beauftragten von mehr als 30 führenden zoologischen und geologischen Zeitschriften hatten sich 1929 auf die sogenannten „Bonner Anweisungen" geeinigt. Ziel und Zweck dieser Anweisungen war es, den Verfassern von wissenschaftlichen Aufsätzen unnötigen Schriftwechsel, Korrekturkosten und Zeit beim Satz und Druck zu ersparen.

Daran angelehnt regeln auch heute die Herausgeber von Zeitschriften den Ablauf vom Zeitpunkt des Einreichens eines Manuskripts über den Satz, die Korrekturen bis zum Ausdruck und der Herausgabe durch „Anweisungen für die Verfasser". Diese Tatsache mag unwichtig erscheinen und gegenüber dem wissenschaftlichen Inhalt der Arbeiten sogar völlig belanglos sein. Daß dem jedoch nicht so ist, belegen zahlreiche Veröffentlichungen des In- und Auslandes über diesen Gegenstand und auch die Herausgabe von DIN-Vorschriften, in dem Bemühen, den Autor aufzuklären und zu beraten, damit sie eine Hilfe für den Schriftleiter werden, dem bei Beachtung der Regeln und Vorschläge viele unnütze und zusätzliche Arbeit erspart wird. Die sehr hohen Kosten für Satz, Druck, Papier und Klischeeherstellung zwingen die Träger und Herausgeber von wissenschaftlichen Zeitschriften und Veröffentlichungen zur Sparsamkeit und Rationalisierung und damit zur Notwendigkeit, auch den Autoren gewisse Bedingungen, zumeist äußerer Art, weniger den wissenschaftlichen Inhalt betreffend, aufzuerlegen.

Alle Anordnungen für die Autoren enthalten den Passus, daß die für den Druck vorgesehenen Manuskripte satzfertig sein sollen. Die Ansichten über die Druckfertigkeit — zwangsläufig muß auch die Druckwürdigkeit einbezogen werden — gehen weit auseinander und grenzen gelegentlich an das Zumutbare. Sicherlich spielt heute die Zeiterscheinung „keine Zeit" eine Rolle; sehr häufig bestehen aber kaum Kenntnisse über die Technik, wie ein druckfertiges Manuskript beschaffen sein soll.

In manchen Zeitschriften ist der Hinweis abgedruckt, daß für die Form und den Inhalt einer Veröffentlichung nur der Autor verantwortlich ist. Es darf dabei nicht hingenommen werden, daß für vermeidbare Unzulänglichkeiten ein Verantwortlicher gefunden ist, vielmehr muß im Hinblick auf Wissenschaft und Volkswirtschaft, auf Herausgeber und Schriftleiter, ein höchstes Maß von Verantwortung durch den Autor getragen werden, um das Mitzuteilende für Geber und Benutzer form- und inhaltsreich zu gestalten.

Die nachfolgenden Mitteilungen mögen den Autoren, die die Absicht haben, in den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung ihre wissenschaftlichen Erkenntnisse wiederzugeben, Aufklärung und Hilfestellung vermitteln, aber auch das Verständnis wecken für viele Dinge, die dazu beitragen, eine wissenschaftliche Mitteilung form- und inhaltsreich zu machen.

I. Das satzfertige Manuskript

1. Der Aufbau des Manuskripts

Eine wichtige Zusammenstellung von brauchbaren Anleitungen zur Ausarbeitung von Veröffentlichungen (ebenso Vorträgen und Berichten) hat H. PUSCHMANN 1957 im Rahmen des Dechema-Erfahrungsaustauschs gebracht. Hier sind wertvolle Anregungen und Empfehlungen zusammengetragen und durch ein umfassendes Schriftenverzeichnis über diesen Stoff bereichert worden.

Ein Manuskript setzt sich aus folgenden Teilen zusammen (z. T. nach DIN 1422):

Titel der Arbeit

Verfasser und Wohnort

Beigaben (Tafeln, Karten, Abbildungen, Tabellen usw.)

[Kurzfassung (Abstract, Résumé)]

Gliederung

Text

Schlußfolgerung = Zusammenfassung

Schriftenverzeichnis.

a) Der Titel der Arbeit soll kurz und treffend sein. Gerade für Dokumentationszwecke ist es wichtig, daß der Titel den wesentlichen Inhalt erkennen läßt und Mißverständnisse ausschließt. Für ausländische Leser empfiehlt es sich, sachliche und regionale Überbegriffe in Klammern beizufügen.

Beispiele: Die Singhofener Schichten im östlichen Taunus (Ems-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge).
Weinbergina opitzi n. g. n. sp., ein Schwertträger (Merost., Xiphos.) aus dem Devon (Rheinland).

b) Der Verfasser bzw. die Verfasser sollen mit vollem Namen genannt werden, wobei der Vorname auszuschreiben ist, z. B. WALTHER L. SCHMIDT. Akademische und auch andere Titel des Autors werden nicht genannt.
Der Wohnort ist beizufügen.

c) Sind der wissenschaftlichen Arbeit Abbildungen, Tafeln, Fossillisten, Tabellen, Karten u. dgl. beigegeben, so sind diese zahlenmäßig zu nennen.
z. B.: Mit 10 Abbildungen, 3 Tabellen und 8 Tafeln.

d) In zunehmendem Maße werden dem Text Kurzfassungen vorangestellt. Sie können in mehreren Sprachen wiederholt werden und sollen ein klares, nicht durch unwesentliche Einzelheiten belastendes Bild der Arbeit abgeben und auf die wichtigsten Schlußfolgerungen aufmerksam machen.
Die Kurzfassung ist kein Teil der Veröffentlichung.

e) Bei umfangreichen Arbeiten empfiehlt es sich, unter der Überschrift „Inhalt" die Arbeitsgliederung mit Seitenhinweisen dem Text voranzustellen.

f) Die Problemstellung ist in der Einleitung klar zu umreißen.
Für die Abfassung des Textes (Rechtschreibung, Stil, Gliederung usw.) gibt es keine verbindlichen Regeln, da — wie es PUSCHMANN ausdrückt — Wortwahl und Satzbau von der Persönlichkeit und dem Temperament des Schreibers stark beeinflußt werden. Die Satzgebilde sollen so beschaffen sein, daß sie der Lesbarkeit zugute kommen, ohne die Exaktheit zu beeinträchtigen. (Hauptgedanken gehören in Hauptsätze, Handlungen und Vorgänge sollen durch Verben ausgedrückt werden, nach Möglichkeit sind Aktivformen zu verwenden usw.)
Wertvolle Anregungen enthalten die AEG-Richtlinien oder auch das Fehlerbuch von E. v. COELLN (1952).

Der Text ist klar zu gliedern und mit den entsprechenden Haupt- und Zwischenüberschriften zu versehen. Die Überschriften der einzelnen Kapitel, Abschnitte usw. sollen möglichst genau und dem Inhalt entsprechend gefaßt sein.
Anmerkungen in Fußnoten sollen tunlichst vermieden oder nur als letzte Möglichkeit einer textlichen Ergänzung verwendet werden. Es empfiehlt sich eine laufende Numerierung der Fußnoten.

g) Der abschließenden Zusammenfassung am Schluß der Arbeit soll, ebenso wie der Kurzfassung am Anfang der Mitteilung, besondere Sorgfalt gewidmet werden. Bei umfangreichen Arbeiten ist sie erforderlich, da sie oft das Einzige ist, was aus zeitlichen Gründen gelesen werden kann.
Die Zusammenfassung soll alle Ergebnisse der Arbeit enthalten.

2. Die äußere Form der druckfertigen Aufsätze und Mitteilungen

a) Die Manuskriptblätter sind einseitig und weitzeilig in Maschinenschrift zu beschreiben. Die späteren Verbesserungen müssen deutlich lesbar sein und nach Möglichkeit in Druckschrift vorgenommen werden.
Die einzelnen Blätter der Druckvorlage sind nur mit leicht lösbaren Heftmitteln zusammenzufassen; die Blätter sind am Kopf fortlaufend zu numerieren. Weitere Einzelheiten sind in DIN 1422 zusammengestellt; ebenso siehe auch Dechema-Erfahrungsaustausch, Blatt-Nr. 2938.
Besondere Beachtung ist dem Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang) und der Unterscheidung zwischen ss und ß (z. B. Masse und Maße) zu schenken. Siehe auch Wo. SCHMIDT (1959) über das Setzen von Erläuterungs-Bindestrichen.

b) Die Anordnung der Überschrift (Autor, Titel, Beigabenvermerke usw.) ist den Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu entnehmen. Siehe dazu auch I 1 a—c.

c) Literaturzitate im Text können angegeben werden in der Form (SCHMIDT 1927, S. 36) bei bestimmten vergleichenden Hinweisen oder SCHMIDT (1927, S. 36), wenn der Autor im Text zu nennen ist.
Autorennamen sind zu unterstricheln: Müller wird MÜLLER (Kapitälchen).

d) Hervorhebungen und Darstellung in besonderer Schrift sind durch Unterstreichungen geregelt:

wichtig wird wichtig (gesperrt)

Oberkarbon wird **Oberkarbon** (fett)

Archaeopterix wird *Archaeopterix* (kursiv, für alle Fossilnamen mit lateinischer Endung)

z. B. Agoniatites cf. falcistria Fuchs wird *Agoniatites* cf. *falcistria* FUCHS.

{ senkrechte Schlangenlinie am Rand wird Kleindruck (Petit) und vorzugsweise bei Tabellen, Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, Synonyma, Textabschnitten von untergeordneter Bedeutung, Zitaten, Fußnoten u. a. verwendet.

e) Bebilderung

Bilder sind ein Blickfang und müssen vom Verfasser und der Schriftleitung mit besonderer Sorgfalt behandelt werden. Der Autor prüfe, ob das Bild wirklich etwas Neues oder Bemerkenswertes zeigt und gegebenenfalls mehr aussagt als der Text.

Keine stummen Bilder: die Erläuterung jeder Abbildung ist wesentlich und soll sorgfältig geschehen.

In den Text eingefügte Bilddarstellungen sind Abbildungen (abgekürzt: Abb.). Auf den Tafeln stehen Figuren (abgekürzt: Fig.; z. B. Taf. 5 Fig. 7). Bei der Anfertigung von Vorlagen für die Klischeeherstellung (Strichätzung, Autotypie) ist auf die Verkleinerungsmöglichkeit zu achten. Strichstärke und Schrift müssen nach dem Grad der Verkleinerung ausgewählt werden. Buchstaben und Zahlen dürfen nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Balkenmaßstab einfügen; Profile stets mit Himmelsrichtung; N-Orientierung beachten usw. Photos sollen möglichst glänzend oder hochglänzend auf weißem Papier stehen.

Klischeevorlagen nicht in den Text einfügen oder einkleben; sie werden getrennt vom Text bearbeitet. Bildunterschriften werden gesetzt; sie sind in der Vorlage unerwünscht. Wichtig sind dagegen die Bildhinweise im Text. Grundsätzlich ist für die Bildeinfügung im Text der Satzspiegel zu beachten. Bei Schwierigkeiten bitte die Schriftleitung frühzeitig befragen.

II. Der Satz und die Korrekturen

Vom druckfertigen Manuskript wird durch die Druckerei ein Schriftsatz hergestellt. Er ist naturgemäß mit Fehlern behaftet, ebenso fehlt im Satz die Ausstattung. Um zu gewährleisten, daß ein fehlerloser Druck geliefert wird, die Abbildungen, Fußnoten usw. an der richtigen Stelle im Satz angeordnet sind und auch ein entsprechendes Satzbild zustande kommt, müssen nach dem Satz Korrekturen durchgeführt werden.

Die Berichtigung des Satzes wird durch Anzeichnen der Fehler und die Ausführung der Berichtigungen im Satz selbst durch den Setzer bewerkstelligt. Im Handsatz und Monotype-Maschinensatz werden die falschen Buchstaben oder Wörter einfach ausgewechselt, im Zeilengußmaschinensatz muß wegen jeder Korrektur die ganze Zeile, oft sogar mehrere, erneuert werden. Für die Kenntlichmachung der Korrekturen bedient man sich bestimmter Korrekturzeichen, die durch DIN-Blatt 16511 geordnet sind. Korrekturzeichentabellen befinden sich im Duden, Rechtschreibung der deutschen Sprache und der Fremdwörter, im Fehlerbuch (v. Coelln 1952, S. 173—179) und zuweilen auch in dem einen oder anderen Lexikon.

Als Hauptregel ist zu beachten, daß jedes in dem Satz eingezeichnete Korrekturzeichen auf dem Rande zu wiederholen ist.

Die gebräuchlichsten Korrekturzeichen

Benennung der Fehler	Korrigierter Text	Korrekturzeichen
Falsches Wort	Die absolute Druckfehlerlosigkeit der Bücher sind so gut ein Problem wie das Perpetuum mobile und die Quadratur des Zirkels.	H ist
Überflüssiger Buchstabe	Wer mit der Technik des Setzens und Druckens	/ sh
Unterscheidungszeichen für mehrfache Angaben in einer Zeile	vertraut ist, dankt einem gütigen Geschick, wenn	m Ln Tw
Buchstaben aus anderer Schrift	er ein größeres Werk wenigstens ohne unsinnige Druckfehler vollendet sieht. Der Weise	// au
Fehlender Buchstabe	trägt auch diese in gelassener Ergebenheit, wie	/ ma
Zu sperren	man Schicksalstücken hinnimmt, gegen die niemand gefeit ist. — Druckfehler können verhin-	HHHHHH
Umgekehrter Buchstabe (Vertatur)	dert und beschränkt werden durch gut leserliches Manuskript, verständige Setzer, aufmerksame Hauskorrektur der Druckerei und nicht zum	L V
Zu hoher Buchstabe	mindesten durch Vermeiden größerer Umarbeitungen in den Korrekturbogen. Zu solchen	⊙
Ausgelassene Wörter	fühlen sich leider viele hochgeschätzte Autoren	⊥ dorbei
Unrichtige Wortfolge	unwiderstehlich hingezogen, nichtachtend nachträglichen Änderungen unvermeidlichen Beeinträchtigung des typographischen Satzbildes, der	1 2 3
Hochgekommener Ausschluß (Spieß)	erwachsenden oft Mehrkosten empfindlichen sehr und der Erschließung neuer Fehlerquellen.	
Verkehrt stehendes Wort	Für das Kenntlichmachen der Korrekturen hat sich seit langen Zeiten eine Reihe bestimmter Zeichen eingebürgert, die von allen Druckereien verstanden werden und deren Gebrauch dem Korrigierenden bei aller Deutlichkeit eine große Kürze ermöglicht. — Es ist sehr wesentlich, in den Korrekturangaben alles entbehrliche	# H V
Blockierter Buchstabe (Fliegenkopf) Der richtige konnte aus irgendwelchem Grunde nicht eingefügt werden und ist als Korrektur zu zeichnen	Schreibwerk zu vermeiden, also nicht das ganze Wort am Rande zu wiederholen, wenn nur ein Buchstabe falsch ist, oder ähnliche Weitläufigkeiten. Auch schreibe man niemals Korrekturen,	/ W
Schadhafter Buchstabe	sondern nur die Korrekturzeichen in den Satz hinein; die Korrekturen sind stets am Rande	
Undeutlicher Buchstabe	zu vermerken. Es wolle immer berücksichtigt	☺
Zusammenrücken	werden, daß nicht nur der korrigierende Setzer gezwungen ist, alles handschriftlich Eingetragene genau durchzusehen, sondern daß auch der	⌒
Falsche Orthographie	revidierende Korrektor und der Faktor die Korrekturen prüfen müssen. Geradezu störend ist	/ ie
Fehlender Ausschluß (Wörter zu trennen)	die Aufführung aller Korrekturen in einem be-	S S

Die gebräuchlichsten Korrekturzeichen

Benennung der Fehler	Korrigierter Text	Korrekturzeichen
Fehlende Interpunktion	sonderen Verzeichnisse, wie es den Korrekturbogen manchmal beigefügt wird. Alles was direkt den Setzer angeht muß soweit irgend möglich auf dem Abzuge selbst vermerkt sein, insbesondere auch, ob von dem Bogen noch ein Revisionsabzug verlangt wird, oder ob er gedruckt werden kann. Das Verlangen eines Revisionsabzuges ist nur nötig, wenn schwer verständliche oder sehr zahlreiche Korrekturangaben gemacht wurden. Im übrigen ist das häufige Abziehen gerade im Interesse der Korrektheit zu vermeiden, weil bei der Hantierung des Schriftsatzes zwischen Setzer und Abzieher durch Herausfallen von Buchstaben und dergleichen [illegible] unbemerkt neue Fehler entstehen. Es können, wenn man nur sicher ist, alles zu Korrigierende angezeichnet zu haben, getrost Bogen mit vielerlei Korrekturangaben als „druckfertig" zurückgeschickt werden, denn die Druckerei haftet dafür, daß alles Ausgezeichnete genau wird korrigiert und hält bei zweifelhaften Fällen im eigenen Interesse bei dem Besteller Rückfrage.	
In gerade Linie bringen		
Absatz, neue Zeile		
Durchschuß fehlt (Zeilen zu eng zusammen)		
Überflüssiges Wort		
Zuviel Durchschuß (Zeilen zu weit auseinander)		
Blockade		leicht
Kein Absatz, anhängen		
Nicht sperren		
Ein Wort durch andere Schrift auszeichnen		halbfett
Umstellen		
Zeile ausrücken		

Vom Satz wird zunächst eine Hauskorrektur (in der Druckerei) gelesen und die Korrektur sofort im Schriftsatz ausgeführt.

