

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 87

Mit 23 Tafeln, 1 Bildnis, 72 Abbildungen, 14 Profilen und 32 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25

Wiesbaden 1959

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	87	S. 1—462	72 Abb.	14 Prof.	32 Tab.	23 Taf. 1 Bildn.	Wiesbaden, 5. 6. 1959
------------------------------------	----	----------	---------	----------	---------	---------------------	-----------------------

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

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 <i>arduennensis-intermedius</i> 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: STREMMER, 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

Notizblatt

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden

Band 87

Mit 23 Tafeln, 1 Bildnis, 72 Abbildungen, 14 Profilen und 32 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25

Wiesbaden 1959

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	87	S. 1—462	72 Abb.	14 Prof.	32 Tab.	23 Taf. 1 Bildn.	Wiesbaden, 5. 6. 1959
------------------------------------	-----------	----------	---------	----------	---------	---------------------	-----------------------

Die Drucklegung der Seiten 192 bis 245
erfolgte mit Unterstützung des Universitätsbundes Marburg/Lahn

Halbjahrlisten der Karbon-Literatur

Während des 4. Internationalen Kongresses für Karbon-Stratigraphie und -Geologie wurde beschlossen, die neueste Karbon-Literatur laufend zu sammeln und zweimal im Jahr Listen ihrer Titel herauszugeben. Das „Geologisch Bureau voor het Mijngebied“, Heerlen (Niederlande), Akerstraat 86-88, hat sich bereit erklärt, diese Arbeit zu übernehmen. Es bittet hierfür um Zusendung je eines Sonderdruckes von allen Veröffentlichungen über Karbon-Stratigraphie, -Geologie und -Paläontologie, möglichst auch solcher, in denen Karbon-Objekte nur einen Teil der Arbeit ausmachen.

Die erste Titel-Liste ist kürzlich an die Teilnehmer des Kongresses verschickt worden. Alle Interessenten können die Listen der neuesten Karbon-Literatur vom Geologisch Bureau in Heerlen gegen eine Gebühr von 1,50 hfl für 1 Jahr bzw. von 10,- hfl bis zum nächsten Kongreß beziehen. Bestellformulare sind bei dem Geologisch Bureau erhältlich.

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil

WILLI ZIEGLER:

Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/
Oberdevon und in der Adorfstufe. Mit 7 Abbildungen, 10 Tabellen und den
Tafeln 1-12. 7

HANS BENDER:

Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Umbachtal;
Rheinisches Schiefergebirge). Mit 2 Abbildungen 78

DIETER STOPPEL:

Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald. Mit 6 Abbildungen 89

OTTO H. WALLISER:

Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde,
Rheinisches Schiefergebirge). Mit 3 Abbildungen und Tafel 13. 120

URSULA HOCH geb. TATGE:

Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein. Mit 6 Abbildungen und
Tafel 14. 133

MARITA BROSIUS & FRANZ GRAMANN:

„Heskemer Pollenbild“ und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges. Mit
1 Abbildung 162

H. BAATZ:

Ophiomorpha LUNDGREN, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand
Niederhessens. 168

ERNST ACKERMANN:

Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege. Mit 5 Abbildungen und den
Tafeln 15-16 172

PETER JÜRGEN HAMANN:

Bestimmung der Bewegungsrichtung an Verwerfungen mit Hilfe des Schmidt'-
schen Netzes. Mit 2 Abbildungen 188

WITIGO STENDEL-RUTKOWSKI:

Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). Mit 8 Ab-
bildungen 192

K. ERICH KOCH:

Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. Mit 2 Abbil-
dungen und Tafel 17. 202

VOLKER JACOBSHAGEN:

Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen
Allgäu. Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle 208

REINHOLD HUCKRIEDE:

Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. Mit 4 Abbil-
dungen. 227

ALFRED POLLAK:

Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv. Mit
2 Abbildungen 239

ERNST-GÜNTHER SCHULZE:

Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei. Mit 1 Abbildung
und Tafel 18 246

Inhaltsverzeichnis

HEINZ LEHMANN: Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert. Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen	269
WOLFGANG HANNAK: Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems. Mit 1 Abbildung und Tafel 19	291
AXEL HERRMANN: Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. Mit 1 Tabelle	317
HANS DIETRICH LANG: Der Mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg	328
HANS UDLUFT & HANS DIETRICH LANG: Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. Mit 14 Profilen und Tabellen sowie Tafel 20	333
HELMUT BARTENSTEIN: Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes. Mit 1 Abbildung und der Tafel 21	367
WILHELM WAGNER: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. Mit 1 Tabelle und Tafel 22	376
GERHARD SOLLE: Oligozäne Zertalung auf Aufschüttung im Moselgebiet	398
HUBERT KÖRBER: Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	408
VICTOR R. OTT & HEINZ J. DOMBROWSKI: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim	415
GEORG MATTHESS & JOE-DIETRICH THEWS: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25000 in den Jahren 1957 und 1958. Mit 4 Abbildungen	417
PAUL PFEFFER: Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl ⁻ -Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton. Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle	429
GUSTAV ANGENHEISTER, HEINRICH DENGLER & ALBRECHT HAHN: Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze. Mit 8 Abbildungen und Tafel 23	434
B. Amtlicher Teil	
JULIUS HESEMANN: BRUNO DAMMER †. Mit 1 Bildnis	452
Verzeichnis der Autoren dieses Bandes.	461

A.
Wissenschaftlicher Teil

Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe

(An Profilen von Martenberg/Adorf, Wildungen, Sessacker/Oberscheld;
Rheinisches Schiefergebirge)

Von

WILLI ZIEGLER, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 7 Abbildungen, 10 Tabellen und den Tafeln 1 bis 12

Inhaltsübersicht

I. Stratigraphischer Teil	7
1. Vorbemerkungen	7
2. Einleitung und Problemstellung	8
3. Die Grenze Mittel-/Oberdevon nach Goniatiten	9
4. Die Untersuchungen an der Klippe im alten Tagebau der Grube Martenberg	9
5. Die Grenze Mittel-/Oberdevon mit Hilfe der Conodonten	15
6. Die conodontenstratigraphischen Untersuchungen im Steinbruch Schmidt an der Ense bei Bad Wildungen	17
7. Die Conodontenfauna aus dem Steinbruch Schmidt und ihr Vergleich mit der von der Klippe im Tagebau Martenberg	18
8. Die Sessackerschürfe	19
9. Die Conodontenführung der Sessackerschürfe	27
a) Schurf I	27
b) Schurf II	30
10. Versuch einer Parallelisierung der Schürfe von H. MATERN mit den neu angelegten Schürfen	33
11. Die Conodontenabfolge der untersuchten Horizonte	34
II. Systematisch-paläontologischer Teil	38
Beschreibung der Gattungen und Arten	39
III. Alphabetisches Verzeichnis der Arten mit Autoren	74
Schriftenverzeichnis	76

I. Stratigraphischer Teil

1. Vorbemerkungen

Die vorliegenden Untersuchungen wurden im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gewährten Forschungsstipendiums vorgenommen. Es sei ihr an dieser Stelle noch einmal aufrichtiger Dank gesagt.

Ebenfalls gebührt mein Dank für Hilfe bei den Aufsammlungen im Tagebau Martenberg, für manche Ratschläge und fördernde Kritik den Herren Dr. H. DENGLER, Weilburg, Dr. H. J. LIPPERT, Wiesbaden, und für Hilfe bei der Bestimmung der Makrofauna den Herren Prof. Dr. H. SCHMIDT, Göttingen und Dr. O. H. WALLISER, Marburg.

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Den Herren Dr. H. BOTTKE und Betriebsführer ISENBERG von der Grube Christiane, Adorf, Gewerkschaft Mannesmann, möchte ich für stetes Entgegenkommen meinen herzlichen Dank sagen.

Herr Dr. W. STRUVE, Senckenberg-Museum, Frankfurt, erlaubte freundlicherweise Einblick in die dort hinterlegten Originale.

2. Einleitung und Problemstellung

Die Grenzziehung Mittel-/Oberdevon nach Conodonten, wie sie von BISCHOFF & ZIEGLER (1957, S. 34ff.) vorgenommen wurde, konnte auf die Dauer nicht den Anspruch auf vollste Befriedigung erheben. Das lag vor allem daran, daß bei ihren Untersuchungen keine makrofaunistisch sicher belegten, durchgehenden Profile benutzt werden konnten, und so erfolgte damals die Grenzziehung durch Kombination mehrerer, nur stückweise vorhandener Profile.

Die chronologische Abfolge der Subzonen, die von ihnen an der Grenze aufgestellt wurde, konnte mit Hilfe von Conodonten aus Bohrprofilen des Erzbergbaues der Lahn-Dill-Mulde und durch makrofaunistisch unbekannte, durchgehende Profile immer wieder bestätigt werden. Es handelt sich um folgende Subzonen, von oben nach unten:

martenbergensis-triangularis-Subzone
asymmetrica-martenbergensis-Subzone
dubia-rotundiloba-Subzone
ordinata-dubia-Subzone

Die Grenze Mittel-/Oberdevon wurde nun von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) zwischen die *dubia-rotundiloba*- und die *asymmetrica-martenbergensis*-Subzone gelegt (Begründung für diese Grenzziehung siehe BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, S. 34).

Die Frage der conodontenfaunistischen Grenze tm/to wurde nun aus folgenden zwingenden Gründen wieder neu aufgeworfen:

1. Es war bei der vorläufigen Grenzziehung keine Sicherheit gewonnen worden, da z. B. kein sicher datiertes tiefstes Oberdevon (*Pharciceras*-Schichten) herangezogen worden war.

2. Endgültige Klärung versprochen nur durchgehende Profile, in denen sowohl Schichten mit *Maenioceras* als auch mit *Pharciceras* enthalten waren.

3. Erhebliche Zweifel an der richtigen Grenzziehung tauchten auf, als in der Lahnmulde im höchsten Teil des Roteisensteinlagers, das dem tm angehören sollte, ein Exemplar von *Ponticeras sandbergeri* (teste H. SCHMIDT) gefunden wurde (freundliche, persönliche Mitteilung von Herrn Dr. H. DENGLER, Weilburg). Zum anderen wurde von dem genannten Herrn in der Grube Waldhausen/Lahnmulde ein *Pharciceras lunulicosta* in dem Roteisenlager entdeckt, das nach Conodonten innerhalb bzw. unter den beiden von BISCHOFF & ZIEGLER als mitteldevonisch abgeschiedenen Conodontensubzonen liegen soll. (Freundliche Mitteilung des Herrn Dr. DENGLER.)