Dann erhält der Verfasser einen Korrekturabzug (Fahnenkorrektur), der nach Bearbeitung durch den Autor an den Schriftleiter für die Weitergabe an die Druckerei für die Durchführung der Korrektur im Maschinensatz zurückgeht.

Seitenhinweise sind zu blockieren, z. B.: Siehe S. ■. Kapitelangabe im Text erspart jedoch die späteren Seitenhinweise und damit die Korrekturen.

Bei der Fahnenkorrektur werden die in den Text einzufügenden Abbildungen, Tabellen, Fossillisten u. dgl., die wegen Handsatz oder in einer anderen Schrifttype getrennt gesetzt werden, an der einzuordnenden Stelle eingeklebt bzw. markiert. Die getrennten Abbildungs- und Tabellen-Unterschriften sind hier ebenfalls einzukleben.

Schließlich kann dem Autor noch eine Umbruchkorrektur ausgehändigt werden, denn beim Umbrechen, d. h. dem Gestalten von zunächst in Fahnen oder Spalten

hergestellten Satzes zu Buchseiten mit Seitenzahlen bzw. lebendem Kolumnentitel wird erst die endgültige Seitenzahl für die Hinweise u. dgl. festgelegt.

Nach Erledigung der Korrektur im Maschinensatz erfolgt der Druck, im allgemeinen bogenweise (Bogen von 16 Seiten); die Bogennumerierung ist unten links auf der 1. und 2. Bogenseite angegeben.

III. Spezielle Bemerkungen zu den amtlichen Veröffentlichungsorganen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

1. Die Veröffentlichungsorgane des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung gibt z. Z. 3 Publikationsreihen sowie geologische Karten einschließlich Erläuterungen heraus.

a) Publikationsreihen

Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Zitiertitel: Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.
Satzspiegel: 12,8 × 18,6 cm

Das 1854 erstmalig herausgegebene Notizblatt (KUTSCHER 1957, S. 456) des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt, später Mitteilungsblatt der geol. Landesanstalt zu Darmstadt, wurde ab 1950 mit der Folge VI Publikationsorgan des H. L. f. B. 1954 wurde die Folgen-Zählung zugunsten einer Bandnumerierung aufgegeben (KUTSCHER 1953, S. 42—51).

In den jährlich erscheinenden Bänden wird einmal in einem wissenschaftlichen Teil ein Querschnitt durch die geologische Forschung Hessens und seiner angrenzenden Gebiete gebracht und zum anderen in einem amtlichen Teil über die interne Tätigkeit des H. L. f. B. berichtet.

Der im wissenschaftlichen Teil darzustellende Stoff wird nach den verschiedenen geologischen Disziplinen, angefangen von der Geschichte der Geologie, über die Paläontologie, Stratigraphie, Allgemeine Geologie, Petrographie, Tektonik, Hydrogeologie, Montangeologie, Bodenkunde, Chemie und Angewandte Geophysik geordnet. Nach Möglichkeit soll der Umfang der gedruckten Arbeiten nicht über 2—3 Bogen (1 Bogen = 16 Seiten) hinausgehen und gemäß des Titels der Zeitschrift Mitteilungscharakter tragen.

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Zitiertitel: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.
Satzspiegel: 12,8 × 18,6 cm

Mit dieser Abhandlungsreihe wird an die Tradition der Hess. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt angeknüpft. Seit dem Jahre 1950 (bisher sind 36 Hefte erschienen) werden in zwangloser Reihe in den Abhandlungsheften geschlossene Darstellungen und Abrisse wissenschaftlicher und praktisch-geologischer Themen, die für das Notizblatt zu umfangreich sind, gebracht.

Hessisches Lagerstättenarchiv

Zitiertietel: Hess. Lagerstättenarch.
Satzspiegel: 12,8 × 18,6 cm

In dieser rein lagerstättenkundlichen Publikationsreihe werden in zwangloser Heftfolge die hessischen Lagerstätten, einzeln oder in Gruppen zusammengefaßt, dargestellt, wobei in gleicher Weise Geologie, Geophysik, Lagerstätteninhalt und Lagerstättenwirtschaft zum Behandlungsgegenstand gewählt sein können.

b) Geologische Karten und Erläuterungen

Geologische Karte von Hessen 1 : 25000 nebst Erläuterungen

Zitiertitel: Geol. Kte. Hessen 1 : 25000
und Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25000

Bodenkundliche Karte von Hessen 1 : 25000 nebst Erläuterungen
Geologische Spezial- und Übersichtskarten von Hessen oder Einzelgebieten
Verschiedene Karten aus den hydrogeologischen, montangeologischen, lagerstättenkundlichen, bodenkundlichen, geophysikalischen Gebieten und sonstigen, der Geologie nahestehenden Disziplinen.

2. Bedingungen für die Annahme von wissenschaftlichen Arbeiten, Aufsätzen und Mitteilungen

In den Veröffentlichungsorganen soll über die Geologie des Landes Hessen und seiner unmittelbaren Nachbargebiete berichtet werden. Demgemäß hängt die Annahme einer wissenschaftlichen Arbeit für den Druck in den amtlichen Veröffentlichungsorganen von diesem geforderten Inhalt ab. Die Entscheidung hierüber fällt der Direktor des Amtes gemeinsam mit dem bestellten Schriftleiter.

Die Annahme erfolgt weiterhin unter der Bedingung, daß die betreffende Arbeit nicht schon zum Teil oder vollständig an anderer Stelle erschienen ist oder noch erscheinen soll.

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung behält sich eine Überprüfung der Druckwürdigkeit vor. In kritischen Fällen wird für ihre Beurteilung ein Gremium von Fachreferenten herangezogen.

Der Schriftleiter ist befugt, nicht satzfertige Manuskripte zurückzuweisen bzw. die Autoren aufzufordern, das Manuskript satzfertig vorzulegen.

3. Bemerkungen für den Autor beim Satz- und Druckvorgang

Bei der Zusendung der Korrekturfahnen wird denselben stets ein Vordruck mit „Bemerkungen für den Autor" beigefügt. Die sorgfältige Beachtung dieser Bemerkungen erspart Autor und Schriftleiter Rückfragen und dem Publikationsträger häufig unnötige Kosten.

a) Der gesamte Schriftwechsel während der Satz- und Druckarbeiten ist ausnahmslos mit der Schriftleitung, Wiesbaden, Leberberg 9—11 zu führen. An sie erfolgt auch die Rücksendung der Fahnen und Umbrüche mit den durchgeführten Korrekturen.
b) Um beschleunigte Erledigung der Korrekturarbeiten wird gebeten.

c) Den Korrekturfahnen sind Originalmanuskripte, Klischee- und Tafelvorlagen stets beizufügen. Alle Unterlagen werden nach dem Druck im Hessischen Landesamt für Bodenforschung aufbewahrt.

d) Eine zweite Korrektur wird dem Autor zugeleitet.

e) Wenn bei den Korrekturen starke Abweichungen gegen das Manuskript vorgenommen werden, gehen die entstehenden Kosten zu Lasten der Autoren. Der Preis pro Zeile beträgt zur Zeit DM 0,25.

f) Für die Aufstellung eines Autorenverzeichnisses wird um genaue Anschrift, Titel, Stellung usw. des jeweiligen Autors gebeten.

4. Sonderdrucke

Jeder Autor erhält 50 Sonderdrucke gratis, bei 2 oder mehreren Autoren werden insgesamt 75 Sonderdrucke frei geliefert.

Die Sonderdrucke der Notizblatt-Arbeiten können auf Wunsch mit Umschlägen versehen werden; die Kosten gehen zu Lasten des Autors. Der Preis pro Umschlag beläuft sich auf rund DM 0,10.

Weitere Sonderdrucke können gegen Entrichtung der anfallenden Fortdruckkosten (z. Z. rund DM 0,01 pro Seite eines Exemplares + Broschur) bestellt werden. Nachbestellungen sind nach dem Ausdrucken der Auflage nicht mehr möglich.

Anhang

1. Titelangaben des Schrifttums

Sie sind durch DIN 1505 geregelt.

Bei der Zusammenstellung des Schrifttums bei wissenschaftlichen Arbeiten werden gekürzte Titelangaben verwendet.

a) Gekürzte Titelangaben von Büchern

Sie sollen enthalten:

Verfassernamen (Familien- u. abgekürzte Vornamen), Titel des Buches, Bandangabe, Auflage, Verlagsort, Erscheinungsjahr.

Z. B. JELLINEK, K.: Lehrbuch der physikalischen Chemie. 2. Aufl., **1**, 732 S., 81 Taf., Stuttgart (Enke) 1914.

Bei Aufsätzen aus Sammelwerken und ähnlichem Schrifttum wird zitiert:

MÜLLER, HANS VON: Die Meßkataloge als Quelle für die Literaturgeschichte. In: Von Büchern und Bibliotheken. S. 101—170, Berlin 1928.

b) Gekürzte Titelangaben von Aufsätzen aus Zeitschriften

Sie enthalten:

Verfassernamen (Familien- und Vornamen), Titel des Aufsatzes, Kurztitel der Zeitschrift nach DIN 1502, Band oder Jahrgang, Seiten, Beigaben, Erscheinungsort, Erscheinungsjahr.

Z. B. BEYSCHLAG, FRANZ: Die Manganerzlagerstätte von Hohenkirchen bei Kassel. — Z. prakt. Geol., **27**, S. 87—89, Berlin 1919.

Die Titel der Veröffentlichungen sind stets in der Originalschreibweise auszuführen, wobei besonders auf Änderungen der Titel und der Schreibweise zu achten ist.

Z. B. Abh. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. Staaten
Abh. kgl. preuß. geol. L.-A.
Abh. preuß. geol. L.-A.
Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad.
oder: Jb. kgl. preuß. geol. L.-A.
Jb. preuß. geol. L.-A.
Jb. R.-Amt Bodenforsch.

oder: Cbl. Mineral. Geol. Paläontol.
Zbl. Mineral. Geol. Paläontol.

c) Gekürzte Titelangaben von geologischen Karten

Die Titel der Karten sind stets in der Originalschreibweise anzuführen, wobei besonders auf Änderungen der Titel und der Schreibweise zu achten ist.

Z. B. Geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. St.
Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St.
Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L.

oder: Geol. Kte. Großhzgt. Hessen
Geol. Kte. Hessen

2. Zusammenstellung der in Zeitschriftentiteln häufig vorkommenden Wörter

Abdruck	Abdr.	Archäologie	Archäol.
Abhandlung	Abh.	Archiv	Arch.
Abschnitt	Abschn.	Artikel	Art.
Abschrift	Abschr.	Association	Ass.
Abstracts	Abstr.	Astronomie	Astron.
Abteilung	Abt.	Astrophysik	Astrophys.
Academie	Acad.	Aufsatz	Aufs.
Agrikultur	Agrik.	Ausgaben	Ausg.
Akademie	Akad.		
akademisch	akad.	badisch	bad.
allgemein	allgem.	Band	Bd.
Almanach	Alm.	bay(e)risch	bay(e)r.
amerikanisch	amer.	Beiblatt	Beibl.
Amtsblatt	Amtsbl.	Beilage	Beil.
Analyse	Anal.	Beitrag	Beitr.
analytisch	anal.	belgisch	belg.
angewandte	angew.	Bericht	Ber.
Anhang	Anh.	Beschreibung	Beschr.
Anlage	Anl.	Bilbiographie	Bibliogr.
Anmerkung	Anm.	Bilbiothek	Bibl.
Annalen	Ann.	Biochemie	Biochem.
Anthropologie	Anthropol.	Biologie	Biol.
Anzeiger	Anz.	Blatt	Bl.
Arbeit	Arb.	.... blatt	.... bl.

Bodenkunde	Bodenk.
Botanik	Bot.
Braunkohle	Braunk.
Brennstoff	Brennst.
britisch	brit.
Brunnenbau	Brunn.-B.
Bulletin	Bull.
Bundesanstalt	Bund.-A.
Centralblatt	Cbl.
Chemie	Chem.
Chronik	Chron.
Compte Rendu	C. R.
Congress	Congr.
Denkschrift	Denkschr.
Departement	Dep.
Deutschland	Deutsch.
Development	Dev.
Dissertation	Diss.
Dokument	Dok.
Eclogae	Ecl.
Edition	Ed.
Erdkunde	Erdk.
Ergebnisse	Ergebn.
Erläuterungen	Erl.
Experiment	Exp.
Extrait	Extr.
Fakultät	Fak.
Föraning	Föran.
Forschungen	Forsch.
Fortschritt	Fortschr.
Fortsetzung	Forts.
Fossilien	Foss.
français	franç.
Fundberichte	Fundber.
Geographie	Geogr.
Geologie	Geol.
geologisch	geol.
Geophysik	Geophys.
geotechnisch	geotechn.
gesamt	ges.
Gesellschaft	Ges.
Gestein	Gest.
Handbuch	Handb.
Hefte	H.
hessisch	hess.
History	Hist.
Hochschule	Hochsch.
Hüttenkunde	Hüttenk.
hüttenmännisch	hüttenm.
Hüttenwesen	Hüttenw.
Hydrographie	Hydrogr.
Industrie	Ind.
imperial	imp.
Ingenieur	Ing.
Institut	Inst.
Investigation	Invest.
Jahrbuch	Jb.
Jahresbericht	Jber.
Jahresheft	Jh.
Journal	J.
Kalender	Kal.
Katalog	Kat.
Keramik	Keram.
Klasse	Kl.
Klimatologie	Klimatol.
königlich	kgl.
Kommission	Komm.
Kongress	Kongr.
Kristallographie	Kristallogr.
Laboratorium	Labor.
Lagerstätten	Lagerst.
Landesanstalt	L.-A.
Landesamt	L.-Amt
Landeskunde	Landesk.
Landwirtschaft	Landwirtsch.
Lieferung	Lfg.
Literatur	Lit.
Magazin	Mag.
Materialien	Mat.
mathematisch	math.
Mechanik	Mech.
Memoires	Mem.
Meteorologie	Meteorol.
Metall	Met.
Mineralogie	Mineral.
Mines	Min.
Mitteilungen	Mitt.
Mollusken	Moll.
Monatsbericht	Mber.
Monatshefte	Mh.
Monographie	Monogr.
Morphologie	Morph.
Museum	Mus.
Nachrichten	Nachr.
national	nat.
naturforschend	naturf.
naturhistorisch	naturhist.
Naturkunde	Naturk.

niederrheinisch	niederrh.
niedersächsisch	niedersächs.
Notizblatt	Notizbl.
oberrheinisch	oberrhein.
Observation	Obs.
Organ	Org.
Paläobiologie	Paläobiol.
Paläontologie	Paläontol.
Paläontographie	Paläontog.
periodical	period.
Petrographie	Petrogr.
Physik	Phys.
praktisch	prakt.
preußisch	preuß.
Publication	Publ.
Rapport	Rapp.
Record	Rec.
regional	region.
Register	Reg.
Reihe	R.
Rundschau	Rdsch.
Sammlung	Samml.
Schriften	Schr.
Science	Sci.
Section	Sect.
Seite	S.
Serie	Ser.
Service	Serv.
Sitzungsbericht	Sber.
Société	Soc.
special	spec.
Summary	Summ.
Supplement	Suppl.
Survey	Surv.
System	Syst.
Tabelle	Tab.
Tagung	Tag.
Technik	Techn.
Tonindustrie	Tonind.
Transaction	Trans.
Übersicht	Übers.
Umschau	Umsch.
und	u.
Universität	Univ.
Universum	Univers.
Verband	Verb.
Verein	Ver.
Vereinigung	Verein.
Verhandlung	Verh.
Veröffentlichung	Veröff.
Versammlung	Versamml.
verschiedene	versch.
Verzeichnis	Verz.
Vorträge	Vortr.
Wasserwirtschaft	Wasserwirtsch.
Wissenschaft	Wiss.
Wochenblatt	Wochenbl.
Zeitschrift	Z.
Zeitung	Ztg.
Zentralblatt	Zbl.
Zoologie	Zool.

Schriftenverzeichnis

Coelln, E. v.: Fehlerbuch. Nachschlagewerk der deutschen Sprache und Rechtschreibung. 14. Aufl., neu bearbeitet von L. Slupski, 179 S., Frankfurt a. Main (Polygraph Verlag) 1952.

Kutscher, F.: Vom „Heft" zum „Band" des Notizblattes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 42—51, Wiesbaden 1953.

— 100 Jahre Notizblatt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 7—12, Wiesbaden 1954.

Puschmann, H.: Anleitungen zur Ausarbeitung von Schriftsätzen und Vorträgen. — Dechema-Erfahrungsaustausch, Manuskriptdruck bearbeitet und herausgegeben von H. Bretschneider und K. Fischbeck im Auftrag der Dechema, Bl.Nr. 2933—2967, Frankfurt Main 1957.
Hier reichlich weitere Schrifttumsangaben.

Richter, Rudolf: Zerlegung von „Buchstabendemonstrationszügen". — Nat. & Volk, **67**, S. 625—626, Frankfurt a. Main 1937.

— Einführung in die Zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der Internationalen Regeln. 253 S., Frankfurt 1948.

SÄUBERLICH, O.: Obral-Wörterbuch. Buchgewerblich-graphisches Taschenlexikon. 2. Aufl., neubearbeitet von A. WÜRFEL, 292 S., Wiesbaden (Brandstetter Verlag) 1957.

SCHMIDT, WO: Das Setzen von Erläuterungs-Bindestrichen in wissenschaftlichen Arbeiten. — N. Jb. Geol., Paläont., Abh., 1959, S. 139—142, Stuttgart 1959.

WEBER, H.: Die Sprache in der deutschen geologischen Fachliteratur der neueren Zeit. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1957, S. 274—278, Stuttgart 1957.

ZÖBELEIN, HANS Karl: Empfehlung, wissenschaftliche Literatur durch Angabe von Seitenzahlen zu zitieren. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1958, S. 426, Stuttgart 1958.

Manuskript eingegangen am 10. 5. 1961

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes

Dipl.-Geologe Dr. Otto Atzbach, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, Flachsmarktstr. 9.

Dipl.-Geologe Dr. Egon Backhaus, wiss. Assistent am Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule, Darmstadt, Alexanderstr. 35.

Professor Dr. Ernst Baier, Direktor des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, Saarstr. 21.

Dipl.-Geologe Gerhard Becker, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Frankfurt a. Main, Senckenberg-Anlage 32.

Erwin Busse, Verwaltungsoberinspektor, Kassel, Holländische Str. 104.

Dipl.-Geologe Dr. Hans-Dieter Dahm, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.

Dr. Karl Wilhelm Geib, Landesgeologe im Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, Flachsmarktstr. 9.

Professor Dr. Walter Gross, Komm. Direktor des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Professor Dr. Ekke W. Guenther, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Kiel, Olshausenstr. 40—60.

Dr. Fritz Häuser, Oberstudienrat, Windecken Krs. Hanau, Bahnhofstr. 15, Korrespondent beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung.

Dr. Dieter Heim, Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität, Mainz, Saarstr. 21.

Dipl.-Geologe Siegfried Holtz, Gießen, Wilhelmstr. 21.

Dr. Siegfried G. A. Jaeckel, Cuxhaven, Alte Liebe, Fischereibiologische Station.

Dipl.-Geologe Karl-Christian Käding, Grone bei Göttingen, Kasseler Landstr. 87.

Dipl.-Geologe Dr. Jens Kulick, Geologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dipl.-Geologe Dr. Hans-Günther Kupfahl, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dipl.-Geologe Dr. Fritz Kutscher, Dozent, Oberregierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dipl.-Geologe Dr. Manfred Laemmlen, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Dipl.-Geologe Dr. Peter R. Lange, c/o Cia. Cuprifera Andacollo, z. Z. Andacollo/Coquimbo, Urmeneta 695, Chile.

Dipl.-Geologe Dr. Georg Matthess, Geologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Cand. geol. Rolf Mentzel, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Frankfurt a. Main, Senckenberg-Anlage 32.

Professor Dr. Dr. Eduard Mückenhausen, Institut für Bodenkunde, Bonn a. Rh., Nußallee 1.

Professor Dr. Hans Murawski, Geologisches Institut der Universität, Köln, Zülpicherstr. 47.

Dipl.-Geologe Dr. Hans Porth, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

Dipl.-Geologe Siegfried Rietschel, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Frankfurt a. Main, Senckenberg-Anlage 32.

Dipl.-Geologe Dr. Erwin Schenk, Leiter der Geologischen Forschungsstelle des Zweckverbandes Oberhessische Versorgungsbetriebe, Gießen, Professorenweg 6.

Privatdozent Dr. Adolf Seilacher, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Frankfurt a. Main, Senckenberg-Anlage 32.
Dr. Ernst Sobotha, Frankenberg-Eder, Wolfspfad 16.
Dipl.-Geologe Dr. Joe-Dietrich Thews, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.
Professor Dr. Heinz Tobien, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Mainz, Saarstr. 21.
Dipl.-Mineraloge Dr. Volkmar Venzlaff, Mainz, Goethestr. 47.
Professor Dr. Wilhelm Weiler, Worms a. Rhein, Luginsland 22.
Dipl.-Geologe Ralph Wendler, Geophysiker beim Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, z. Z. Wiesbaden, Rheinstraße 88.
Professor Dr. Richard Weyl, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Gießen, Bismarckstr. 30.
Dr. Rolf Wiermann, Botanisches Institut der Universität, Kiel, Düsternbrooker Weg 17.
Dipl.-agr. Dr. Heinrich Zakosek, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9—11.

Für die Redaktion verantwortlich:

Dipl.-Geologe Dr. FRITZ KUTSCHER

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

Tafel 1

Tafel 1

Lophiodon cf. *cuvieri* WATT.

Fundort: Grube Stolzenbach bei Borken (Niederhessen)

Alter: Lutetium (mittl. Eozän)

Smlg.: Geologisch-Paläontologisches Inst. Univ. Marburg

Fig. 1a: Unterkieferbruchstück mit P_2—P_4 sin; von außen; $^2/_3$ nat. Größe

Fig. 1b: P_2—P_4 sin, von außen; nat. Gr.

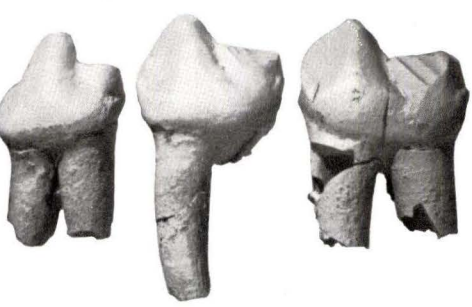
Fig. 1c: P_2—P_4 sin, von der Kaufläche; nat. Gr.

Fig. 1d: P_2—P_4 sin, von innen; nat. Gr.

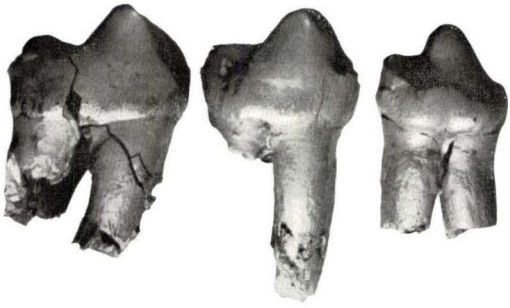
Fig. 2a: M_3 sin, fragm., von der Kaufläche; × 2 nat. Gr.

Fig. 2b: M_3 sin, fragm., von außen; nat. Gr.

NB: Die Figg. 1b—d, 2a—b wurden nach SOLLE (Pal. Zs. **26**, 255—259; 1952) mit Encegrün GZ, Stammlösung 1:5, angefärbt (vgl. auch TOBIEN, Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, 8, 1960). Fig. 1a ist ungefärbt.