4. Von Wichtigkeit war die genaue Grenzziehung mit Conodonten für die Einstufung der zahllosen Conodontenfaunen aus den sogenannten „Buchenaue Schichten“ der Gegend von Buchenau und der südwestlichen Dillmulde (LIEBER, 1917; CORRENS, 1934; BISCHOFF, 1955). Aus dem Gebiet von Amönau-Buchenau liegen

zahlreiche Conodontenfaunen vor, die in die *ordinata-dubia*- und in die *dubia-rotundiloba*-Subzonen gehören. Hier ist es von besonderem Interesse, ob diese Subzonen noch ins höchste Mitteldevon gehören, was nach der bisherigen Grenzziehung der Fall ist, oder ob sie bereits ins tiefe Oberdevon zu stellen sind.

3. Die Grenze Mittel-/Oberdevon nach Goniatiten

Die im Hangenden der *Stringocephalus*-Schichten folgende Serie bis zur Unterkante der *Cheiloceras*-Schichten wurde von KAYSER (1873) als *Intumescens*-Stufe bezeichnet.

Im basalen Teil dieser Stufe schieden dann FRECH (1888) und DENCKMANN (1903) eine Zone mit *Pharciceras lunulicosta* (Prolecaniten-Schichten) ab, in der *Manticoceras intumescens* fehlt. WEDEKIND (1913) kommt ebenfalls zu dem Schluß, daß die *Pharciceras*-Schichten an die Basis des Oberdevons gehören und gibt folgende Unterteilung des tiefen Oberdevons von oben nach unten:

- 4. Zone mit *Orickites holzapfeli* = toI δ
- 3. Zone mit *Manticoceras cordatum* u. *M. carinatum* = toI γ
- 2. Zone mit *Gephyroceras nodulosum* = toI β
- 1. Zone mit *Pharciceras lunulicosta* = toI α

Mitteldevon

MATERN (1929a) und PAECKELMANN (1936) stellen fest, daß die Zone I β schon *Manticoceras cordatum* führt und somit zum I γ gehört.

Wie schon erwähnt, galt es vor allem, den *Pharciceras*-Horizont auf Conodonten zu untersuchen. Die einzige Stelle, die z. Zt. zugänglich ist und an der die *Pharciceras*-Schichten im Kontakt mit ihrem Liegenden und Hangenden stehen, ist im alten Tagebau der Grube Martenberg aufgeschlossen.

4. Die Untersuchungen an der Klippe im alten Tagebau der Grube Martenberg

Von der NW-Seite der Klippe, der Typuslokalität des Adorfer Kalkes, haben DENCKMANN, 1902; WEDEKIND, 1913; MATERN, 1929a und PAECKELMANN, 1936 folgendes Profil von oben nach unten beschrieben:

Tabelle I. Profil am Martenberg

to I δ	1,30 m kurzklüftiger, gelblicher bis gelbroter Dolomit mit vereinzelt Kalkknollen.
to I γ	1,90 m graue und rötliche, plattig-bankige Kalke, z. T. etwas flasig. Oben mit einer dunkleren, harten, 0,15 m mächtigen Bank abschließend (Obere Grenzkalkbank).
to I β	0,10 m dunkelblauer, harter, sehr eisenreicher Kalk. (Webeler Kalk DENCKMANN's; untere Grenzkalkbank.)
to I α	0,05 m unreine Eisensteinlage (<i>Pharciceras</i> -Schichten).
tm	Mehrere m Roteisenstein des Mitteldevons.

Dieses Profil wurde jetzt wieder mit denselben Schichten und genau denselben Mächtigkeiten vorgefunden und neu aufgenommen. Die Untersuchungen wurden auch auf die E-Seite der Klippe ausgedehnt, doch stellte sich dabei sehr bald heraus, daß dieses Profil für die beabsichtigten Zwecke wenig geeignet war, da dort einzelne Bänke auf kürzeste Entfernung auskeilen und deshalb die Conodontenabfolge hätten falsch wiedergeben können. Zur makrofaunistischen Einstufung des Profiles an der NW-Seite der Klippe muß noch folgendes gesagt werden:

Übereinstimmend werden sowohl von WEDEKIND (1913) als auch von PAECKELMANN (1936) die unter den *Pharciceras*-Schichten ($toI\alpha$) liegenden Roteisensteinbänke als mitteldevonisch angesehen. Die obere Grenzkalkbank, die oberste Bank im $toI\gamma$, wird von WEDEKIND noch zum $I\gamma$ gerechnet, während MATERN (1929a) mit dieser Bank das $toI\delta$ beginnen läßt, da darin schon ein Exemplar von *Crickites holzapfeli* (= *Crickites koenei* bei MATERN) gefunden wurde.

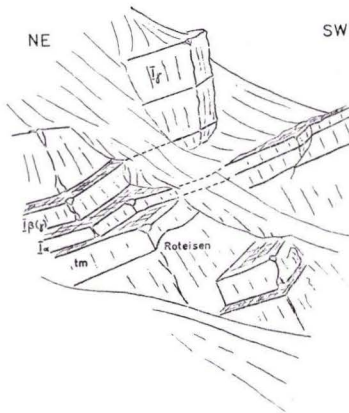


Abb. 1. Ansichtsskizze der NW-Seite der Klippe im Tagebau Martenberg. Mächtigkeiten siehe Probenliste.

Die Conodontenprobenentnahme

Die Basis des NW-Seitenprofils bilden mehrere Meter Roteisenstein. Die starke Vererzung machte es in den tieferen Teilen unmöglich, die Proben in Säure aufzubereiten. Auch die kalkreicheren Partien widersetzen sich häufig der Aufbereitung. Gelang es hier und da, eine Probe aufzulösen, so fanden sich meistens nur wenige, stratigraphisch unbrauchbare Conodonten.

Die erste brauchbare Probe stellte sich in einer kalkreicheren Bank ein:

- | | |
|----------|---|
| Probe 0 | Kalkreicher Roteisenstein, 1,30 m unter dem <i>Pharciceras</i> -Horizont. |
| Probe 1 | Kalkige Bank im höheren Roteisenstein, 0,35 m unter dem <i>Pharciceras</i> -Horizont. |
| Probe 2 | Kalkige Bank im höchsten Roteisenstein = 0,25—0,35 m über Probe 1 = 0,00—0,10 m unter dem <i>Pharciceras</i> -Horizont. |
| Probe 3a | Direkt über Probe 2 aus dem 0,05 m - Bänkehen = <i>Pharciceras</i> -Schichten WEDEKINDS. |
| Probe 3b | Aus demselben Bänkehen, aber in 2 m horizontalem Abstand (Richtung SW). |

Proben 4 + 5 Eine über dem 0,05 m mächtigen Bänkchen liegende 0,10—0,12 m dicke Bank eines dunkelblauen, harten Kalkes, toI β nach WEDEKIND. 4. = untere Hälfte; 5. = obere Hälfte.

Über der Probe 5 schaltet sich ein geringmächtiges Schieferband ein.

- Probe 6b Direkt über dem Schieferband, = tiefste Lage des toI γ (sensu WEDEKIND).
 Probe 6a Aus der gleichen stratigraphischen Lage, 2 m im horizontalen Abstand (Richtung NE, also vertikal über Probe 3a).
 Probe 7 Graurötlicher, z. T. veilchenfarbener Kalk. 0,40—0,50 m über Probe 6a.
 Probe 8 Grauer — rötlicher Kalk, 0,35—0,45 m über Probe 7.
 Probe 8a 0,30—0,40 m über Probe 8, grauer, rötlicher Kalk.
 Probe 9 0,25—0,40 m über Probe 8a, etwas dunklerer, harter Kalk = obere Grenzalkbank.
 Probe 10 0,20 m über Probe 9, dolomitisches Kalkbänkchen.

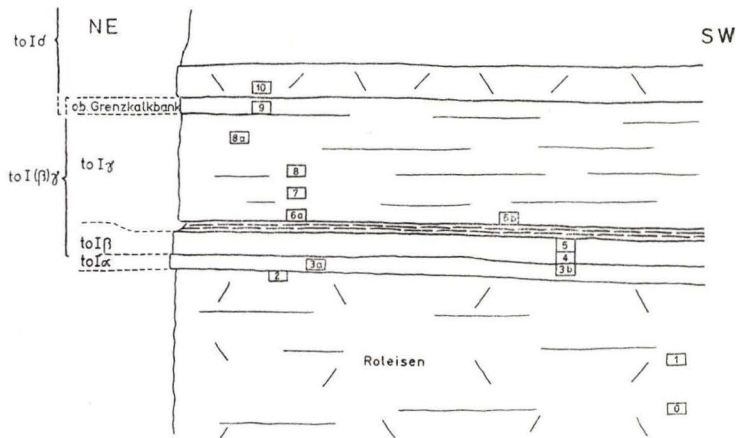


Abb. 2. Schematisches Profil von der NW-Seite der Klippe im Tagebau am Martenberg. Mächtigkeiten bzw. Höhe siehe Probenliste. Länge: etwa 4 m.

Zusammenfassend wird nachfolgend noch einmal die Lage der entnommenen Conodontenproben bezüglich der makrofaunistischen Abteilungen dargestellt:

- Proben 0—2 = Roteisenstein.
 Proben 3a + 3b = *Pharciceras*-Schichten (toI α).
 Proben 4 + 5 = unterer bzw. oberer Teil des I β (sensu WEDEKIND),
 = tiefes I(β) γ (sensu MATERN).
 Proben 6—9 = *Manticoceras*-Kalk, I γ im Sinne WEDEKINDS. Probe 9 nach MATERN bereits I δ , da in dieser Bank schon *Crickites holzapfeli* vorkommt.
 Probe 10 = *Crickites*-Kalk, I δ .

Die Probenentnahmepunkte sind aus der schematischen Skizze Abb. 2 zu ersehen.

Die Conodontenfaunenabfolge im Profil Martenberg

Im folgenden wird die Conodontenfauna beschrieben und diskutiert, die aus Tab. 2 zu entnehmen ist. Gleichzeitig wird versucht, die hier gewonnenen Ergebnisse mit denen von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) zu vergleichen bzw. zu korrelieren.

Die Probe 0 lieferte eine Fauna, die nach BISCHOFF & ZIEGLER in die *varca*-Subzone zu stellen ist. Sie ist gekennzeichnet durch das reiche Auftreten der verschiedensten Formen der Gattung *Polygnathus*: *P. varca*, *P. beckmanni*, *P. decorosa*, *P. linguiformis*, *P. pennata*. Es fehlen noch die breiten Formen von *P. dubia dubia* und *P. dubia asymmetrica*.

Die *varca*-Subzone umfaßt (siehe auch BISCHOFF & ZIEGLER, 1957) den Teil des Kalkes mit *Agoniatites discoides*, der die Bank mit *Terebratula pumilio* enthält. Die Fundstelle am Martenbergprofil liegt innerhalb des Bereiches, in dem noch Exemplare der sicher mitteldevonischen Gattung *Maenioceras* (Ceph.) gefunden wurden (nach freundlicher, mündlicher Mitteilung des Herrn H. Bottke, Adorf). In den nächst höheren beiden Proben (1 + 2) tritt erstmals ein Vertreter der Gattung *Palmatolepis* — *P. transitans* — auf. Ebenfalls neu hinzutreten *Polygnathus dubia dubia*, *P. d. asymmetrica* und die ersten Ancyrodellen, *A. rotundiloba* und *A. rugosa*. Nach dieser Vergesellschaftung handelt es sich um den Horizont, der von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) als *dubia-rotundiloba*-Subzone abgeschieden wurde.

In der Fauna kommen noch einige Exemplare von *Polygnathus ordinata* vor. Diese Form wird von BISCHOFF & ZIEGLER aus der unter der *dubia-rotundiloba*-Subzone liegenden *ordinata-dubia*-Subzone angegeben. Diese letztere Subzone konnte im Profil des Martenberges nicht nachgewiesen werden, was aber sicher daran liegt, daß die entsprechenden Partien (zwischen Probe 0 und 1) sich wegen völliger Vererzung den angewandten Aufbereitungsmethoden widersetzen. Dazuhin scheint eine Subzonenabgrenzung mit Hilfe von *Polygnathus ordinata* aus zwei Gründen nicht ganz geeignet zu sein:

Einmal tritt diese Form, wie zahlreiche Faunen aus anderen Profilen zeigen, relativ selten auf und ist schon aus diesem Grund als Zonenfossil nicht zu empfehlen. Zum anderen geht sie, wie die vorliegenden Faunen zeigen, über die *ordinata-dubia*-Subzone hinaus und kommt noch zusammen mit *Ancyrodella rotundiloba* und den anderen leitenden Formen der *dubia-rotundiloba*-Subzone vor.

In den Proben 3a + 3b (sichere *Pharciceras*-Schichten) tritt zum ersten Male *Palmatolepis martenbergensis* in zahlreichen Exemplaren auf. Daneben kommen noch vor: *Palmatolepis transitans*, *Ancyrodella rotundiloba*, *A. rugosa*, *Polygnathus dubia dubia*, *P. dubia asymmetrica* und *Polygnathus linguiformis*. Neu hinzutreten: *Ancyrodella buckeyensis*, *A. lobata*, *A. gigas* sowie *Palmatolepis proversa* n. sp. und *P. subrecta* in einem Exemplar (das eine Übergangsform zu *P. martenbergensis* darstellt).

Polygnathus ancyrognathoidea n. sp. und *Spathognathodus sannemannii sannemannii*, die beide schon aus den tieferen Proben bekannt sind, sind ebenfalls noch vorhanden.

Die Fauna umfaßt einen Teil des von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) als *asymmetrica-martenbergensis*-Subzone abgeschiedenen Horizontes, in dem *Ancyrodella rotundiloba* zum letzten Male auftritt.

Die Faunen aus den folgenden beiden Proben (4 + 5 = unterer und oberer Teil des I β sensu WEDEKINDS) geben Aufschluß über die Reichweite der *asymmetrica-martenbergensis*-Subzone.

Während *Ancyrodella rotundiloba* nicht mehr beobachtet wurde, tritt *Polygnathus dubia dubia* nur noch in der Probe 4, *P. dubia asymmetrica* letztmals in der Probe 5 auf. *Polygnathus linguiformis* kommt in wenigen Exemplaren noch vor. Gleichzeitig erleben sowohl *Palmatolepis martenbergensis* als auch *P. transitans* großen Aufschwung. Erstmals tritt *Palmatolepis hassi* in wenigen Exemplaren auf, ebenso *Ancyrodella curvata*. *Palmatolepis subrecta* ist in Probe 4 noch vereinzelt, in Probe 5 bereits mit 10 Exemplaren vertreten. *Spathognathodus sannemanni sannemanni*, noch bekannt aus den beiden vorhergehenden Proben, wird hier erstmals von *Spathognathodus sannemanni treptus* n. subsp. abgelöst. Diese beiden Proben müssen nach der Definition der *asymmetrica-martenbergensis*-Subzone noch in diese Subzone mit hineingestellt werden, d. h. sie reicht noch bis in das tiefste toI(β) γ .

In der Probe 6 (Basis des toI γ ; sensu WEDEKIND) tritt zu der Fauna *Ancyrodella nodosa* und *Ancyrognathus triangularis* hinzu, während *Palmatolepis transitans* hier letztmals beobachtet wird. In der Probe 7 wird erstmals ein Exemplar von *Palmatolepis foliacea* bekannt, diese Form ist seither in Europa noch nicht gefunden worden. *Spathognathodus sannemanni treptus* wird nicht mehr beobachtet.

Mit der Probe 8 vollzieht sich ein starker Wechsel in der Fauna; *Palmatolepis pro-versa* und *P. martenbergensis* sind hier letztmals beobachtet, neu treten auf: *Palmatolepis rhenana* und *P. unicornis*.

Diese drei letzten Proben umfassen die *martenbergensis-triangularis*-Subzone (BISCHOFF & ZIEGLER, 1957). Sie liegt also völlig im toI γ , entgegen der Ansicht ihrer Autoren, die sie, allerdings fraglich, noch in das toI α stellen wollten. In ihrem höheren Teil setzen dann bereits *P. unicornis* und *P. rhenana* ein, die dann bis in die höchste vom Martenberg untersuchte Probe (10) reichen. In der Probe 8a ist zum letzten Male *Palmatolepis foliacea* beobachtet. Probe 9 führt zum ersten Male *Ancyrognathus asymmetrica*.

Zur Frage der Grenze toI γ /toI δ

Diese Grenze kann am Martenberg conodontenfaunistisch nicht genau festgelegt werden. Wenn mit MATERN (1929a) das Einsetzen des toI δ mit der oberen Grenz-kalkbank (Probe 9) angenommen wird, so kann lediglich gesagt werden, daß unter der Grenze toI γ /toI δ einige Arten der Gattung *Palmatolepis* neu einsetzen. (*P. rhenana*, *P. unicornis*.) Mit der Probe 9 setzt am Martenberg *Ancyrognathus asymmetrica* ein. Vielleicht wird mit dem Auftreten dieser Art das toI δ eingeleitet.

Der höhere Teil des Profils am Martenberg konnte wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und wegen der petrographischen Ausbildung der Gesteine (dolo-mitischer Kalk) nicht weiter benutzt werden.

5. Die Grenze Mittel-/Oberdevon mit Hilfe der Conodonten

Wie eingangs schon erwähnt (S. 8), sollte bei den Untersuchungen am Profil in dem Tagebau am Martenberg vor allem Augenmerk auf die conodontenfaunistische Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon gelegt werden.

Was kann nun hinsichtlich der genauen Grenze nach der Bearbeitung der Martenbergfauna ausgesagt werden?

Als sicheres Mitteldevon liegen die Conodonten aus der Probe 0 vor, die aus dem Bereich des Roteisensteins stammen, der noch *Maenioceras* führt. Die nächsten, sicher eingestuften Proben sind Nr. 3a + 3b, die aus dem sicher belegten toI α , dem Horizont mit *Pharciceras lunulicosta*. Zwischen diese beiden Horizonte sind die von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) als *dubia-rotundiloba*- und *ordinata-dubia*-Subzonen bezeichneten Horizonte zu legen. Innerhalb dieses Bereiches, am NW-Profil des Martenbergs etwa 1,30 m Roteisenstein, sind keinerlei Makrofossilien bekannt. PAECKELMANN und WEDEKIND lassen übereinstimmend das Oberdevon mit dem Einsetzen der Gattung *Pharciceras* beginnen, und beide stellen den darunterliegenden Roteisenstein in das Mitteldevon. Das braucht aber noch nicht das Vorhandensein der Gattung *Pharciceras* in den höchsten Partien des Roteisensteins auszuschließen. Es könnte also durchaus im Bereich des Möglichen liegen, daß die genaue Grenze tm/to in die Partien des Roteisensteins zu legen ist, die über der Probe 0, d. h. der *varca*-Subzone liegen.

Diese Vermutung kann eine Stütze dadurch finden, daß auf der Grube Waldhausen/Lahnmulde im dortigen Roteisenlager ein Exemplar von *Pharciceras lunulicosta* gefunden wurde (freundliche persönliche Mitteilung von Herrn Dr. H. DENGLER, teste H. SCHMIDT). Dasselbe Lager liegt dann in den Bohrungen Waldhausen 30 und 31 innerhalb bzw. unter hellgrauen Tuffen und grauen, flasrigen Kalken, die Conodonten der *ordinata-dubia*- und *dubia-rotundiloba*-Subzone enthalten (teste G. BISCHOFF). Der tektonische Bau soll nach Aussagen des Finders eine inverse Lagerung ausschließen. Leider ist am Fundpunkt des *Pharciceras lunulicosta* eine Überprüfung der Conodontenfolge nicht möglich, da dort das Hangende des Lagers eine Serie von etwa 10—20 m bunten Tuffen bildet¹⁾.

Wird allen diesen Umständen jetzt schon Rechnung getragen, so ist nachstehende Conodontengliederung an der Grenze tm/to die zwangsläufige Folgerung:

Tabelle 3

Sicheres to I α (Pharcicerasschichten)	= Einsetzen von <i>Palmatolepis martenbergensis</i> .
Makrofaunistisch nicht sicher belegte Grenzschichten (in Martenberg: obere 1,30 m des Roteisensteins).	= <i>rotundiloba-dubia</i> -Subz. <i>ordinata-dubia</i> -Subzone.
Sicher belegtes höchstes Mitteldevon (<i>Maenioceras</i>)	= <i>varca</i> -Subzone.

Im Gegensatz zu dieser Erkenntnis stand die Grenzziehung zwischen tm/to, wie sie BISCHOFF & ZIEGLER (1957) durchgeführt haben. Diese legten die Grenze über die

¹⁾ Den vorliegenden Erläuterungen liegt eine schriftliche Mitteilung von Herrn Dr. H. DENGLER, Weilburg, zugrunde, dem auch an dieser Stelle für freundlicher Weise zur Verfügung gestellte Auszüge aus den Bohrverzeichnissen der Bohrungen Waldhausen 30 und 31 herzlich gedankt werden soll.

dubia-rotundiloba-Subzone. Da jedoch das Profil im Tagebau Martenberg das makrofaunistisch bestbekannte ist, es wurde insgesamt dreimal hinsichtlich der Makrofauna überprüft (WEDEKIND 1913; MATERN 1929a; PAECKELMANN 1936), wird die obige Gliederung des Grenzbereichs tm/to als vorläufige Lösung empfohlen. Eine endgültige Klärung kann nur ein Profil bringen, in dem die Makrofauna des Mitteldevons lückenlos an die des Oberdevons stößt.

6. Die Conodontenstratigraphischen Untersuchungen im Steinbruch Schmidt an der Ense bei Bad Wildungen (r = 35,0928, h = 56,6125)

Am Typusaufschluß der Grube Martenberg war die Grenze toI(β) γ mit der sogenannten „oberen Grenzkalkbank“ (mit *Crickites holzapfeli*) gegeben. Darüber sind dort aber nur dolomitische Kalke vorhanden, deren Conodontenfauna wenig umfangreich und nicht sehr günstig erhalten ist. Deshalb wurden zum Vergleich Proben aus dem Steinbruch Schmidt an der Ense bei Wildungen entnommen, wo eine Serie von Kalkbänken aufgeschlossen ist, die den unteren und oberen Kellwasserkalk enthalten.