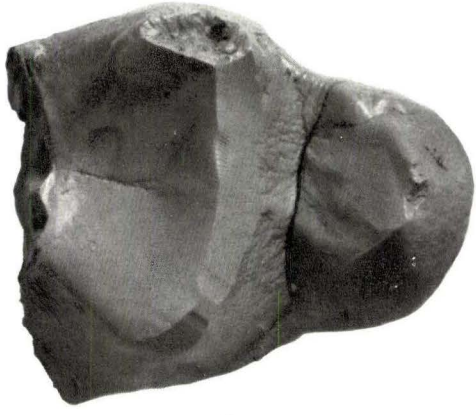


1 b

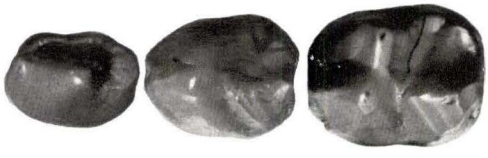


1 d

1 a



2 a



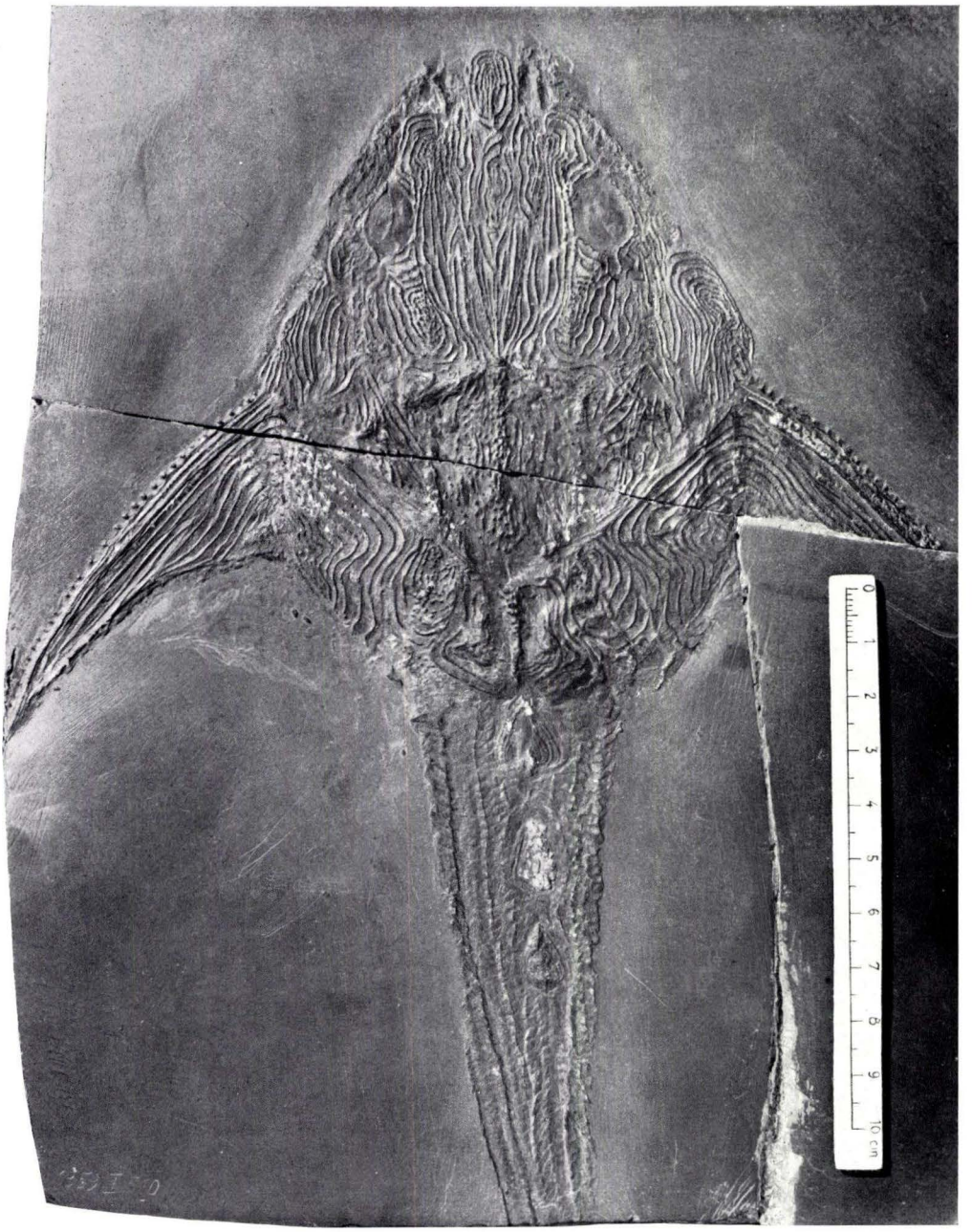
1 c

2 b

Tafel 2

Tafel 2

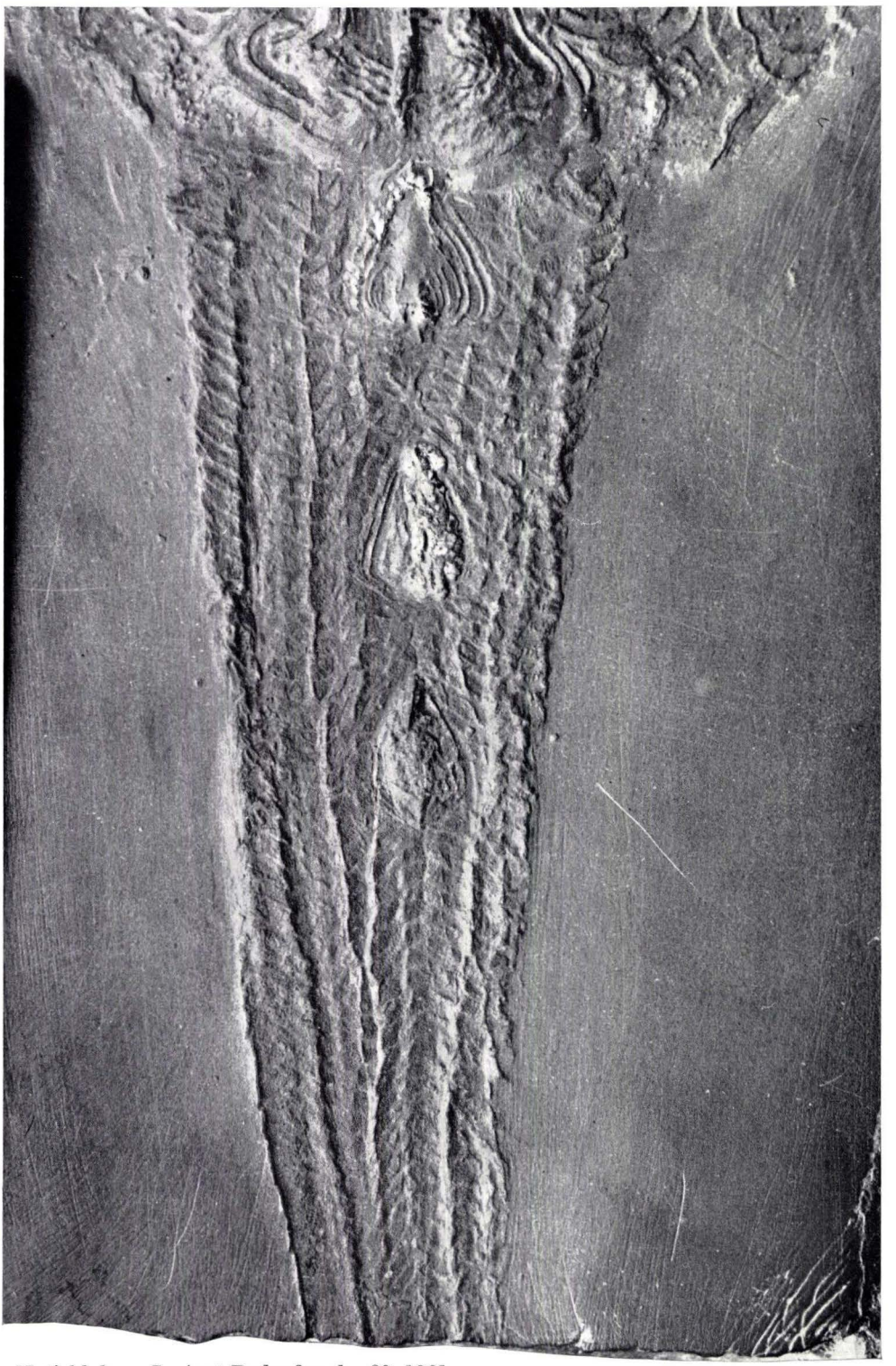
Lunaspis broilii GROSS. Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz; $\times {}^{7}/_{10}$. Unterdevon, Hunsrückschiefer von Bundenbach. Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie in München Nr. 1959 I 510. Vgl. Abb. 1.


0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10 cm

Tafel 3

Tafel 3

Lunaspis broilii GROSS. Schwanz; Ausschnitt aus Tafel 1. ×1,8.



Tafel 4

Tafel 4

Lunaspis broilii Gross. Teile des Exocraniums, Rumpfpanzers und Schwanzes. $\times 7/6$. Geolog.-Paläontolog. Institut und Museum der Humboldt-Universität zu Berlin; f 829. Vgl. Abb. 4.

Tafel 5

Tafel 5

Lunaspis broilii GROSS. Ventralpanzer. ×1,3. Karl-Geib-Museum in Kreuznach. Original zu BROILI 1929 Taf. 2. Vgl. Abb. 5A.

Tafel 6

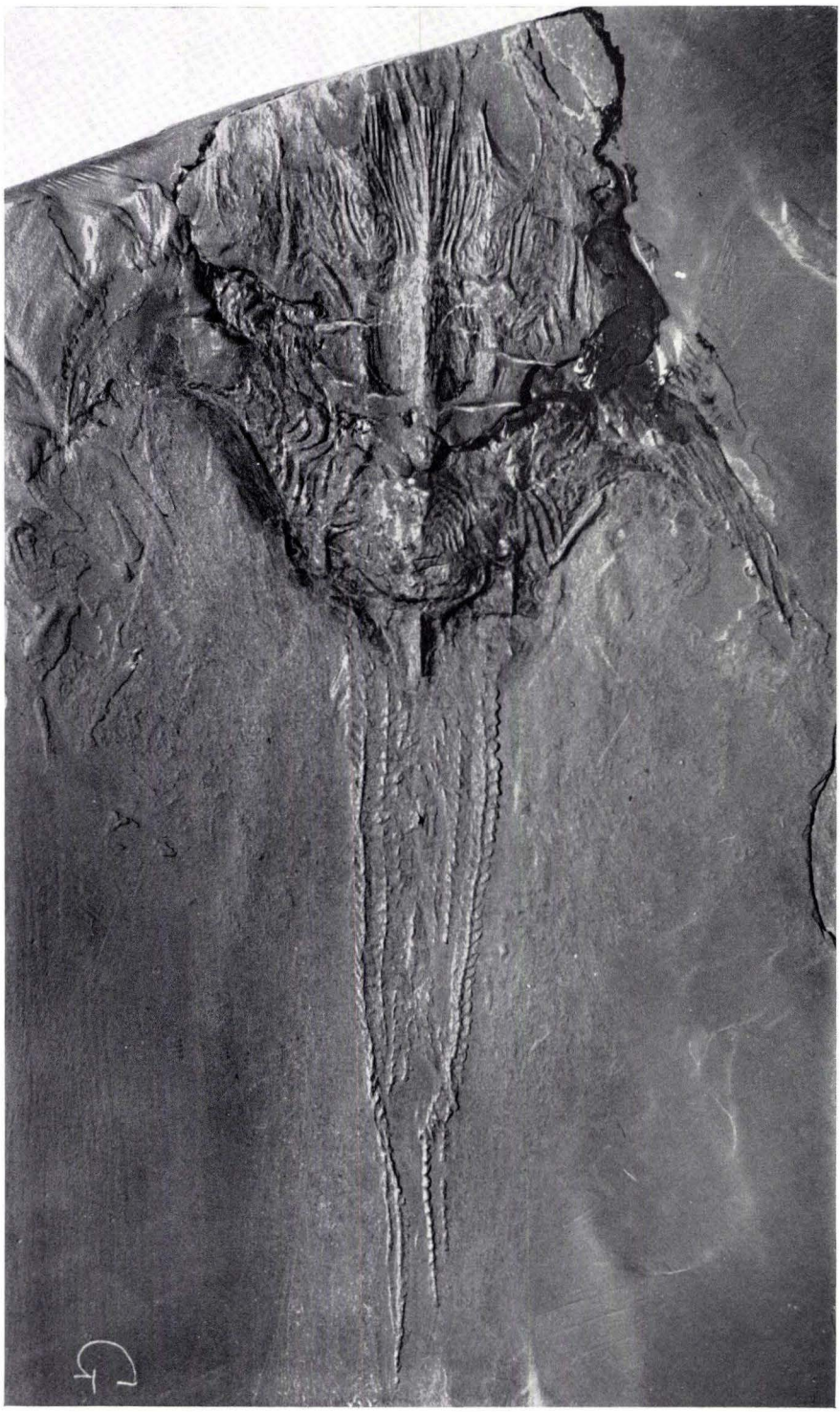
Tafel 6

Lunaspis heroldi Broili. Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz. ×1,2. Karl-Geib-Museum in Kreuznach. Original zu Lehmann 1938 Taf. 8 und Lehmann 1951 Abb. 1. Vgl. Abb. 7A.

Tafel 7

Tafel 7

Lunaspis heroldi Broili. Exocranium, Dorsalpanzer und Schwanz. $\times 4/3$. Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie in München. Nr. 1933 I 67. Original zu Broili 1930a Fig. 1. Vgl. Abb. 8A.



Tafel 8

Tafel 8

Fig. 1. *Amia calva* L., Operculum (Op) und Suboperculum (Sop). — 1:1.

Fig. 2. *Amia* sp., Operculum von innen gesehen. G = Gelenkfläche für das Hyomandibulare, N = Nerven- und Gefäßloch. — Melanienton von Borken, Altenburg III. — 1:1. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 110a.

Fig. 3. *Amia kehreri* ANDREAE. Operculum (Op) und Teil des Subopercu lums (Sop). — Lutet von Messel bei Darmstadt. — 1:1. — Museum Darmstadt, Inv. Nr. Me 163.

Fig. 4, 5. *Amia* sp., Zahn von vorn (Fig. 5) und der Innenseite (Fig. 4) gesehen. — Melanienton von Borken, Altenburg III. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 110.

Fig. 6—8, 11—14. *Lepidosteus* sp. — Melanienton Borken II, Tagebau.
6,7. Zwei Kieferzähnchen. — × 12,5. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V. 1165, 1166.
8. Schuppe. — × 2. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V. 1168.
11. Schuppe? — × 6,25. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V 1170.
12. Infraorbitale? — × 6,25. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V. 1171.
13, 14. Schuppen. — × 6,25. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V. 1167, 1169.

Fig. 9. *Lepidosteus osseus* L., zwei Kieferzähnchen. — × 17,5.

Fig. 10. *Clupea* sp., rechter Otolith von der Innenseite. — Melanienton, Handbohrung Kirchhain 1, Hinterm Kirchhof, 7,80—8,07 m. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 111.

Fig. 14a—26. *Thaumaturus amoeneburgensis* n. sp., rechte und linke Otolithen.
14a, 17, 21, 25. Otolithen von der Innenseite. — Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke, 0,60 m über Melanienkalk. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 112—115.
15, 16. Innen- und Außenseite desselben Otolithen. — Handbohrung Kirchhain 1, Altstadt, Hinterm Kirchhof, 6,02—6,35 m; Melanienton. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 116.
18. Linker Otolith von der Innenseite. — Melanienton Struth bei Neustadt, Profil 2 in der Ziegeleitongrube, 1,45—2,00 m. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 117.
19, 26. Rechte Otolithen von der Innenseite. — Melanienton, Handbohrung Kirchhain 1, Altstadt, Hinterm Kirchhof, 8,58—8,71 m. — × 37,5 (Fig. 19), × 17,5 (Fig. 26). — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 118—119.
20, 23, 24. Zwei linke Otolithen. Fig. 20 von der Innenseite, Fig. 23, 24 (Holotypus) von der Innen- und Außenseite. — Melanienton in der Ziegelhütte östlich Amöneburg. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 120—121.
22. Rechter Otolith von der Innenseite. — Melanienton von Rauisch-Holzhausen, Bohrloch der Molkerei, Probe 46. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 122.

Op
Sop
1
G
N
2
Op
Sop
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
14a
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

Tafel 9

Tafel 9

Fig. 27, 28, 28a—30. *Umbra* cf. *dialata* (FROST).

27, 28. Rechter Otolith von der Innen- und Außenseite. — Melanienton, Handbohrung Kirchhain 1, Altstadt, Hinterm Kirchhof, 5,52—6,02 m. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, INr. Mbg. 124.

28a. Rechter jugendlicher Otolith von der Innenseite. — Melanienton, Nordhausen bei Kassel, 60 cm unter Rupelton. — × 37,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 125.

29, 30. Otolith von der Außen- und Innenseite. — Melanienton, Handbohrung Kirchhain 1, Altstadt, Hinterm Kirchhof, 5,52—6,02m. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 126.

Fig. 31—33. *Thaumaturus* sp.
31, 32. Rechter Otolith von außen und innen. — Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke, 0,60 m über den weißen Gastropodenkalken. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 127.
33. Linker Otolith von der Innenseite. — Melanienton Kirchhain, Kanalisation von Haus 30, Hinterm Kirchhof. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 128.

Fig. 34—36. *Perca hassiaca* n. sp.
34. Holotypus. Linker Otolith von der Innenseite. — Melanienton in der Ziegelhütte östlich Amöneburg bei Marburg. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 129.
35. Rechter Otolith von der Innenseite. — Melanienton, Borken, Tagebau Altenburg, Südwand. — × 6,25. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 130.
36. Linker Otolith. — Melanienton von Borken. Altenburg, Tagebau IV, Ostwand. — × 6,25. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 131.

Fig. 37—39, 42, 47. *Smerdis borkensis* n. sp.
37. Linker Otolith von der Innenseite. — Melanienton der Ziegeleihütte östlich Amöneburg. — × 6,25. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 132.
38. Rechter Otolith von der Innenseite. — Melanienton von Nordhausen bei Kassel, etwa 60 cm unter Rupelton. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 133.
39, 47, 42. Zwei rechte Otolithen. Fig. 39, 47 Holotypus, von der Innen- und Außenseite, × 12,5; Fig. 42 von der Innenseite, × 12,5. — Melanienton von Borken, Tagebau Altenburg II, NO-Ecke. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 134—135.

Fig. 40, 41. Crocodilier-Zahn von der Seite (Fig. 40) und von unten (Fig. 41). — Melanienton von Borken, Tagebau II. — × 12,5. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V 1173.

Fig. 43. *Trichiurides* sp. Zahn von der Seite und unten gesehen. — Melanienton von Borken, Tagebau II. — × 6,25. — Landesmuseum Darmstadt, Inv. Nr. V. 1172.

Fig. 44. *Gobius* sp. Rechter Otolith von der Innenseite. — Melanienton, Neustadt, Prove 1, am Fossilzeichen Blanckenhorns östlich der Straße Neustadt-Arnsheim. — × 37,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 136.