Im folgenden soll nun so vorgegangen werden, nach der Beschreibung der Probenentnahme die Fauna zu bestimmen und sie anschließend, so weit möglich, mit der Abfolge vom Martenberg zu vergleichen.

Zur Stratigraphie (ohne Conodonten) der Kalkfolge im Steinbruch Schmidt

Nach WEDEKIND (1913) und MATERN (1929a) beginnt das toI δ mit dem Einsetzen von *Crickites holzapfeli* (= *C. koeneni* bei MATERN). Diese Form wird von MATERN (1929a) aus dem oberen Kellwasserkalk von Wildungen genannt. Der untere Kellwasserkalk hingegen gehört nach den Goniatiten in das toI(β) γ . Ebenfalls zeigen die Ostracodenuntersuchungen von MATERN (1929b) eine sehr verschiedene Artenführung der beiden Kellwasserkalke.

RABIEN (1954, S. 186—187) stuft die beiden Horizonte wie folgt ein (nach Ostrac.):

Oberer Kellwasserkalk

Nach *Entoprimitia splendens*, *E. kayseri* und *E. variostriata* = toI δ , falls *E. splendens* vorhanden ist = oberstes toI δ .

Unterer Kellwasserkalk

Nach *Entoprimitia nitida* und *E. pseudophthalmus* = oberes toI(β) γ .

Die Entnahme der Conodontenproben

Für die Conodontenuntersuchung wurden Kalke von der Basis des Steinbruches etwa 0,90 m unter dem unteren Kellwasserkalk bis 0,30 m über dem oberen Kellwasserkalk im vertikalen Abstand von etwa 0,30 m entnommen. Als stratigraphische Fixpunkte in dem mehrere Meter umfassenden Profil liegen nur die beiden Kellwasserhorizonte vor.

Probe 1	1,00 m—0,90 m unter dem unt. Kellwasserkalk; grauer, bankiger Kalk.
Probe 2	0,50 m—0,60 m unter dem unt. Kellwasserkalk; = 0,30—0,40 m über Probe 1; grauer, bankiger Kalk, schwach geflasert.
Probe 3	0,45—0,50 m über Probe 2, = direkt unter dem unt. Kellwasserkalk; grauer, bankiger Kalk.
Probe 3a	Unterer Kellwasserkalk, unterstes Bänkchen, schwarzer Kalk.
Probe 4	Unterer Kellwasserkalk, mittleres Bänkchen, schwarzer Kalk.
Probe 5	Unterer Kellwasserkalk, oberes Bänkchen, schwarzer Kalk.

Der gesamte untere Kellwasserkalk setzt sich aus drei Bänkchen eines schwarzen Kalkes zusammen, die jeweils durch eine geringmächtige Lage von grauen bis schwarzen Schiefen bzw. Mergelschiefen voneinander getrennt sind. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 0,30 bis 0,40 m.

Probe 6	5 cm-Lage direkt über Probe 5. Dunkelgrauer Kalk.
Probe 7	0,20—0,30 m über Probe 6. Grauer, bankiger Kalk.
Probe 8	0,45—0,50 m über Probe 7. Grauer, bankiger Kalk.
Probe 9	0,30—0,35 m über Probe 8. = 1,20—1,25 m über dem unt. Kellwasserkalk. Grauer, bankiger Kalk.
Probe 10	0,30—0,40 m über Probe 9. Grauer Kalk.
Probe 11	0,30 m über Probe 10, = 1,95 m über dem unteren Kellwasserkalk; grauer Kalk.
Probe 12	0,25—0,30 über Probe 11; grauer Kalk.
Probe 13	Direkt unter dem oberen Kellwasserkalk, = 0,30 m über Probe 12; grauer, bankiger Kalk.

Der nun folgende obere Kellwasserkalk setzt sich ebenfalls aus drei unterscheidbaren Schichtgliedern zusammen. Seine Gesamtmächtigkeit umfaßt 0,40 m. An der Basis des Oberen Kellwasserkalkes befindet sich eine durchgehende Lage von schwarzen, dichten Kalkknollen (meist etwas über faustgroß), die in schwarze Schiefer eingelagert und durch ihre *Arthrodiren*-Fauna bekannt sind. Darüber folgen dann noch zwei Bänkchen eines schwarzen, bituminösen Kalkes, die durch schwarze Schiefer voneinander getrennt sind.

Probe 14	Kalkknollen von der Basis des oberen Kellwasserkalkes.
Probe 15	Oberer Kellwasserkalk, mittleres Bänkchen.
Probe 16	Oberer Kellwasserkalk, oberes Bänkchen.
Probe 17	0,20 m über oberem Kellwasserkalk; grauer Kalk.

7. Die Conodontenfauna aus dem Steinbruch Schmidt und ihr Vergleich mit der von der Klippe im Tagebau Martenberg

In der Tabelle 4 ist die Gesamtfauuna aus den Proben des Steinbruchs Schmidt zusammengestellt. Bezüglich der Leitformen gibt es folgendes Bild:

In der tiefsten Bank im Steinbruch Schmidt ist *Palmatolepis martenbergensis* noch gefunden (1 Exemplar). *P. rhenana*, *P. subrecta*, *P. hassi* und ab Bank 2 *P. foliacea* beherrschen das Bild. Von der Gattung *Ancyrodella* sind alle Arten, die vom Martenberg bekannt sind, vorhanden. *Ancyrognathus triangularis* ist relativ häufig. Danach dürfte die Basis des Steinbruchs Schmidt etwa der Probe 7 vom Martenberg entsprechen, d. h. sie müßte dem mittleren bis höheren Teil des toly angehören. Die Conodontenfauna bleibt bis einschließlich des unteren Kellwasserkalkes in dieser

Zusammensetzung unverändert. Dieser gehört nach der Makrofauna dem höchsten toI γ an (siehe S. 17). Eine Änderung der Conodontenfauna setzt dann mit Bank 6 (direkt über dem unteren Kellwasserkalk) und mit Bank 7 ein. In Bank 5 tritt zum letzten Male *Palmatolepis foliacea* auf und *Ancyrodella ioides* wird zum letztenmal in Bank 6 beobachtet. Dies entspricht am Martenberg den Proben 8a und 9, das heißt etwa der Grenze toI γ / δ . Mit Bank 7 setzt *Ancyrognathus asymmetrica* schlagartig ein und dort ist *Ancyrognathus triangularis* letztmals vorhanden. Am Martenberg setzt *A. asymmetrica* mit der Probe 9 ein, wo auch *A. triangularis* letztmals auftritt. Nimmt man die MATERNSche Gliederung (siehe S. 9) an, so kann man mit einiger Sicherheit sagen, daß am Steinbruch Schmidt das toI δ mit der Bank 7 begonnen hat. Mit der Probe 8 setzt auch, zunächst sehr vereinzelt, *P. ultima* ein. Diese Form (auf die noch bei der Diskussion der Sessackerconodonten näher eingegangen wird) nimmt nach oben stetig an Häufigkeit zu. *Ancyrodella gigas* ist oberhalb der Bank 8 nicht mehr beobachtet. Der nächste Punkt, an dem sich die Fauna ändert, ist mit dem Einsetzen von *P. crepida* in Bank 11 erreicht. Erst mit dem Beginn des oberen Kellwasserkalkes beginnt auch *P. perlobata*. *P. unicornis* wird im oberen Kellwasserkalk nur noch vereinzelt beobachtet, ebenso *P. rhenana*. Dicht über diesem beginnt *P. quadrantinodosalobata*.

Nur soweit soll hier auf die Conodontenfolge eingegangen werden. Die ganze Gliederung wird am Schluß der Arbeit (siehe S. 34f.) noch einmal in die dort vorgeschlagene Conodontenzonen- und Subzonengliederung eingehängt.

Für eine grobe Gliederung kann man mit Vorbehalt auch Arten der verschiedenen Zahnreihengattungen wie *Nothognathella*, *Falcodus* usw. benutzen, nur hat man dort selten die Gewähr, daß man bei Fehlen einzelner Formen innerhalb einer Fauna auch tatsächlich damit rechnen kann, daß die Art ausgestorben ist. Für verschiedene Formen der Gattung *Polygnathus*, wie *P. amana*, *P. granulosa*?, *P. angustidisca* usw. gilt dies ebenfalls. Nur Formen, von denen bekannt ist, daß sie zahlenmäßig sehr häufig sind, können bedingt zur stratigraphischen Aussage herangezogen werden. Für folgende Formen kann man das Aussterben mit einiger Sicherheit angeben: *Falcodus guntharii*, *Lonchodina pirsoni*, *Nothognathella bicristata*, *N. angusta*. (Siehe Tab. 4).

8. Die Sessackerschürfe

Vorbemerkungen

Das umfangreiche Sessackerschurfmaterial, von dem schon hin und wieder in der Literatur die Rede war (siehe BISCHOFF & ZIEGLER, 1956; BISCHOFF, 1956; BISCHOFF & ZIEGLER, 1957), konnte nun endlich in den hier behandelten Teilen (Adorfstufe bis toI δ) mitverarbeitet werden.

Es bedarf aber vorher noch einiger Erläuterungen:

In den Jahren 1951/52 wurden am Sessacker bei Oberscheld durch die Herren Dr. H. J. LIPPERT (jetzt Hess. L.-Amt f. Bodenforsch. Wiesbaden) und Dr. H. BECKMANN (Preussag, München) zwei Schürfe in den Kalken des tieferen Oberdevons angelegt. Bankweise wurden Kalkproben entnommen und daraus ungewöhnlich reiche Conodontenfaunen gewonnen. Daneben wurden außerdem noch andere Fossilien (Goniatiten, Ostracoden, Trilobiten) geborgen.

Das Kalkmaterial wurde in den Laboratorien der hess. Berg- und Hüttenwerke, Wetzlar, aufbereitet und anschließend bei der Preussag unter Mithilfe des Verfassers grob sortiert.

Tabelle 4

Verbreitung der Arten im Steinbruch Schmidt an der Ense bei Bad Wildungen	1	2	3	Unterer Kellwasser- kalk			6	7	8	9	10	11	12	13	oberer Kellwasser- kalk			17	
				Auftreten	3a	4									5	14	15		16
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>														
<i>Ancyrodella curvata</i>																			
<i>Ancyrodella gigas</i>									○										
<i>Ancyrodella ioides</i>						○													
<i>Ancyrodella lobata</i>											
<i>Ancyrodella nodosa</i>									—							
<i>Ancyrognathus asymmetrica</i>																			
<i>Ancyrognathus calvini</i>																			
<i>Ancyrognathus triangularis</i>																			
<i>Angulodus walrathi</i>																			
<i>Angulodus gravis</i>													
<i>Apatognathus lipperti</i>											
<i>Avignathus orthoptera</i>										..									
<i>Bryantodus dignatus</i>										..									
<i>Bryantodus multidentis</i>																
<i>Bryantodus nitidus</i>																			
<i>Bryantodus nobilis</i>							
<i>Bryantodus sp.</i>																			
<i>Falcodus aculeatus</i>														
<i>Falcodus guntharii</i>																			
<i>Falcodus conflexus</i>							
<i>Falcodus variabilis</i>									
<i>Falcodus n. sp.</i>																			
<i>Gnamptognathus walliseri</i>													
<i>Hibbardella ? divergens</i>																			
<i>Hibbardella plana</i>																			
<i>Hindeodella brevis</i>									
<i>Hindeodella deflecta</i>					
<i>Hindeodella germana</i>																			
<i>Hindeodella subtilis</i>													
<i>Hindeodella unca</i>											
<i>Hindeodella sp.</i>					
<i>Icriodus alternatus</i>									
<i>Icriodus cornutus</i>																			
<i>Icriodus curvatus</i>						
<i>Icriodus cymbiformis</i>									
<i>Icriodus expansus</i>											○								
<i>Icriodus symmetricus</i>																			
<i>Ligonodina delicata</i>																			
<i>Ligonodina falciformis</i>																	
<i>Ligonodina franconica</i>																			
<i>Ligonodina robusta</i>											
<i>Lonchodina brevipennata</i>																			
<i>Lonchodina curvata</i>									
<i>Lonchodina discreta</i>					
<i>Lonchodina cf. pectinella</i>											

Eine endgültige Bearbeitung war von den Herren Dr. H. BECKMANN und Dr. G. BISCHOFF vorgesehen und wiederholt angekündigt worden. Diese beiden Herren wurden nun aber in ihrem Beruf immer fester gebunden, so daß die ursprüngliche Absicht, das gesamte Sessackerschurfmaterial in einer geschlossenen Arbeit zu behandeln, nicht in die Tat umgesetzt werden konnte. Das Material wurde nun auf Wunsch aller beteiligter Herren, um es überhaupt in absehbarer Zeit im Druck erscheinen zu lassen, wie folgt aufgeteilt:

1. Das Material aus den Schürfen, das zur Adorfstufe gehört (bis zum tiefen toI δ), wurde, da es zu den laufenden Arbeiten des Verfassers paßte, diesem in selbstloser Weise von den genannten Herren zur Verfügung gestellt.
2. Die Bearbeitung des Materials von der Grenze toI/toII bis an die Grenze toII/toIII hat Herr Dr. BISCHOFF in Angriff genommen.

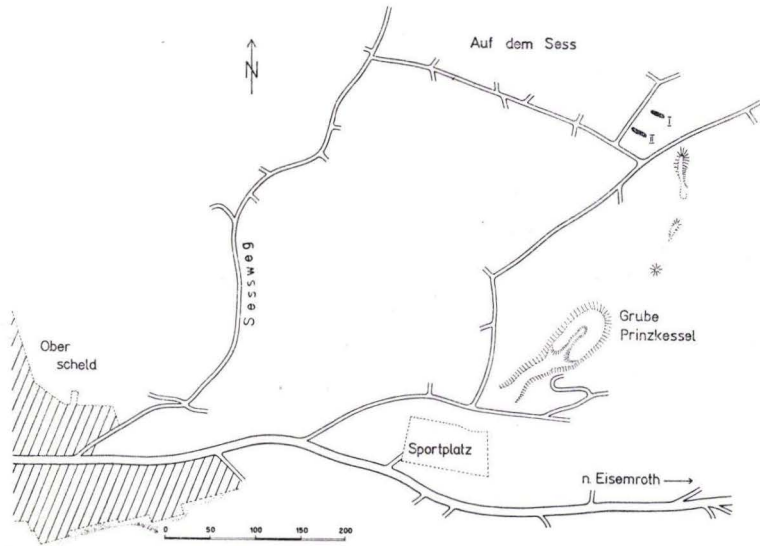


Abb. 3. Lageskizze der Sessackerschürfe.

3. Das toIII-Material aus Schurf II wird ebenfalls vom Verfasser der vorliegenden Arbeit in nebenherlaufenden Untersuchungen der Oberdevonstufen III—IV eingebaut. Es ist in Kürze mit der Fertigstellung der Bearbeitung dieses Materials zu rechnen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen genannten Herren für ihre geleistete Vorarbeit und für stetes Entgegenkommen zu danken.

Den im folgenden aufgeführten Erörterungen über die Topographie, die Lagerungsverhältnisse usw. der Schürfe liegen Skizzen und Tabellen zugrunde, die von Herrn cand. geol. HEMPEL, Bonn, während der Geländearbeiten zusammengestellt wurden. Auch ihm soll hier noch einmal herzlicher Dank gesagt werden.

Die Bestimmungen der Begleitfaunen übernahmen die folgenden Sachbearbeiter:

Herr Prof. Dr. H. SCHMIDT, Göttingen, bestimmte die Goniatiten. Herr Prof. Dr. R. RICHTER (†) und Frau Dr. E. RICHTER (†) übernahmen die Bearbeitung der Trilobiten, während Herr Dr. A. RABEN die Ostracoden, die Tentakuliten und Styliolinen begutachtete.

Allen diesen, die mit größter Bereitwilligkeit die Mehrarbeit auf sich nahmen, soll auch hier noch einmal der aufrichtige Dank des Verfassers und der vorher genannten Mitarbeiter ausgesprochen werden.

Die Bestimmung und listenmäßige Erfassung der Conodontenfaunen wurde vom Verfasser in den Wintermonaten 1957/58 im Geol. Institut Marburg durchgeführt. Dies geschah im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft bewilligten Forschungsstipendiums. Auch dieser sei hier noch einmal für ihre großzügigen Unterstützungen gedankt.

Das Fossilmaterial wird an folgenden Stellen aufbewahrt:

Die Goniatiten im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen, die Trilobiten in den Sammlungen des Senckenbergmuseums, die Ostracoden, Tentakuliten und Styliolinen befinden sich in Händen von Herrn Dr. A. RABIEN, während die Conodonten im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Marburg hinterlegt sind.

Topographie und Lagerungsverhältnisse der Sessackerschürfe

Die beiden Schürfe liegen auf dem Sessacker im NE des Ortes Oberscheld (Bl. Oberscheld 5216) über dem zweiten „e“ von „Sessacker“ zwischen den Höhenlinien 340 und 350 m ü. NN. Schurf I liegt nördlich von Schurf II. Beide Schürfe sind

WNW

ESE

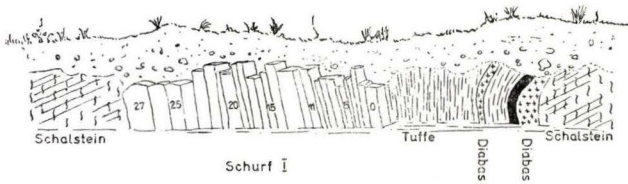


Abb. 4. Skizze von Schurf I.

in \pm rötlichen oberdevonischen Cephalopodenkalken angelegt. Im W sind die Schürfe von mitteldevonischem Schalstein, im E von den Tuffen (Tuffiten) der sog. „Buchenauer Schichten“ begrenzt. Die Lage zu den „Buchenauer Schichten“ ist spießbeckig gestört, gegen den Schalstein wegen tiefgründiger Verwitterung und schlechter Aufschlußverhältnisse nicht genau festzulegen. Die beiden Schürfe befinden sich an Stellen, wo schon alte Schürfe angelegt waren, mit ziemlicher Sicherheit die von MATERN (1931).

Schurf I: NW-Ende h: 56 22943; SE-Ende h: 56 22 936
r: 34 54 763; r: 34 54 778

Dieser Schurf streicht 103° . Die anstehenden Kalkbänke wurden von E her, wo sie gegen die „Buchenauer Schichten“ grenzen, laufend von 0—27 numeriert. Die Bänke spalteten sich z. T. noch in dünnere Lagen, z. T. waren sie sehr kompakt ausgebildet, so daß eine Trennung oft sehr schwer durchgeführt werden konnte, z. T. waren sie tektonisch etwas beansprucht oder auch knollig ausgebildet. Soweit möglich, wurde das Streichen und Fallen gemessen. In der folgenden Übersichtstabelle (Tab. 5) sind alle verfügbaren Daten über Farbe, Mächtigkeit und Fossilführung der einzelnen Bänke zusammengestellt:

Tabelle 5. Schurf I

Bank Nr.	Mächtigkeit	Farbe / Ausbildung	Fossilien außer Conodonten
0	13 cm	verw.: hellgelb frisch: blaß fleischfarb.	<i>Manticoceras cordatum</i> , <i>Pteroparia columbella</i> , <i>Harpes neogracilis</i>
1	6 cm	v.: hellgrüngelb f.: dunkelfleischfarben	<i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe <i>Styliolinen</i>
2	5 cm	v.: hellgrüngrau f.: dunkelblaurot, grün- fleckig	<i>Pteroparia columbella</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe
3	5 cm	v.: hellgrüngrau f.: dunkelblaurot	<i>Otarion stigmatophthalmus</i>
4	4 cm	v.: rötlichgelb f.: violettrot	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Pteroparia columbella</i>
5	6 cm	v.: weißlich f.: dunkelblaurot m. grün. Red.-Flecken	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Pteroparia columbella</i> , <i>Harpes neogracilis</i> , <i>Styliolinen</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe
6	4 cm	v.: weißlich f.: dunkelvioletrot	
7	8 cm	v.: weißlich f.: dunkelrot, grün- fleckig	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Manticoceras</i> sp., <i>Cardiola</i> (berippt). <i>Styliolinen</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe
8	6 cm	v.: weißlich f.: violettrot, grün- fleckig	<i>Manticoceras cordatum</i>
9	6 cm	v.: rötlichweiß f.: dunkelrot	<i>Pteroparia columbella</i> , <i>Manticoceras</i> sp., <i>Cardiola concentrica</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe
10	6 cm	v.: rötlichweiß f.: dunkelblaurot	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe
11	12 cm	v.: rötlichweiß f.: dunkelrot	<i>Manticoceras calculiforme</i> , <i>M. intumescens</i> , <i>Tornoceras simplex</i> , <i>Buchiola</i> , <i>Entomozoe</i> sp., <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe.
12	13 cm	v.: rötlich f.: dunkelrot	<i>Manticoceras calculiforme</i> , <i>M. intumescens</i> , <i>Tentaculites d. tenuicinctus</i> -Gruppe.
13	23 cm	v.: rötlichweiß f.: dunkelblaurot	<i>Manticoceras calculiforme</i> , <i>M. intumescens</i> , <i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Entomozoe (N.) pseudorichterina?</i>

Nach dem Ostracodengutachten bilden den Hauptteil der Ostracodenfauna sehr kleine, glattschalige Formen, nach denen noch keine stratigraphische Aussage zu machen ist, da sie zu den noch unbearbeiteten Arten der Gattungen *Bairdia*, *Bairdiocypris*?, *Cavellina*?, *Healdia*, *Burllella*, *Krausella*, *Tricornia* und *Hollinella* gehören. Die meisten dieser Formen treten in allen Bänken als Durchläufer auf.