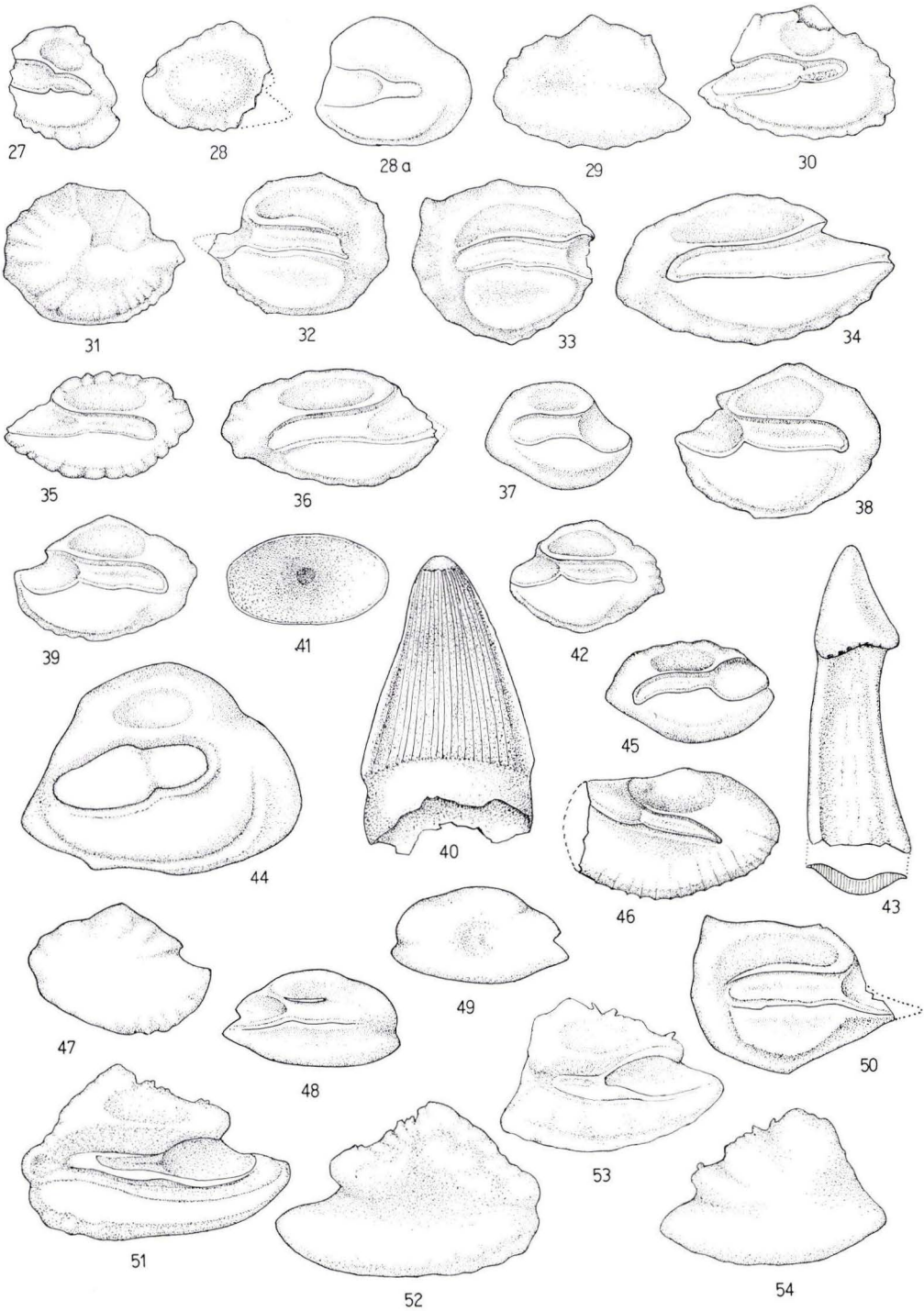
Fig. 45. Otol. (Percidarum) *varians* KOKEN. Linker Otolith von der Innenseite. Rupelton von Mölln. — × 6,25. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 137.

Fig. 46. *Pterothrissus minor* (KOKEN). Rechter Otolith von der Innenseite. — Rupelton von Mölln. — × 12,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 138.

Fig. 48, 49. *Notogoneus* sp. Rechter Otolith von der Innen- und Außenseite. — Melanienton, Handbohrung Kirchhain 1, Altstadt, Hinterm Kirchhof, — × 37,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 139.

Fig. 50. *Thaumaturus amoeneburgensis* n. sp. Linker Otolith von der Innenseite. — Melanienton von Raunisch-Holzhausen, Bohrloch der Molkerei, Probe 46. — × 17,5. — Geologisches Institut Marburg, Inv. Nr. Mbg. 123.

Fig. 51—54. *Umbra krameri* WALBAUM. Linke Otolithen von der Innen- (Fig. 51, 53) und Außenseite (Fig. 52, 54). — Östliche Slowakei. — × 12,5. — Sammlung des Verfassers.


27
28
28 a
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
41
42
45
40
44
46
43
47
48
49
50
51
52
53
54

Tafel 10

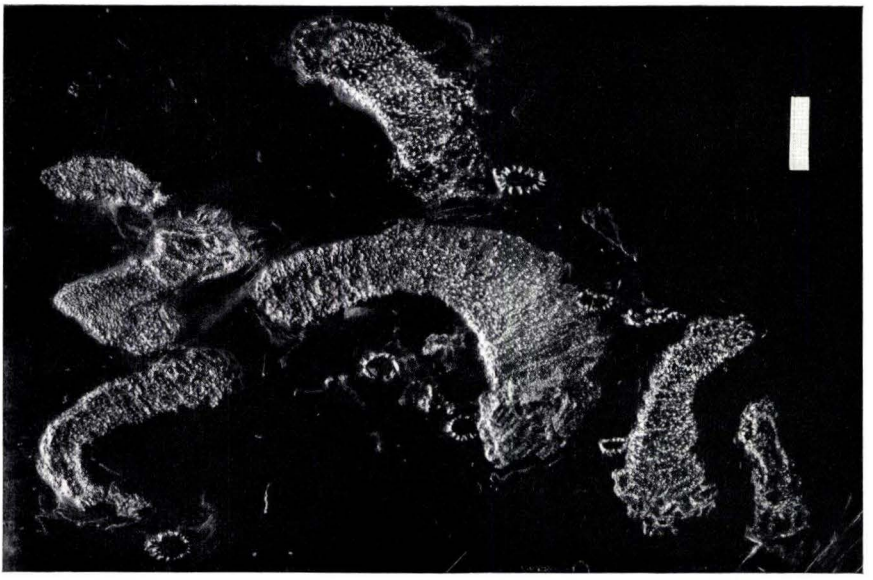
Tafel 10

Palaeocucumaria hunsrueckiana LEHMANN

Fig. 1. Ausschnitt aus der Hauptplatte mit 7 vollständigen Holothurienkörpern und 8 isolierten Schlundringen. Maßstab = 1 cm.

Fig. 2. Einzelfund mit gut erhaltenen Fühlern am Vorderende. a) $^5/_2$, b)Röntgenbild in $^1/_1$, das Fehlen des Schlundringes zeigend.

Fig. 3. Die Körperwand war ein muskulöser Schlauch (Knickung, Querrunzeln!) und trug im hinteren Teil größere und spitzere Ossikeln als am Vorderende (Exemplar aus der linken Hälfte der Fig. 1; $^4/_1$).



1

2 b

2 a 3

Tafel 11

Tafel 11

Fig. 1. Die Schlundringe sind in sich geschlossen, aber getrennt von den Holothurien-Körpern eingebettet und tektonisch zu Ellipsen deformiert (Teil der Hauptplatte; $^4/_1$).

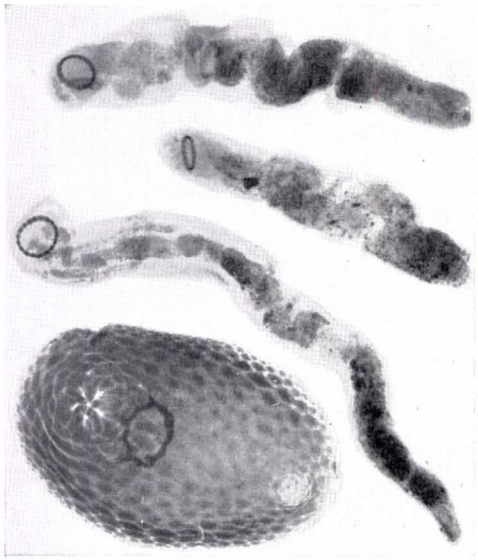
Fig. 2. Erst das Röntgenbild enthüllt den pentameren Bau der Schlundringe, indem die 5 Radialia kräftiger erscheinen als die zahlreicheren Interradialia (Ausschnitte aus der Hauptplatte; $^3/_1$).

Fig. 3. Röntgenbilder rezenter Holothurien (*Psolus* und *Leptosynapta*) zeigen die Schlundringe in ihrer natürlichen Lage. $^1/_1$.

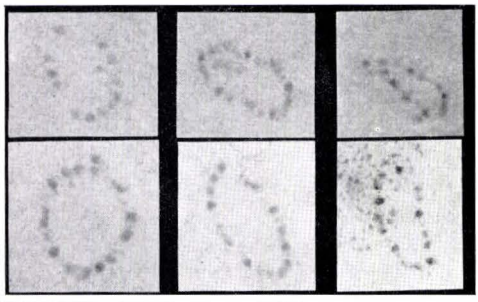
Fig. 4. Ein Schlundring in Verbindung mit einem noch rätselhaften Fossil. Möglicherweise handelt es sich ebenfalls um einen Holothurienkörper, aber von einer wesentlich größeren Art ohne die großen Ossikeln. Maßstab = 1 cm.

Fig. 5. Die Fühler sind aus einer Unzahl von dünnen Kalkspangen zusammengesetzt. Etwas kräftigere Elemente an der Basis der Fühler (Ausschnitt aus Taf. 1, Fig. 2; $^5/_1$).

Alle Stücke stammen aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach und sind im Geolog.-Paläont. Institut der Universität Frankfurt niedergelegt. Die rezenten Holothurien der Taf. 11 Fig. 3 wurden vom Senckenberg-Museum freundlich zur Verfügung gestellt.

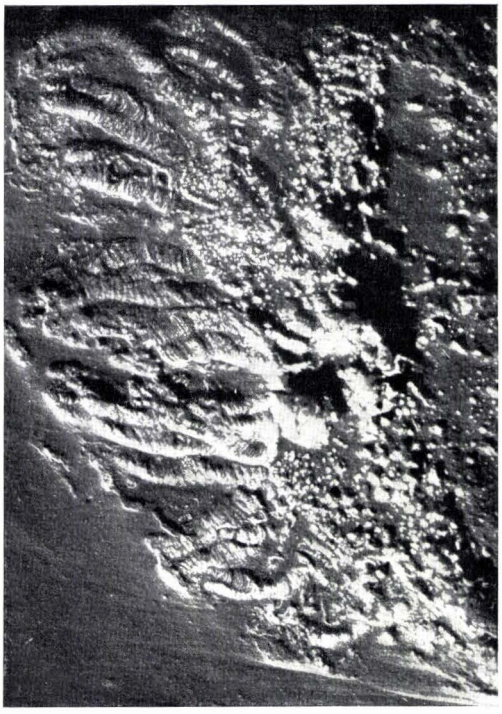


3



2

1



5

4

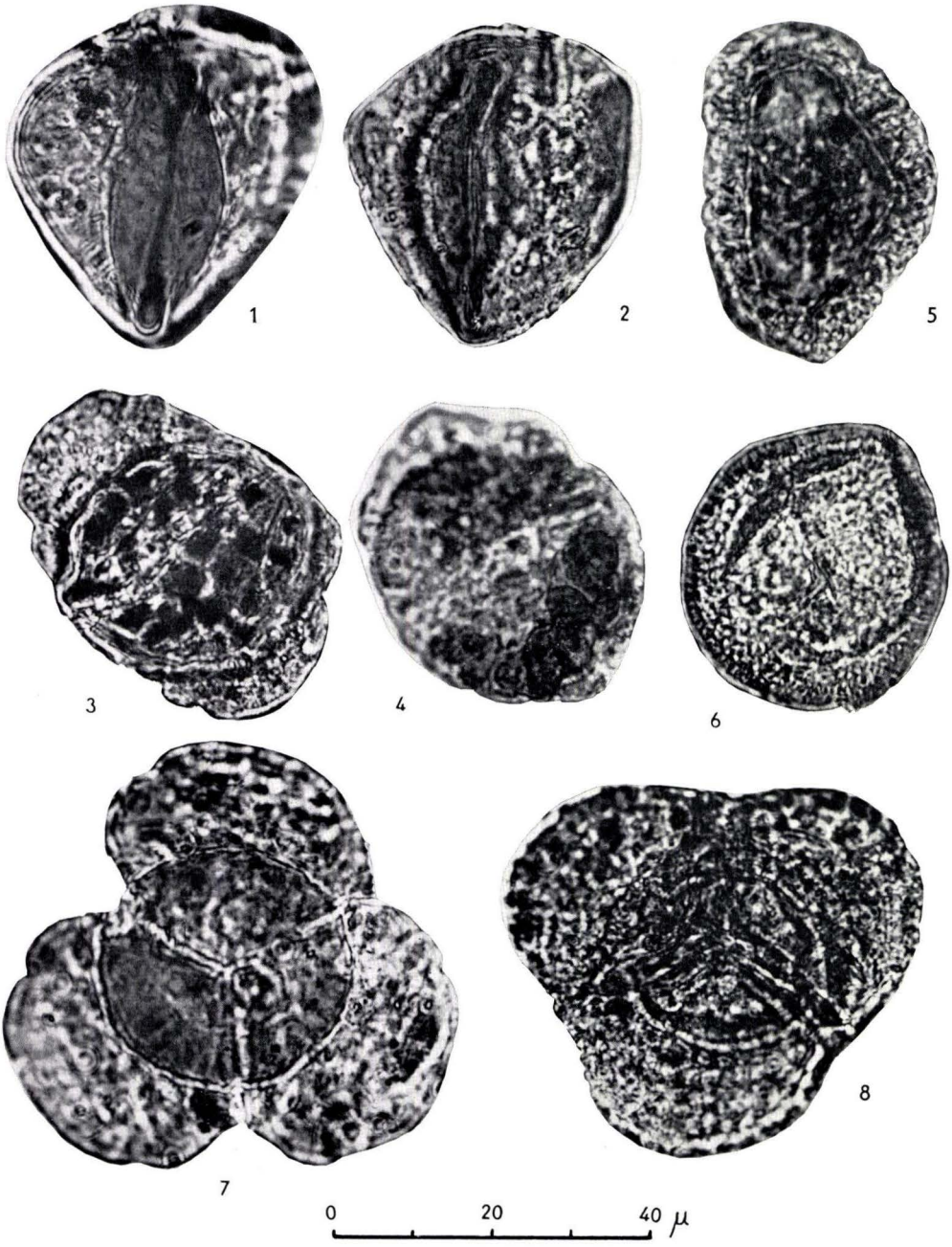
Tafel 12

Tafel 12

Lias

Seite

1. *Poroplanites porosinuosus* Pf. 1953b (21,5—22,0 m, Nr. 1; 9,0/125,6) 80
2. *Poroplanites porosinuosus* Pf. 1953b (34,7—35,1 m, Nr. 2; 6,0/119,5) 80
3. *Saccopollis* cf. *parvosaccus* Pf. 1953b (50,9—51,4 m, Nr. 3; 6,1/127,7) . . . 80
4. *Saccopollis parvosaccus* Pf. 1953b (42,9—43,4 m, Nr. 1; 4,5/132,7) 80
5. *Colpectopollis* sp. (35,5—36,1 m, Nr. 2; 17,1/127,1) 80
6. *Siegelsum*-B-Typ Pf. 1953b (50,9—51,4 m, Nr. 1; 11,6/125,1) 80
7. *Classopollis torosus* (Reiss. 1950) (50,9—51,4 m, Nr. 3; 4,2/125,0). 80
8. Sporen-Tetrade (Lycopodiales?) (29,0—29,1 m, Nr. 3; 12,5/118,0) 80


1
2
5
3
4
6
7
8
0
20
40 µ

Tafel 13

Tafel 13

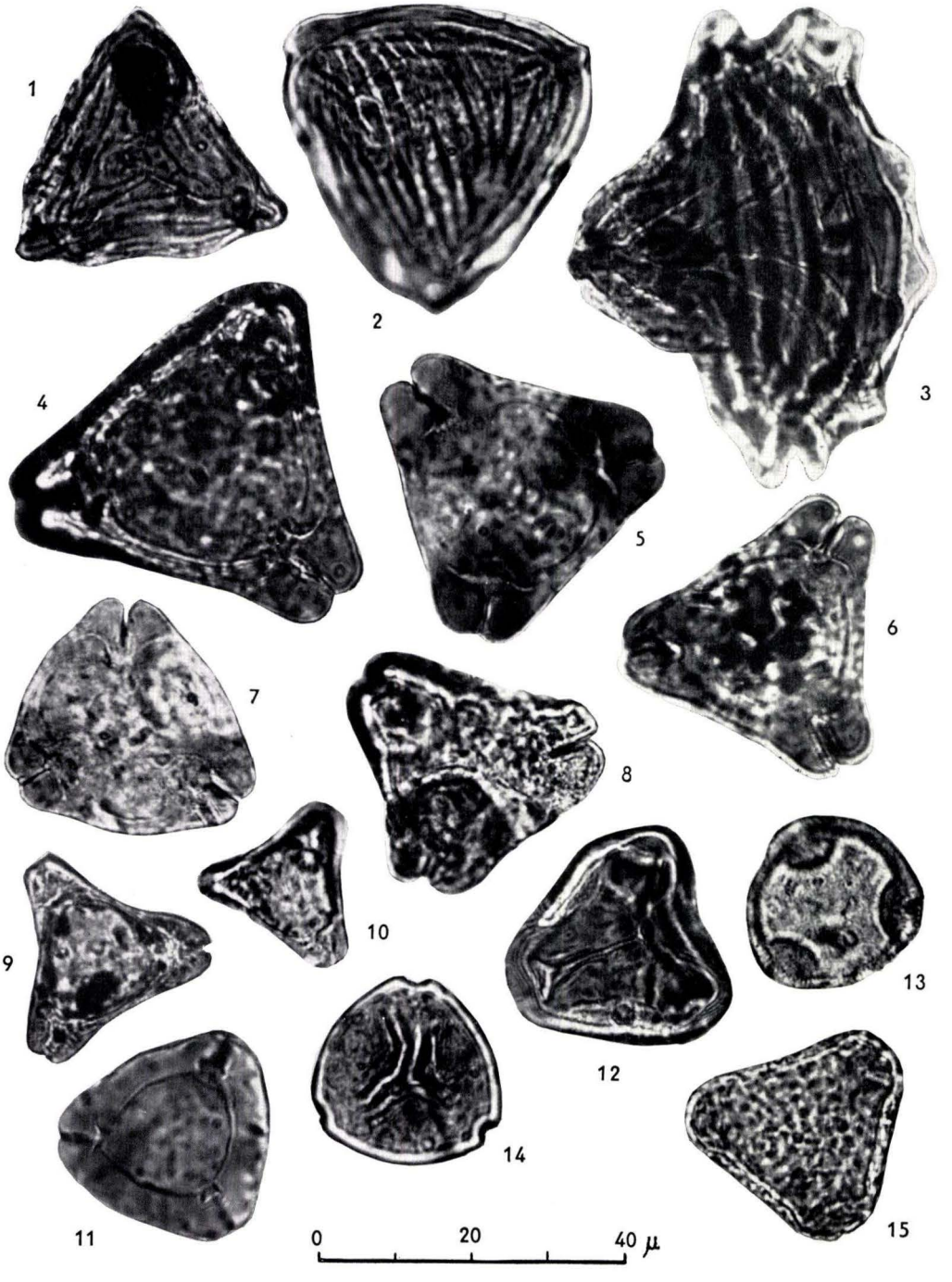
Kreide

Seite

1. *Appendici-spor. tricornitatus* Weyl. & Greif. 1953 (50,9—51,4 m, Nr. 2; 17,0/110,9) 78
2. *Appendici-spor. tricornitatus* Weyl. & Greif. 1953 (29,0—29,1 m, Nr. 3; 11,9/123,8) 78
3. aff. *Appendici-spor.* (50,9—51,4 m, Nr. 8; 11,7/131,0) 78
4. *Extratriporo-poll. clarus* Pf. 1953a (20,0—20,5 m, Nr. 5; 6,1/118,1) 78
5. *Oculopollis principalis* subsp. *typicus* Weyl. & Krie. 1933 (29,0—29,1 m, Nr. 5; 4,0/124,0) 78
6. *Oculopollis principalis* subsp. *typicus* Weyl. & Krie. 1953 (17,75—18,25 m, Nr. 2; 9,1/117,2) 78
7. *Trudopollis conrector* Pf. 1953b (24,9—25,25 m, Nr. 5; 10,8/116,3) 78
8. *Oculopollis antibulbosus* Weyl. & Krie. 1953 (22,75—23,25 m, Nr. 1; 12,1/126,1) 78
9. *Vacuopollis percentus* Pf. 1953b (22,75—23,25 m, Nr. 2; 5,4/122,8) 78
10. *Conclavipollis purgatus* Pf. 1953b (23,6—24,1 m, Nr. 2; 10,7/120,4) 78
11. *Trudopollis* sp. (29,0—29,1 m, Nr. 1; 8,8/124,4) 78

Tertiär

12. *Concavi-spor. rugulatus* Pf. 1953a (46,9—47,4 m, Nr. 2; 19,9/123,1) . . . 77
13. *Intratriporo-poll. magnificus* Pf. & Th. 1953a (36,75—37,0 m, Nr. 3; 16,1/122,1) 77
14. *Triatrio-poll. plicatus* (R. Pot. 1934) (50,9—51,4 m, Nr. 7; 5,1/121,5) . . . 77
15. *Porocolpo-poll. vestibulum* (R. Pot. 1931) (39,9—40,15 m, Nr. 1; 18,7/115,9) 75


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
0
20
40 µ

9°50′ 10°

Blatt Hönebach 5025 Blatt Berka a.d.Werra 5026

Zeichenerklärung

Verbreitungsgebiete an der morphologischen Oberfläche

- Holozän
- Hangschutt
- Pleistozän u Tertiär
- Basalt
- Muschelkalk

- Salzhang
- Störungen
- Einbruchszonen an der Oberfläche erkennbar
- Ausbiß der 300m-Isohypse an der Oberfläche

- Bohrungen, kalifündig
- Schürf-u. Versenkbohrungen
- Kalischächte

Abgedeckte geologische Karte bezogen auf 300 m ü.NN

- Röt
  - Quarzit-Schichten
  - Schieferton-Schichten
- Oberer Buntsandstein
- Mittlerer Buntsandstein
  - Solling Folge
  - Spessart Plattensandstein
  - Spessart Grobsandstein — Spessart Folge
  - Rhön Plattensandstein
  - Rhön Grobsandstein — Rhön Folge
  - Eichsfeld Plattensandstein
  - Eichsfeld Grobsandstein — Eichsfeld Folge
- Unterer Buntsandstein
  - Wechselfolge
  - Sandsteinfolge

50°54′

Obersuhl, Hönebach, Dankmarshausen, Widdershausen, Herfa, Friedewald, Sorga, Bad-Hersfeld, Petersberg, Lautenhausen, Motzfeld, Heimboldshausen, Ausbach, Hilmes, Philippsthal, Unterhaun, Rotensee, Oberhaun, Wüstfeld, Schenklengsfeld, Sieglos, Fischbach, Eitra, Bodes, Landershausen, Buchenau, Mansbach, Arzell, Eiterfeld

Kathus 1 · Schacht Grimberg · Werra Aue · Wintershall 10 · Wintershall 5 · Schacht Neurode · Schacht Herfa · Weisenborn 2 · Interneurode 1 · Heimboldshausen 3 · Schacht Ransbach · Hattorf 7 · Schacht Hattorf · Philippsthal 1 · Schenkolz · Wüstfeld · Oberlengsfeld · Fischbach · Unter-Weisenborn · Glaam · Sachsen-Weimar 1 · Schacht Sachsen-Weimar · Sachsen-Weimar 2 · Mansbach · Feodor 1

50°48′

Blatt Bad-Hersfeld 5124 · Blatt Vacha 5126

Blatt Friedewald 5125

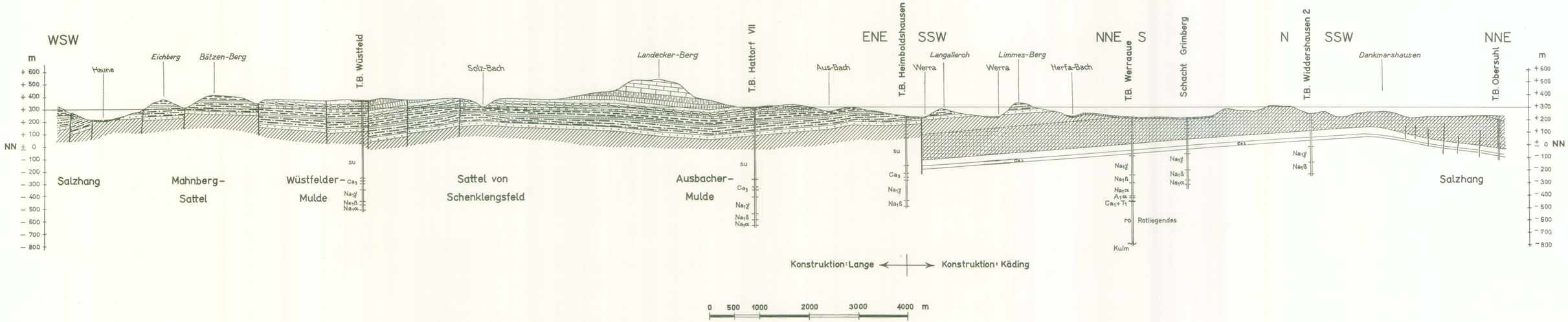
0 1 2 3 4 5 km

M.1:50000

Blatt Eiterfeld 5224 Blatt Geisa 5225

9°50′ 10°

Strukturkarte des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld bezogen auf 300 m über NN



Profil durch das hessische Werra-Kaligebiet östlich Bad Hersfeld

Tafel 16

Tafel 16

Fig. 1. Bank mit fossilen Fährten und Saurier-Knochen (vom Arbeiter bezeichnet), unterer Teil des Fährten-Hauptlagers im Steinbruch 1,2 km östlich Hutzdorf.

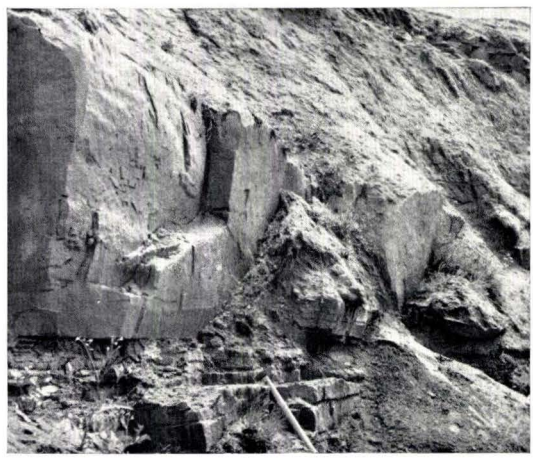
Fig. 2. Dünne Bank mit *Acropus* auf der Unterseite (am Hammerkopf), mittlerer Teil des Fährten-Hauptlagers im Steinbruch 0,5 km nordnordwestlich Fraurombach.

Fig. 3. Leseblöcke mit *Chirotherium*, obere Serie des Fährtensandsteins auf dem Ganz-Berg westlich Michelsrombach (Samml. hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden, Nr. 5323/2+3).

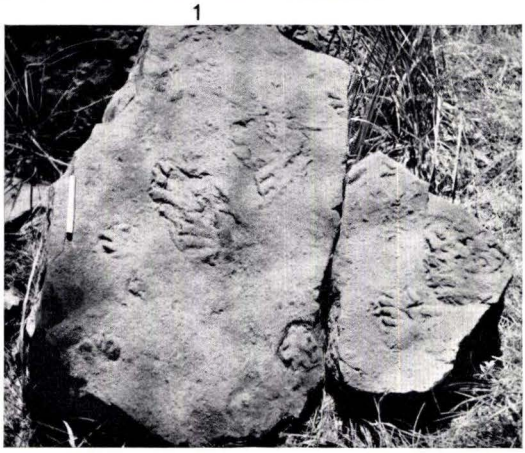
Fig. 4. Clavicula von *Mastodonsaurus* (oder *Capitosaurus*) mit Abdruck, aus dem Steinbruch 1,2 km östlich Hutzdorf (Aufbewahrung wie Fig. 3, Nr. 5323/1a+b).

Fig. 5. Morphologisches Profil der Spessart Folge am Waldrand 1,2 km östlich Hutzdorf (mit Markierung des 250 m nördlich davon im Walde gelegenen Steinbruchs von Fig. 1):
c) Obere Serie des Fährtensandsteins
b) Fährten-Hauptlager
a) Spessart Grobsandstein.