Die untersuchten Cephalopodenkalke haben, soweit meßbar, ein Streichen von etwa 55° und fallen mit 80—90° nach Osten. Das Streichen der im Osten spießbeckig anstoßenden „Buchenauer Schichten“ beträgt 9°. Nach Osten folgen in diesen Schichten ein 4 cm Diabasband und eine Erzlage von 7 cm, dem sich weiter nach Osten wieder ein Diabas anschließt, auf den wieder Schalstein folgt.

Schurf II: NW-Ende h: 5622922; SE-Ende h: 5622915
 r: 3454741; r: 3454754

Der Schurf hat ein Streichen von 103°. Er wurde begonnen im W, wo der mitteldevonische Schalstein an die oberdevonischen Kalke stößt. Die Bänke sind von dort her von 0—41 numeriert. Über die Beschaffenheit der Bänke gilt das bei Schurf I

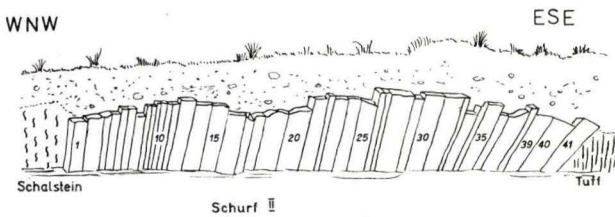


Abb. 5. Skizze von Schurff II.

Gesagte. Streichen und Fallen wurde, soweit möglich, gemessen und ist in der folgenden Tabelle ebenfalls enthalten. Nach Osten legen sich die Kalkbänke langsam flacher und greifen auf die „Buchenauer Schichten“ über, die etwa 30° streichen.

Tabelle 6. Schurf II

Bank Nr.	Mächtigkeit	Str. Fall.	Farbe / Ausbildung	Fossilien außer Conodonten
41	23 cm	43° E 41° NW	v.: hellrot f.: blaurot dicht, bankig	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Neochilina parvula</i> ?, <i>Entomozoe</i> (N.) <i>pseudorichterina</i> ?, <i>Tentaculites tenuicinctus</i> u. <i>tenuicinctus</i> -Gruppe.
40	26 cm		v.: hellrot f.: blaurot dicht, bankig	<i>Otarion stigmatophthalmus</i> , <i>Pteroparia columbella</i> , <i>Tentaculites tenuicinctus</i> u. <i>tenuicinctus</i> -Gruppe; <i>Styliolina</i> .
39	17 cm	42° E 40° NW	v.: hellrot f.: blaurot dicht, bankig	<i>Manticoceras</i> (2 sp.); <i>Pteroparia columbella</i> , <i>Tentaculites tenuicinctus</i> u. <i>tenuicinctus</i> -Gruppe.

Bank Nr.	Mächtigkeit	Str. Fall.	Farbe / Ausbildung	Fossilien außer Conodonten
38	12 cm		v.: hellrot f.: blaurot dicht, bankig	<i>Manticoceras calculiforme</i> , <i>M. intumescens</i> ; <i>Harpes neogracilis</i> ; <i>Entomozoe (N.) pseudorichterina</i> <i>Waldeckella cicatricosa?</i> , <i>Tentac. tenuicinctus</i> .
37	20 cm	41° E 58° NW	v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	<i>Entomozoe (N.) pseudorichterina</i> , <i>E. (N.) tenera</i> , <i>Richterina (Volkina) zimmermanni</i> ; <i>Manticoceras</i> sp.
36	14 cm	40° E 58° NW	v.: weißl. grau-gelb f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	<i>Manticoceras</i> sp., <i>Tornoceras auris</i> ; <i>Otarion stigmatophthalmus</i> ; <i>Franklinella calcarata</i> , <i>Entomozoe (N.) pseudorichterina</i> , <i>Richterina (V.) zimmermanni</i> ; <i>Tentaculites tenuicinctus</i> .
35	18 cm	48° E 61° NW	v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau dicht, bankig	<i>Manticoceras adorfense</i> ; <i>Buchiola angulifera</i> ; <i>Franklinella calcarata</i> , <i>Entomozoe (N.) tenera</i> , <i>Richterina (V.) zimmermanni</i> ; <i>Tentacul. tenuicinctus</i> .
34	11 cm		v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	<i>Manticoceras cordatum</i> ; <i>Buchiola angulifera</i> .
33	17 cm	36° E 63° NW	v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	<i>Buchiola</i> ssp.; <i>Cardiola concentrica</i> ; <i>Entomozoe (N.) pseudophthalmus</i> <i>Richterina (V.) zimmermanni</i> ; <i>Tentaculites tenuicinctus</i>
32	7 cm	31° E 65° NW	v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	<i>Manticoceras intumescens</i> ; <i>Pteroparia</i> .
31	24 cm	40° E 71° NW	v.: hellrot f.: blaurot z. T. vererzt	<i>Manticoceras cordatum</i> , <i>M. adorfense</i> , <i>Tornoceras auris</i> ; <i>Pteroparia</i> -Reste.
30	22 cm	39° E 70° NW	v.: schmutzig-gelbl. f.: blaugrau dicht, bankig	
29	11 cm		v.: weißl. grau-gelbl. f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	
28	27 cm	38° E 73° NW	v.: weißlichgrau f.: blaugrau-blaurot dicht, bankig	
27	10 cm		v.: weißlich-gelblich f.: graublau knollig-knotig	

Einstufung der Schürfe nach den gefundenen Makrofossilien

Die folgende Zusammenstellung gibt an, wie weit eine sichere stratigraphische Aussage mit den bei den Schurfarbeiten gefundenen Makrofossilien möglich ist:

1. Die Goniatiteneinstufung:

- Schurf I: Bank 0—13 = sichere mittlere Adorfstufe
 „ II: Bank 41—31 = sichere mittlere Adorfstufe

2. Die Trilobiteneinstufung:

- Schurf I: Bank 2—13 = Adorfstufe
 „ II: Bank 41—25 = Adorfstufe

3. Gliederung nach Ostracoden, Tentakuliten und Styliolinen:

- Schurf I: Bank 1—7 = mittlere Adorfstufe (älter als obere Adorfst.)
 8—13 = Adorfstufe
 „ II: Bank 41—40 = sichere mittlere Adorfstufe
 39—33 = mittlere bis obere Adorfstufe

9. Die Conodontenführung der Sessackerschurfbänke

Vorbemerkungen

Für die vorliegenden Untersuchungen wurde von den beiden Schürfen nur der tiefere Teil benutzt. Aus Schurf I die Bänke 0—13, aus Schurf II die Bänke 41—27 (Begründung siehe weiter unten). Das gewonnene Conodontenmaterial ist wohl in seiner Reichhaltigkeit das bedeutendste, das seither in Europa gesammelt wurde. Es umfaßt sicher einige 100000 Exemplare. Dieses Material ist wegen seines außergewöhnlichen Reichtums besonders gut geeignet, die Variationsbreite der für die Stratigraphie so wichtigen Gattungen und Arten, wie *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Polygnathus* u. v. a. festzustellen. Das ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, da nun den in letzter Zeit in der Conodontenliteratur geübten Praktiken, den Artbegriff allzu eng zu fassen, mit Beweismaterial entgegnet werden kann (siehe auch Systematischer Teil). Im folgenden werden zwei Tabellen aufgeführt, in denen die Gesamtfauna aus den beiden Schürfen zusammengestellt ist. Der für die Stratigraphie wichtigen Formen ist in einer gesonderten Tabelle Rechnung getragen.

Im Anschluß daran wird die Conodontenfauna diskutiert und ein Versuch unternommen, sie mit der von Martenberg und von Wildungen zu korrelieren.

a) Die Conodontenfolge im SS I (siehe Tab. 7)

In der tiefsten Bank sind sowohl *Palmatolepis transitans* als auch *Spathognathodus sannemannii treptus* noch vorhanden. Damit kann die Basis des Schurfes als Äquivalent der Probe 6 vom Martenberg = tiefes toI γ angesehen werden. Es besteht also sowohl mit Conodonten als mit Goniatiten (*Manticoceras cordatum*) kein Zweifel, daß in diesem Schurf kein toI α enthalten ist. Neben diesen beiden kommen in der tiefen Bank noch *P. martenbergensis*, *P. proversa*, *P. hassi* und *P. subrecta* vor. Erste Veränderungen treten ein in Bank 2, wo *P. rhenana* hinzukommt und *P. transitans* nicht mehr beobachtet wird. *P. unicornis* ist in Bank 1 bereits hinzugekommen. Wäh-

rend *P. martenbergensis* ausstirbt, kommt *P. foliacea* hinzu und bald darauf erlischt auch *P. proversa*. In der höchsten Bank, 13, sind folgende Arten der Gattung *Palmatolepis* noch vorhanden: *P. subrecta*, *P. unicornis*, *P. rhenana* und *P. hassi*; aus *P. subrecta* beginnt sich bereits die Entwicklung von *P. ultima* anzubahnen.

Bei den Ancyro-Gattungen sieht das Bild folgendermaßen aus: In der unteren Hälfte kommt *Ancyrognathus bifurcata* vor, der von *Ancyrognathus triangularis* begleitet wird. Letztere reicht bis in die oberste Probe. Beide Formen kommen auch am Martenberg vor, obwohl erstere ziemlich selten ist. Interessant ist das Vorkommen von 2 Exemplaren von *A. asymmetrica* in der Probe 5. Diese Art setzt in allen anderen Profilen erst weiter oben ein, und es läßt sich vielleicht eine mechanische Verunreinigung dieser Probe beim Aufbereiten vermuten, da hier auch ein Exemplar von *P. quadrantinodosalobata*, die ebenfalls erst viel weiter oben vorkommt, vergesellschaftet war. Die *Ancyrodella*-Arten setzen in der vom Martenberg bekannten Reihenfolge ein.

Dabei hält *A. ioides* dieselbe Position wie am Martenberg. Die beiden folgenden Bänke führen in diesem Schurf eine dürftige Fauna. In Probe 14 ist *Ancyrognathus triangularis* noch vorhanden und ebenfalls ein sicheres Exemplar von *Palmatolepis ultima*, danach ist wahrscheinlich, daß hier das toI δ einsetzt.