1

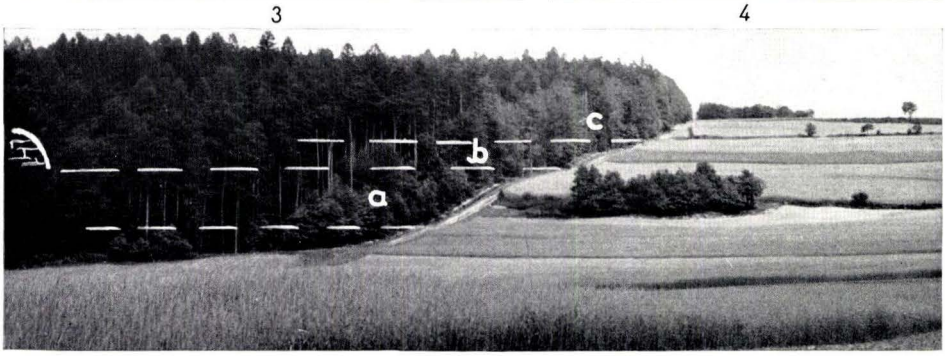


2

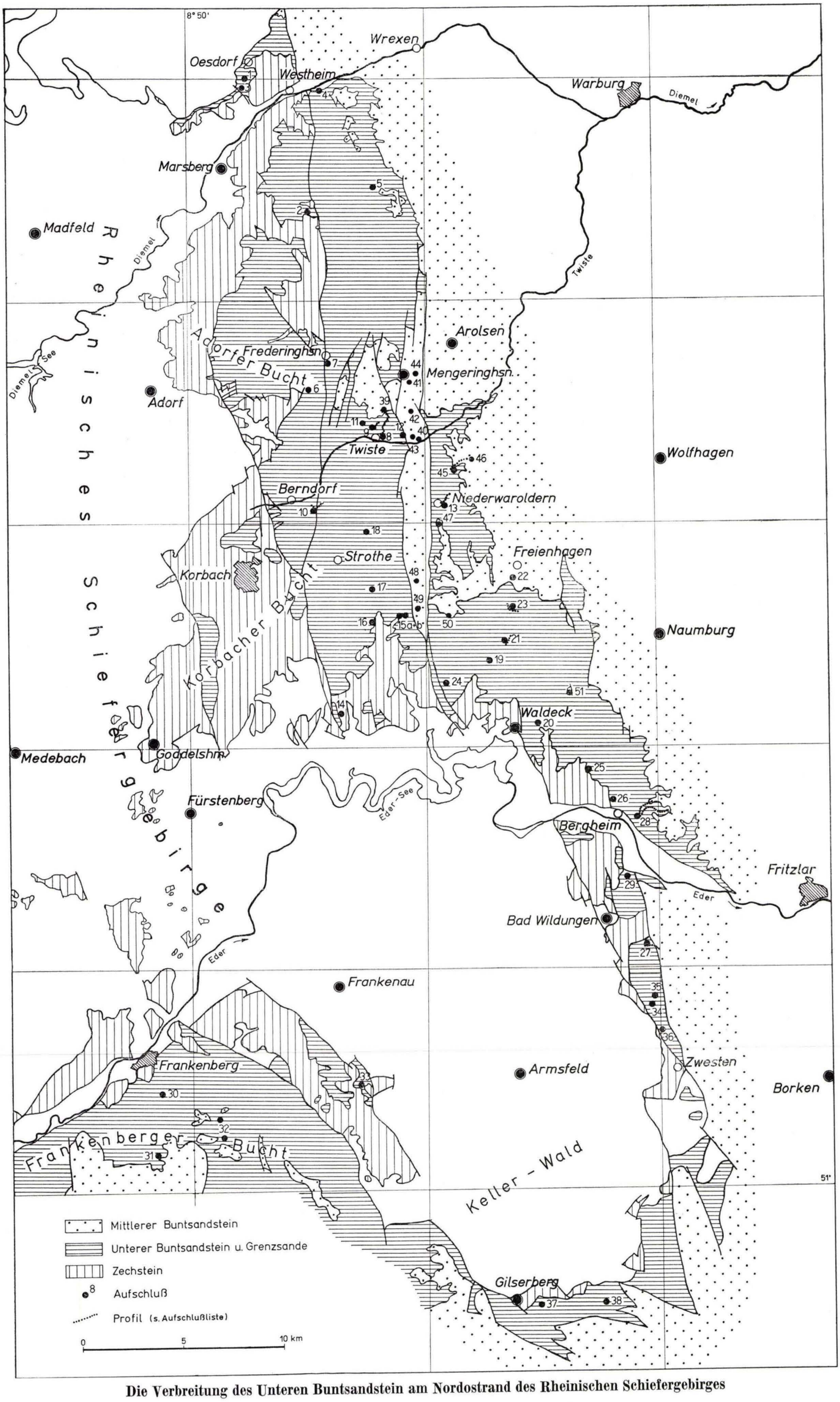


3

4



5



Die Verbreitung des Unteren Buntsandstein am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Tafel 18

Tafel 18

Fig. 1. Das Quarzitlager im Hangenden der Sande am Buchen-Berg bei Daubringen

Fig. 2. Sandgrube im Liegenden des Quarzites am Nordhang des Buchen-Berges bei Daubringen

Fig. 3 u. 4. Quarzitblöcke aus dem hochgelegenen Quarzitlager am Südhang des Todten-Berges bei Treis

Fig. 3. Auf der Wiese

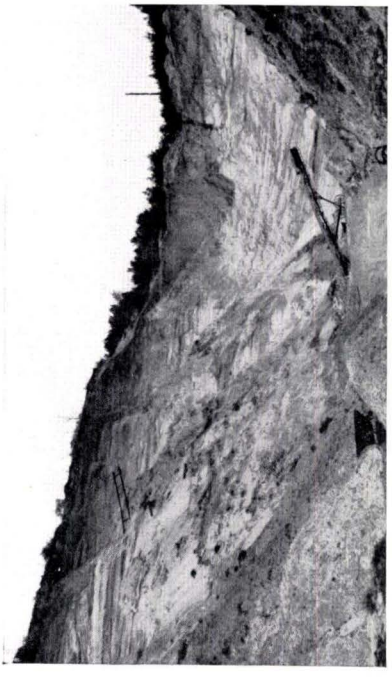
Fig. 4. Im Walde westlich der paläolithischen Fundstelle

Fig. 5. Das Quarzitlager am westlichen Rand des ehemaligen Quarzitbruches bei der paläolithischen Fundstelle am Fuß des Todten-Berges bei Treis

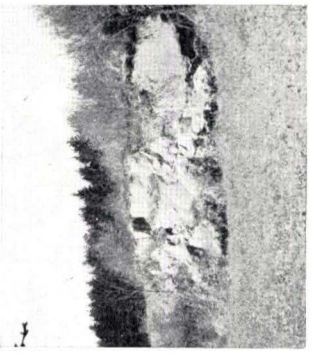
5

4

1



2



3

Tafel 19

Tafel 19

Fig. 1—3. *Perca fluviatilis* L. — Aus dem Spätglazial von Klein-Linden. 2:1.

1. Os frontale sin.
2. Praeoperculum dext.
3. Operculum sin.

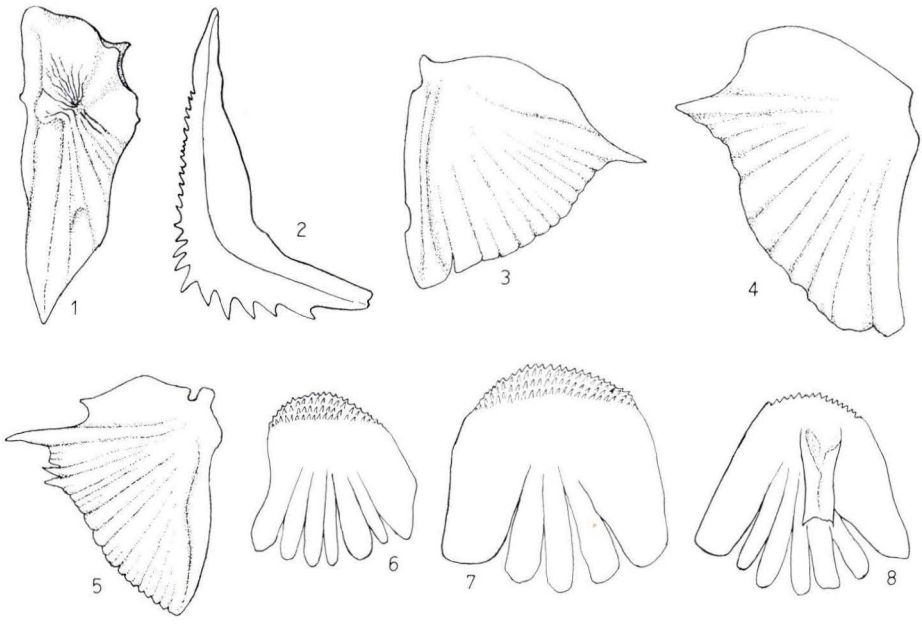
Fig. 4, 5. *Perca fluviatilis* L. — Donau bei Passau. — Rechtes Operculum, 2:1.

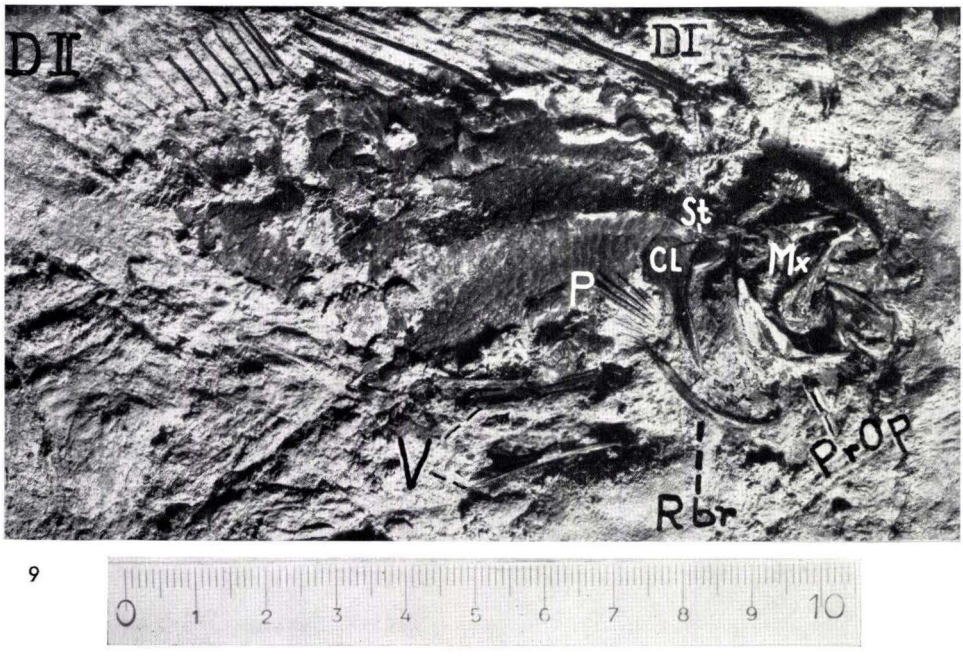
Fig. 6—8. *Perca fluviatilis* L. — Aus dem Spätglazial von Klein-Linden. Schuppen, 6:1.

6, 7. Zwei Schuppen aus dem vorderen Schwanzabschnitt in der Nähe der Seitenlinie.

8. Schuppe aus der Seitenlinie.

Fig. 9. *Perca fluviatilis* L aus dem Spätglazial von Gießen/Klein-Linden. 1:1.
Mx = Maxillare, Prop = Praeoperculum, Rbr = Kiemenhautstrahl, Cl = Clavicula, St. = Supratemporale, P = Brustflosse, V = Bauchflosse, D I, D II = erste und zweite Rückenflosse.
Aufnahme: Kulturinstitute Worms, Fotograf K. Füller.



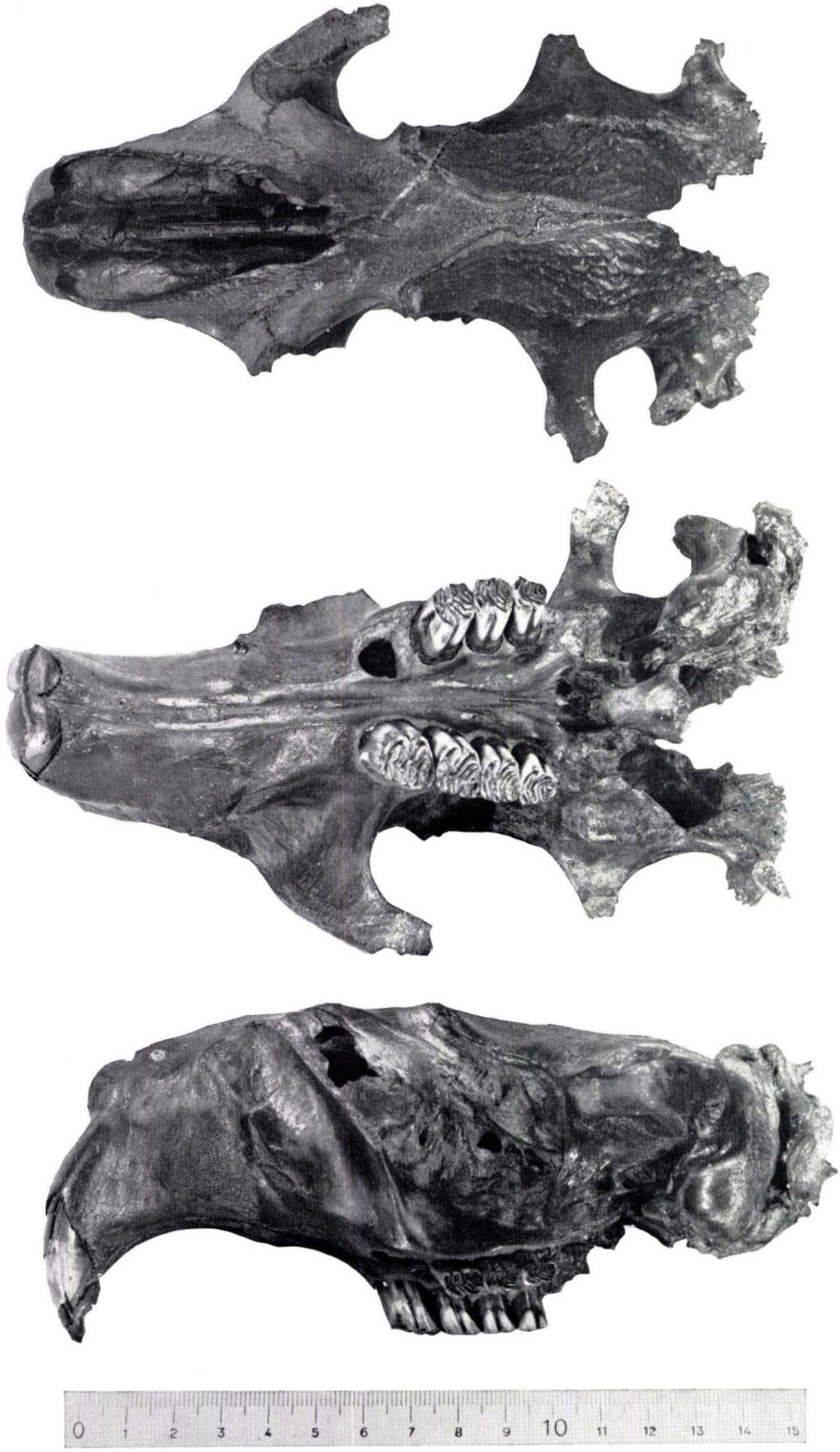


9

Tafel 20

Tafel 20

Der Biberschädel von Klein-Linden, von oben, unten und von der linken Seite gesehen.


0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15

Tafel 21

Tafel 21*)

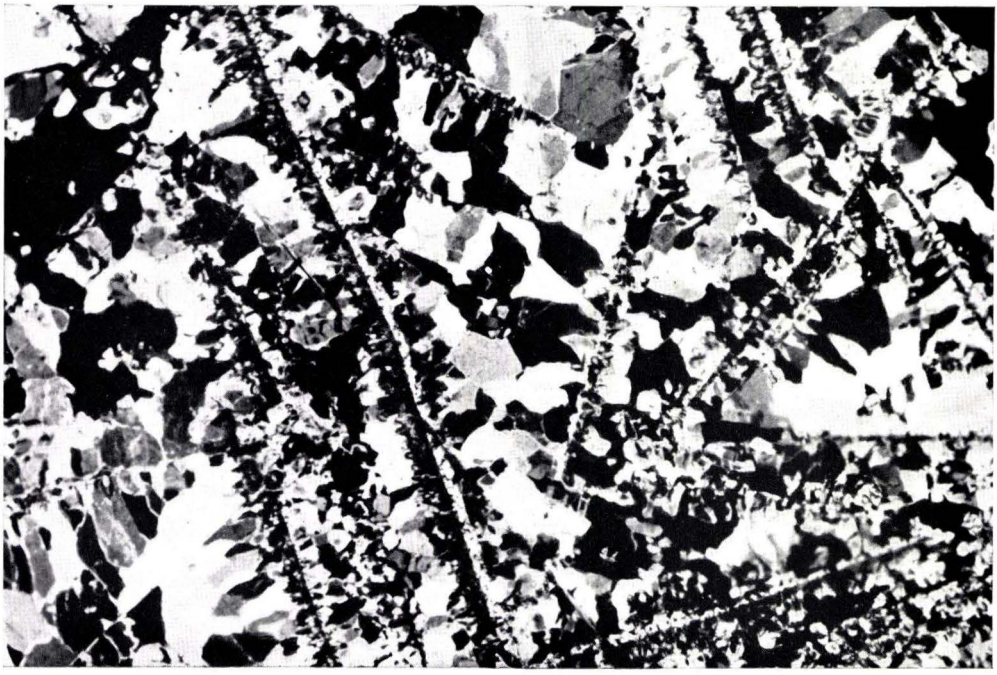
Fig. 1. Reichenbacher Quarz, Großanschliff. Natürliche Größe. Man erkennt feine Streifen, z. T. in Büscheln. Die beiden Vertikalränder der Abbildung liegen dem Gangsalband parallel

Fig. 2. Pseudomorpher Quarz von Reichenbach (Lokalität: Borstein). Durchlicht, + N. Vergr. 7:1. Der grobe Quarz wird von Streifen sehr feinen Korns durchzogen

---

*) Für die freundliche Unterstützung zu Gunsten einer reichlichen Ausstattung mit Abbildungen sind wir Herrn Dr. h. c. E. Bender zu großem Dank verpflichtet

1



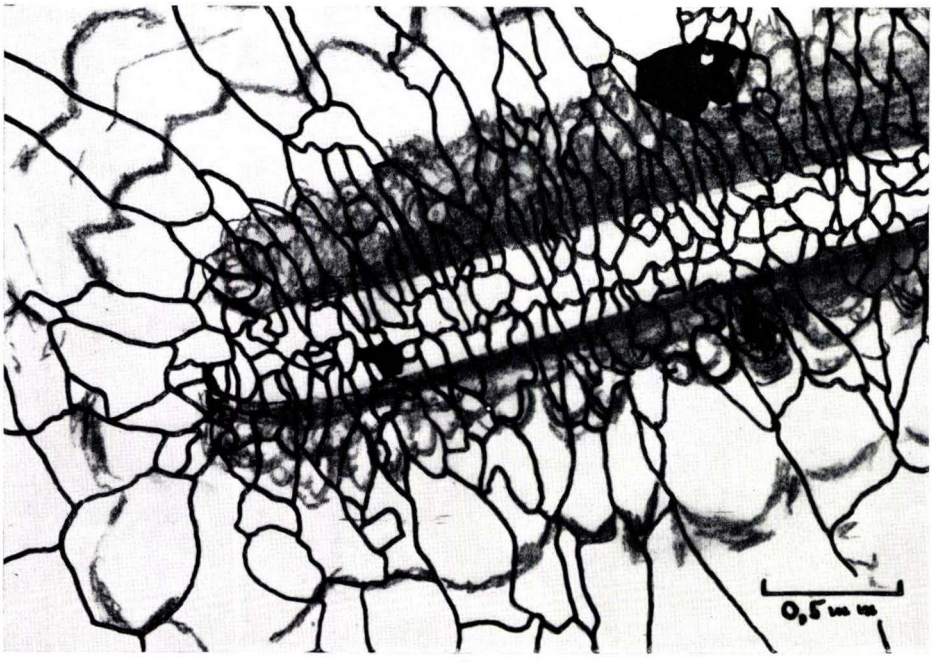
2

Tafel 22

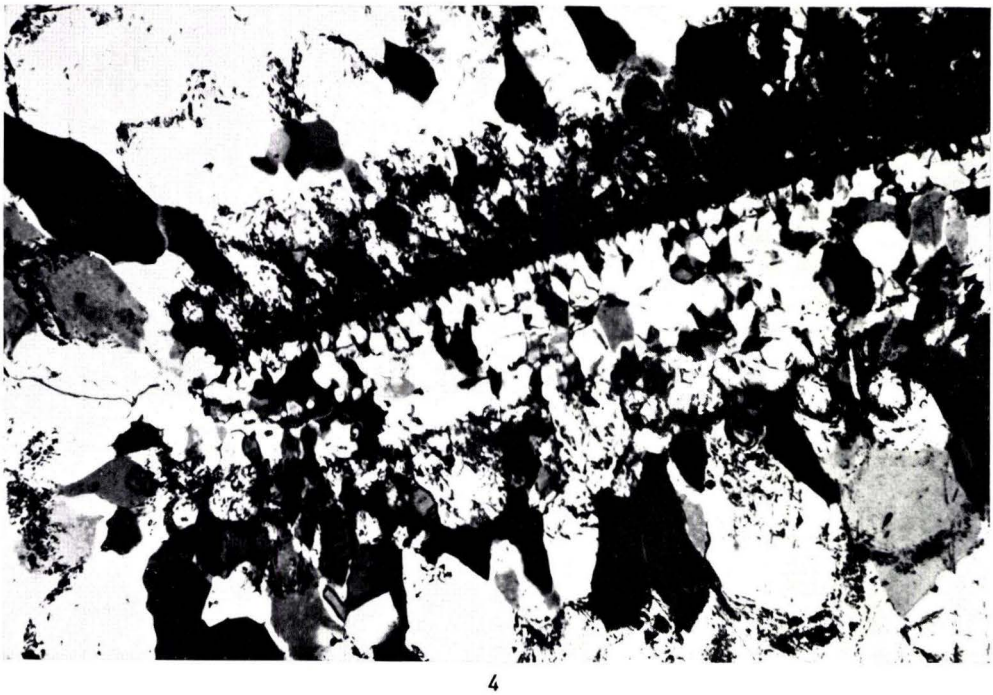
Tafel 22

Fig. 3. Schematische Zeichnung nach Fig. 4

Fig. 4. Ein hier gerade endendes Gefügeelement A (GA). Durchlicht, +N



3



4

Tafel 23

Tafel 23

Fig. 5. Einseitiges Gefügeelement A (eGA). Durchlicht, + N.Man erkennt, daß die zonaren Unreinheiten der großen Kristalle (obere Bildhälfte) ein Stück vor der „Trennungsfläche" abbrechen. Hierdurch wird ein, im Bild von der linken unteren Ecke nach rechts Mitte verlaufender „heller Innenraum" erkennbar

Fig. 6. Man erkennt (Durchlicht, ohne Analysator) zwei von links unten nach rechts oben, annähernd parallel verlaufende helle, scharf abgesetzte Zonen: Gefügeelemente B (GB). In der Bildmitte ein kurzes, querverlaufendes GB-Verbindungsstück. Vergr. 30:1

grober, recht
reiner Quarz
Trennungsfläche
innerer, reinerer
Quarzrasen
äußerer, unreiner
Quarzrasen
Limonit
0,5 mm

5

6

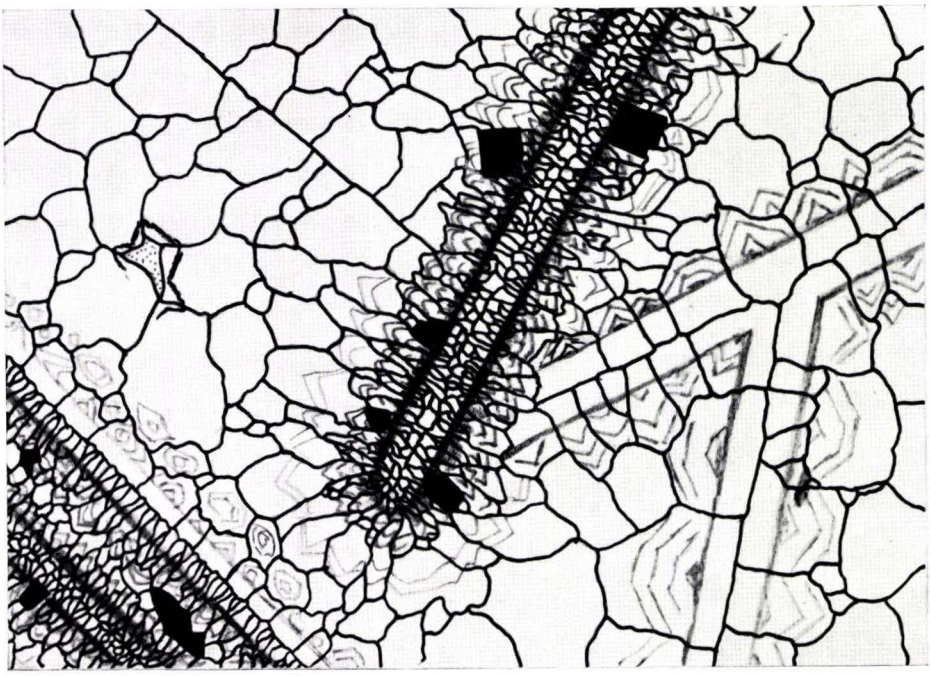
Tafel 24

Tafel 24

Fig. 7. An den Rändern der Abbildung mehrere GAs. In Bildmitte aber ein von links unten nach rechts oben verlaufendes Gefügeelement C (GC). Durchlicht, + N Vergr. 10:1

Fig. 8. Schematischer Schnitt durch das Reichenbacher Quarzgefüge: 2 GAs, 1 eGA, 2 sich verzweigende GBs, 1 GC. Vergr. 13:1. Weitere Erklärung im Text

7



8

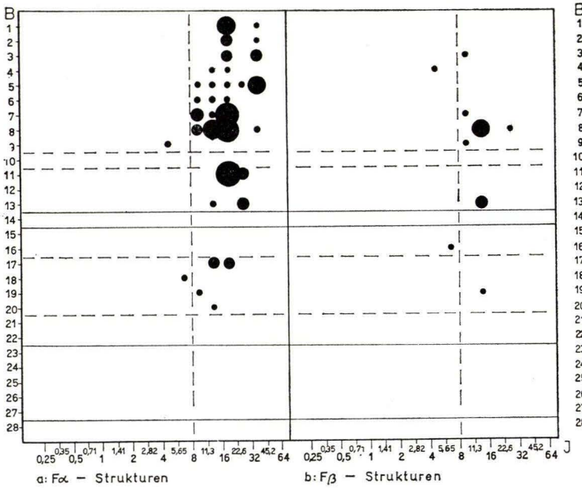


Fig. a

Fig. b

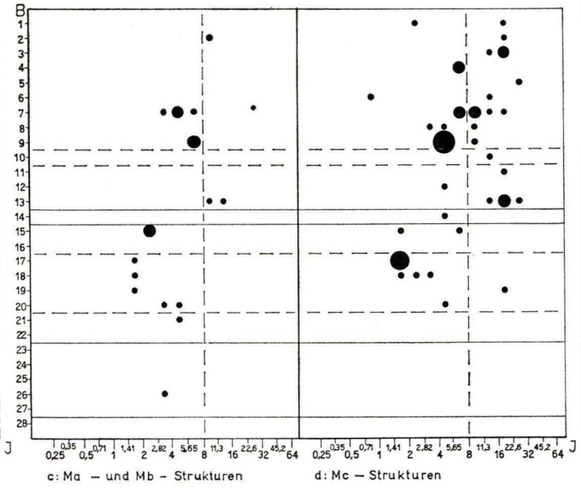


Fig. c

Fig. d

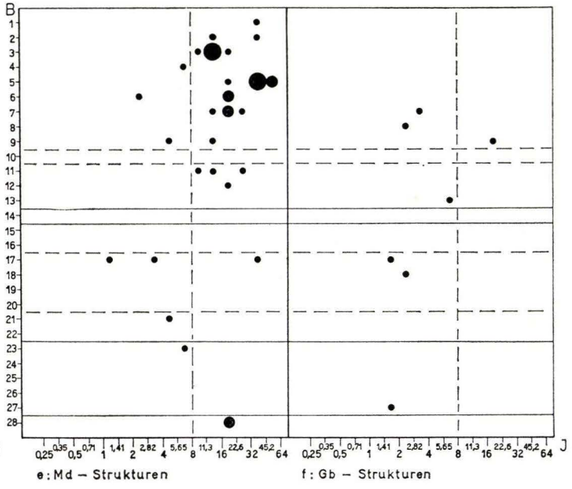


Fig. e

Fig. f

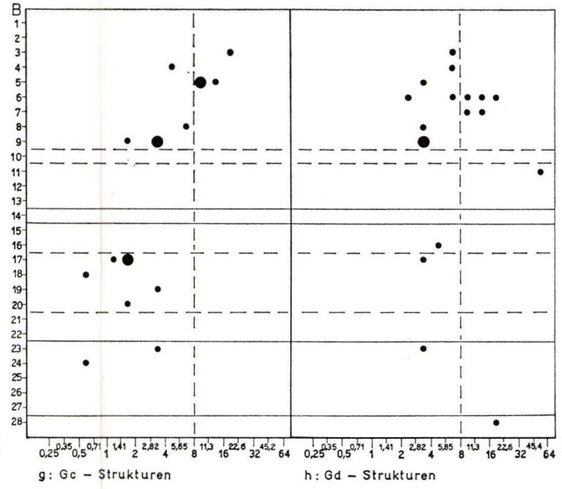


Fig. g

Fig. h

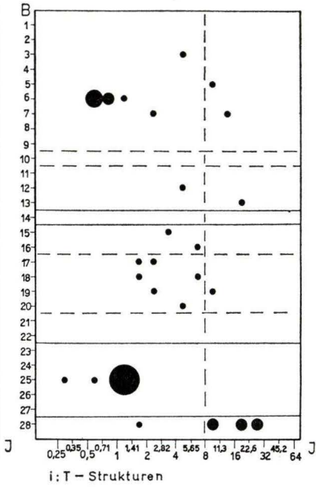


Fig. i

Fig. a—i: Die Alkaliindizes (vergl. Text) der Strukturtypen in Abhängigkeit von ihren Fundbereichen

„Ein Scheibchen von n mm Durchmesser entspricht den in das gleiche Intervall fallenden Indizes von n Proben desselben Fundbereiches B"

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 rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. . . . . 8,— DM

Heft 20: Pilger, A. & Schmidt, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 8 Taf. . . . . 9,80 DM

Heft 21: Lehmann, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. . . . . 30,— DM

Heft 22: Bischoff, G. & Ziegler, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 135 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. . . . . 20,— DM

Heft 23: Zöbelein, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. . . . . 8,— DM

Heft 24: Gunzert, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. . . . . 14,— DM

Heft 25: Pauly, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf.. . . . . 20,— DM

Heft 26: Sperling, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. . . . . 10,— DM

Heft 27: Jux, U. & Pflug, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. . . . . 5,60 DM

Heft 28: Schmidt, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. . . . . 15,— DM

Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von Bauer, Fenchel, Müller, Pahl, Paproth, Pilger, Reichenbach, Schmelcher, Wentzlau. 1960. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab. . . . . 36,— DM

Heft 30: Burre, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf. . . . . 8,60 DM

Heft 31: Röder, D. H.: 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

Heft 33: Krebs, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf. . . . . 14,80 DM

Heft 34: Im Druck.

Heft 35: Matthess, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. . . . . 7,60 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 1:25000

4622 Kassel West mit Erl. (2. Aufl.) 1958 . . . . . 10,— DM

5. KARTEN VERSCHIEDENER MASS-STÄBE

Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300000. Von F. Rösing. 1961. . . . . 8,— DM

Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:1000000. 1952 . . . . . 1,— DM

Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges 1:100000. Von H.-J. Lippert. 1958 . . . . . 1,— DM

Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez–Laurenburg 1:25000. Von E. Pauly. 1958. Aus: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958 . . . . . 2,60 DM

Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1:300000. 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 1:600000. Von E. Schönhals. 1958 . . . . . 3,— DM

Hydrogeologische Übersichtskarte von Hessen 1:600000. 1955 . . . . . 3,— DM