Zum Schluß sei noch bemerkt, daß einige geringfügige Diskrepanzen beim Vergleich mit dem Martenberg auf den vertikalen Abstand der Proben zurückzuführen ist. Es muß bedacht werden, daß der Probenabstand in diesem Schurf durchschnittlich < 0,10 m betrug, während am Martenberg etwa 0,25—0,30 m zwischen den einzelnen Proben im toI γ lag. Dadurch kann natürlich, was beim Betrachten der Tabelle vom Martenberg als vertikales Aneinanderstoßen beobachtet wird, hier als Ineingreifen dargestellt werden.

b) Die Conodontenfolge im SS II (siehe Tabelle 8)

In diesem Schurf ist *Palmatolepis transitans* nicht mehr beobachtet. Es scheint also, daß er etwas höher einsetzt als Schurf I. Im übrigen ist die Faunaverteilung genau wie im Schurf I. Im tieferen Teil herrschen *Ancyrognathus bifurcata*, *Palmatolepis martenbergensis*, *P. proversa* vor. *Palmatolepis foliacea* und *Ancyrodella ioides* folgen nach oben, etwa in demselben Bereich wie in den anderen Profilen. *Ancyrognathus asymmetrica*, am Martenberg etwa mit dem toI δ (obere Grenzkalkbank) einsetzend, scheint hier geringfügig früher einzusetzen (Bank 33). Mit Bank 31 ist durch *Manticoceras adorfense* noch sicheres toI γ belegt. Wenn berücksichtigt wird, daß am Martenberg zwischen der Probe 8a (= letzte Probe im toI γ) und der oberen Grenzkalkbank ein Bereich von 0,30 m liegt, aus dem keine Fauna vorhanden ist, kann das Auftreten von *A. asymmetrica* erklärt werden. Bank 31 müßte aber die letzte Bank im toI γ sein, denn in Bank 28 ist bereits zum ersten Male *Palmatolepis ultima* vorhanden. Dieser war am Martenberg nicht gefunden worden, da dort nur die Basis des toI δ als letzte probenliefernde Partie benutzt werden konnte. Im Profil des Steinbruches Schmidt setzte diese aber kurz nach Beginn der Lebenszeit von *A. asymmetrica* ein.

Ancyrognathus calvini scheint als leitender Conodont ungeeignet zu sein, da diese Form in allen Profilen immer wieder nur vereinzelt, ganz unregelmäßig auftretend

beobachtet wurde. Was zusammenfassend über die Grenze toI γ /toI δ für diesen Schurf ausgesagt werden kann, und was auch generell gilt: mit dem Einsetzen von *Palmatolepis ultima* hat das toI δ eingesetzt. *Ancyrognathus asymmetrica* kann nicht als Leitfossil für das toI δ angesehen werden, da er hier bereits zusammen mit *Manticoceras adorfense* angetroffen wurde.

10. Versuch einer Parallelisierung der Schürfe von H. Matern mit den neu angelegten Schürfen

(Im folgenden bedeuten die Abkürzungen M I, II etc. die Schürfe MATERN'S, und mit SS I, II werden die neuen Schürfe bezeichnet).

Von H. MATERN (1931, S. 16) war in drei quer zum Streichen verlaufenden Schürfen das „Oberdevon vom Sessacker“ bei Oberscheld aufgefahen worden. Diese Schürfe wurden (siehe S. 23) bei den jetzigen Schurfarbeiten wieder aufgefunden. Die MATERN'SCHEN Schürfe hatten den unseren gegenüber den Vorteil, daß sie eine weit bessere und umfangreichere Makrofauna lieferten. Es soll nun im folgenden untersucht werden, wie weit zwischen den Schürfen von MATERN und den unseren eine Parallelisierungsmöglichkeit besteht. Die MATERN'SCHEN Schürfe sind von Norden nach S mit III, II und I numeriert. Bei den SS-Schürfen liegt der Schurf I nördlich von Schurf II.

MATERN beschrieb nur zwei von den drei Schürfen eingehender, beide reichen vom toI(β) γ bis zum toIII β . Von seinem Schurf III erwähnt er nur (S. 20), daß er den anderen gegenüber nichts neues gebracht hat. In SS I fehlt der von den anderen Schürfen her bekannte hangende Teil, sicher das toIII. Es liegt infolgedessen nahe, SS I (der nördliche) mit M III (ebenfalls der nördliche) zu korrelieren, da jener sich mit den beiden anderen Schürfen M I und II sowohl an Mächtigkeit als auch an petrographischer Beschaffenheit in keiner Weise vergleichen läßt.

Interessant ist hingegen der Vergleich von M II mit SS II.

Neben der fast vollständigen Übereinstimmung der Gesamtmächtigkeiten der beiden Schürfe ließ sich in der Ausbildung einiger charakteristischer Bänke ebenfalls gleich gute Übereinstimmung gewinnen. So fallen in dem für die vorliegende Arbeit interessierenden Teil folgende Parteien besonders auf:

MATERN gibt für seine Bänke 10—13 hellgraue, plattige, stellenweise rot geflamme Ausbildung an. In den korrespondierenden Bänken 26—30 von SS II wird angegeben (siehe Tab. 6): dicht, bankig, weißlichgrau bis blaugrau mit blauroten Parteien.

Eine noch interessantere Übereinstimmung zeigen die darunter liegenden Bänke M II, Bk. 14 . . . „ein fester, dichter, roter Plattenkalk, der stellenweise ganz aus *Manticoceras*-Schalen aufgebaut ist . . .“ Dem steht aus SS II, Bk. 31 gegenüber, für die . . . „hellrot, blaurot, äußerst fossilreich!“ . . . angegeben wird. Hier wurde auch eine *Manticoceras*-Fauna mit *M. cordatum* und *M. adorfense* neben *Tornoceras auris* bestimmt. Eine weitere Parallelisierung ist auf Grund der Bänke 16—17 bei M II und SS II, Bänke 33—36 möglich.

MATERN teilt seine Bank 16 in drei gesondert abspaltende Bänkchen auf = SS II, Bänke 33—35. Durch Bk. 17 bei M II streicht eine Kluft, die bei SS II die Bank 35 in zwei Teile teilt. Zieht man den einen Teil dieser Bank noch zu SS II, 36, so würde

Tabelle 9. Korrelation der Schürfe M II und SS II

MATERN, II		SS, II	
Bank-Nr.	Mächtigkeit	Bank-Nr.	Mächtigkeit
0 bis 1	1,57 m	0 bis 13	1,46 m
2 bis 5	1,65 m	14 bis 21	1,62 m
6 bis 9	0,66 m	22 bis 25	0,67 m
10	0,22 m	26 bis 27	0,20 m
11 bis 12	0,24 m	28	0,27 m
13	0,35 m	29 bis 30	0,33 m
14	0,20 m	31	0,24 m
15	0,10 m	32	0,07 m
16 bis 17	0,57 m	33 bis 36	0,58 m
18 bis 21	0,89 m	37 bis 41	0,97 m
Gesamtmächtigkeit: 6,45 m		Gesamtmächtigkeit: 6,41 m	

letztere in ihrer Mächtigkeit ganz Bank 17 bei M II entsprechen. Von MATERN wurde außerdem ein wesentlich flacher werdendes Einfallen zum Liegenden hin gemessen, was in SS II ebenfalls vorgefunden wurde.

Nach diesen Untersuchungen ist es naheliegend, eine stratigraphische Übereinstimmung der beiden behandelten Schürfe anzunehmen. Das kann, da die MATERN-schen Bänke makrofaunistisch besser belegt waren, zu einer Überprüfungsmöglichkeit der conodontenfaunistischen Grenze toI(β) γ /toI δ führen. Die makrofaunistische Grenze toI(β) γ /toI δ wurde von MATERN folgendermaßen festgelegt: Bank 14, M II führt noch eine reiche *Manticoceras*-Fauna mit *M. intumescens*, *M. crassum*, *M. adorfense*, *M. bullatum*, *M. affine*, *M. galeatum*, *M. calculiforme crassoides* neben *Tornoceras auris* und *T. paucistriatum*.

Er stellt sie als höchste Bank in das toI(β) γ , da in seiner Bank 13 in einer toI δ -Fauna neben *M. cordatum* und *M. drevermanni* zum ersten Male *Crickites koeneni* (= *C. holzapfeli*) vorkommt. Die Grenze toI(β) γ /toI δ liegt also zwischen seinen Bänken 14 und 13; das würde, wenn man die Richtigkeit der Korrelation mit SS II annimmt, dazu führen, diese Grenze in SS II zwischen die Bänke 31 (toI(β) γ) und 30 (toI δ) zu legen, was aus conodontenfaunistischen Erwägungen auf S. 30 bereits geschehen ist.

11. Die Conodontenabfolge in den untersuchten Horizonten

Im folgenden wird zusammenfassend die mit Hilfe der Conodonten vom Martenberg, Wildungen und den Sessackerschürfen beobachtete Conodontenchronologie dargestellt und mit der Orthochronologie verglichen.

Dabei wird auffällig, daß eine Übereinstimmung der Lebenszeit einzelner Conodonten mit der Lebenszeit leitender Goniatiten nicht besteht, d. h. daß orthochronologische Faunenschnitte, die zur Abscheidung einzelner Zonen benutzt werden konnten, nicht mit solchen der Conodonten deutlich zusammenfallen.

Durch die genaue und enge Probenentnahme ist es jetzt erstmals möglich, die Reichweite der leitenden Conodonten zu erfassen. Das Bild, das von Tabelle 10 vermittelt wird, wird von einer subtilen Gliederung beherrscht, wobei vor allem auffällt, daß die dicht beieinanderliegenden Arten meist nicht vertikal aneinanderstoßen, sondern sich überschneiden. Oft liegen auch geringe Zwischenpausen zwischen dem Aussterben und dem Einsetzen zweier Arten, die nur durch die geringmächtige Ausbildung der Bank, die die Probe lieferte, erfaßt werden konnte. Wird ein solcher Fall einmal näher erläutert, so muß folgendes berücksichtigt werden:

Zwischen dem Aussterben der Art a und dem Einsetzen der Art b liegt in einem Profil ein Kalkbänkchen von 0,06 m. In dieser Bank werden beide nicht beobachtet. Wenn nun aus einem anderen Profil aus dem entsprechenden stratigraphischen Niveau eine Probe entnommen wird und aus einer Bank stammt, die mächtiger als 0,06 m ist, so ist es sehr wahrscheinlich, daß beide Arten a + b zusammen vorkommen können.

Kleinere, für stratigraphische Einstufung künftiger Conodontenfaunen völlig unbedeutende Diskrepanzen können im umgekehrten Falle entstehen. Wenn bei einer Probeentnahme etwas weitere Abstände genommen werden müssen und die Lebenszeit einer Art damit aufgezeigt wird, kann sich bei einer anschließenden Untersuchung mit dichteren Probenpunkten die Lebenszeit der entsprechenden Art geringfügig ändern. Diese Änderungen liegen aber immer im Bankbereich.

Wie aus Tab. 10 ersichtlich und wie schon erwähnt, lösen sich die einzelnen Arten nicht direkt ab, sondern laufen eine mehr oder weniger lange Zeit nebeneinander her. Dies wurde auch bei Arten deutlich, die zu einer Entwicklungsreihe gezogen werden müssen (z. B. *Polygnathus dubia dubia*, *P. d. asymmetrica*, *Palmatolepis transitans*, *P. martenbergensis*, *P. proversa*).

Es ist infolgedessen nicht möglich, eine Zonengliederung aufzustellen, wenn man sich streng an die Definition SCHINDEWOLFS (1950, S. 60) hält, nach der die Zone als die „absolute Lebensdauer“ oder die „Zeit der beobachteten vertikalen Reichweite einer Art“ aufgefaßt wird. Selbst wenn man WALLISER (1956, S. 215) folgt, der vorschlägt, die Zone als „die Zeitspanne vom Auftauchen einer Leitart bis zum Erscheinen der nächsten“ aufzufassen, ist die praktische Verwendbarkeit durch das starke Überschneiden der Arten in Frage gestellt. Denn zur einwandfreien Datierung einer Zone genügt nicht das Auffinden der leitenden Art, weil diese auch im Überschneidungsbereich mit der nächst jüngeren Leitart der folgenden Zone angehören kann.

Zur sicheren Datierung bestimmter Schichtglieder ist also die Heranziehung zusätzlicher Arten notwendig.

Diese Methode, die einer Subzonengliederung gleichzusetzen wäre, läßt sich gut durchführen, nur ist eine konkrete Benennung, da das Zusammenvorkommen und das Fehlen bestimmter Arten eine Namengebung erschwert, schlecht durchzuführen.

Im folgenden werden einzelne, voneinander abscheidbare conodontenchronologische Einheiten vorgeschlagen, die etwa der Definition von Subzonen gerecht werden.

Tabelle 10

<i>Maeniceras terebratum</i>	Grenzsichten Mittel- / Oberdevon (Martenberg = ob. 1,30 m Fe)	<i>Pharciceras lunulicosta</i>	<i>Manticoceras cordatum</i>		Verteilung der Leitformen in den untersuchten Horizonten —— beobachtetes } Auftreten ○○○○ vereinzelt
			<i>Manticoceras calculiforme</i> <i>Manticoceras adorjense</i>	<i>Crickites holzapfeli</i> (= <i>koeneni</i>)	
tmo	tm/toI	toIα	toI(β)γ	toIδ	toII
	○○○○○				<i>Polygnathus varca</i>
					<i>Polygnathus beckmanni</i>
					<i>Polygnathus ordinata</i>
					<i>Polygnathus dengleri</i>
					<i>Polygnathus dubia dubia</i>
					<i>Polygnathus dubia asymmetrica</i>
					<i>Polygnathus linguiformis</i>
			○		<i>Spathognathodus sannemannii sannemannii</i>
					<i>Spathognathodus sannemannii treptus</i>
					<i>Ancyrodella rotundiloba</i>
			○		<i>Ancyrodella rugosa</i>
			○		<i>Palmatolepis transitans</i>
			○		<i>Palmatolepis martenbergensis</i>
		○			<i>Palmatolepis provera</i>
					<i>Palmatolepis rhenana</i>
					<i>Palmatolepis foliacea</i>
			○		<i>Palmatolepis hassi</i>
					<i>Palmatolepis unicornis</i>
		○			<i>Palmatolepis subrecta</i>
					<i>Palmatolepis ultima</i>
					<i>Palmatolepis crepida</i>
					<i>Ancyrognathus triangularis</i>
					<i>Ancyrognathus asymmetrica</i>
					<i>Ancyrognathus bifurcata</i>
					<i>Ancyrodella ioides</i>
					<i>Ancyrodella curvata</i>
					<i>Ancyrodella gigas</i>

1. Im tiefsten Teil der untersuchten Schichten kann ein *varca*-Bereich (= *varca*-Subzone nach BISCHOFF & ZIEGLER, 1957) abgeschieden werden. Er ist definiert durch das häufige Auftreten von *Polygnathus varca* ohne *P. dubia dubia*, *P. d. asymmetrica* und *Palmatolepis transitans*. Auf den *varca*-Bereich scheint das Vorkommen von *Polygnathus beckmanni* beschränkt zu sein. Leider ist dieser als Leitfossil nicht allzu gut geeignet, da er nicht häufig genug vorkommt. *P. varca* kommt oberhalb des *varca*-Bereichs noch vereinzelt vor und ist infolgedessen nicht allzu glücklich gewählt. Leider ließ sich bisher kein besseres Fossil für diesen Abschnitt finden (laufende Untersuchungen im mittleren Givet lassen vielleicht eine bessere Kenntnis der *varca*-Subzone erhoffen). Die *varca*-Subzone umfaßt den höchsten Teil des Rot-eisensteins am Martenberg, in dem *Maenioceras terebratum* noch vorkommt.

2. Im Hangenden des *varca*-Bereichs werden von BISCHOFF & ZIEGLER (1957) in der folgenden Reihenfolge die *ordinata-dubia*-, die *dubia-rotundiloba*- und die *martenbergensis-triangularis*-Subzonen abgeschieden. Innerhalb dieser Subzonen wurden geringfügige Verschiebungen beobachtet, so daß sich vielleicht eine andere Folge empfiehlt. Über dem *varca*-Bereich findet sich ein Abschnitt mit *Polygnathus ordinata*:

Untergrenze: Einsetzen von *Palmatolepis transitans*, *Polygnathus dubia dubia*, *P. d. asymmetrica*, *P. dengleri*, *P. ordinata*.

Obergrenze: Erlöschen von *P. ordinata*, *P. dengleri* bzw. Einsetzen von *Palmatolepis martenbergensis* und *Ancyrodella gigas*.

a) Dieser Bereich kann noch unterteilt werden in einen älteren Abschnitt mit *P. ordinata* ohne *Ancyrodella rotundiloba*, in dem *Polygnathus ? variabilis* häufig vorkommt (= *ordinata-dubia*-Subzone BISCHOFF & ZIEGLERS).

b) Ein jüngerer Abschnitt führt *Ancyrodella rotundiloba* ohne *Palmatolepis martenbergensis* (= *dubia-rotundiloba*-Subzone).

Der unter 2a + b beschriebene Abschnitt umfaßt den auf S. 16 näher beschriebenen Grenzsichtenbereich zwischen tm/to.

3. Darüber folgt ein Abschnitt mit *Ancyrodella rotundiloba* und *Palmatolepis martenbergensis*.

Er beginnt mit dem Einsetzen von *P. martenbergensis* und erlischt mit dem Aussterben von *A. rotundiloba*.

Er umfaßt am Martenberg den Bereich der sicheren *Pharciceras*-Schichten (toIx).

4. Es folgt ein Bereich mit *Palmatolepis proversa*, *P. martenbergensis*, *P. hassi* und *Ancyrodella curvata*.

Er beginnt mit dem Einsetzen von *Palmatolepis hassi* und *Ancyrodella curvata* (mit starkem Auftreten von *P. proversa*) und erlischt mit dem Aussterben von *Polygnathus dubia asymmetrica*. Er umfaßt den tiefen Teil der mittleren Adorfstufe.

Neben den genannten Formen kommt noch *Spathognathodus sannemanni treptus* vor.

5. Dicht über diesem Abschnitt setzen *Ancyrognathus bifurcata* und danach *A. triangularis* ein.

Obergrenze: Einsetzen von *Palmatolepis foliacea*.

Begleitconodonten: Dicht über dem Einsetzen von *A. triangularis* erlischt *Palmatolepis transitans*; *Palmatolepis martenbergensis* und *P. proversa* sind noch vorhanden. Dieser Bereich liegt im unteren bis mittleren Teil der mittleren Adorfstufe.

6. Es folgt ein Abschnitt mit *Palmatolepis foliacea*.

Obergrenze: Einsetzen von *Ancyrognathus asymmetrica*.

Begleitconodonten: Kurz nach dem Einsetzen von *P. foliacea* setzen auch in der folgenden Reihenfolge dicht übereinander *P. unicornis*, *P. rhenana* und *Ancyrodella ioides* ein; geringfügig später sterben *Palmatolepis provera*, *P. martenbergensis* und *A. bifurcata* aus. Kurz vor oder mit Erlöschen von *P. foliacea* setzt *Ancyrognathus asymmetrica* ein. Dieser Bereich liegt im mittleren bis höheren Teil der mittleren Adorfstufe.

7. Es folgt ein Abschnitt, in dem die makrofaunistische Grenze zwischen der mittleren und oberen Adorfstufe liegt. An dieser oder dicht darunter setzt *Ancyrognathus asymmetrica* ein.

8. Bald darüber, sicher im toI δ , erscheint *Palmatolepis ultima* zum ersten Male. Kurz vor Auftauchen dieser Art wurden *A. triangularis* und *A. ioides* letztmals beobachtet. *Palmatolepis unicornis* und *P. rhenana* kommen weiter vor.

Im höheren toI δ kann dann mit Einsetzen von *Palmatolepis crepida* ein weiterer Bereich abgeschieden werden.

Auf die Abfolge im höheren toI δ soll hier nicht näher eingegangen werden, da hier nur die Conodonten aus dem Steinbruch Schmidt vorliegen und die Untersuchungen darüber von anderer Seite vorgenommen werden.

II. Systematisch-paläontologischer Teil

Vorbemerkungen

Im folgenden werden nur die stratigraphisch wichtigen Gattungen und Arten und die neuen Formen beschrieben. Auf eine Beschreibung der weniger wichtigen Gattungen (Zahnreihen) mußte aus Platzgründen verzichtet werden. Dazuhin sind diese schon wiederholt Gegenstand eingehender Beschreibungen gewesen (siehe SANNE-MANN 1955 a—b; BISCHOFF & ZIEGLER 1956, 1957; BISCHOFF 1956). Einige Formen, die zu diesen Gattungen gehören und stratigraphisch relativ kurzlebig sind, sind bei den Faunenbeschreibungen im stratigraphischen Teil erwähnt.

Aus technischen Gründen konnten in die Tabellen nicht die Autorennamen der Arten dieser Gattungen aufgenommen werden, deshalb wird am Ende dieses Abschnittes ein Register aller Artnamen mit den Autorennamen aufgeführt.

In den Tafelerläuterungen bedeuten die Abkürzungen: Ma = Martenberg; Wi = Stbr. Schmidt bei Wildungen; I u. II = Sessackerschürfe I u. II; arabische Zahlen = Probennummern.

Zur Herkunft und Entwicklung der *Ancyro*-Gruppe

(*Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Ancyroides*)

Nach den Beobachtungen am vorliegenden Material scheint es gewiß, daß sich die Gattungen dieser Gruppe unabhängig voneinander aus der Gattung *Polygnathus* dicht unterhalb oder zu Beginn des tiefen Oberdevons entwickelt hat.

1. *Ancyrodella*

Diese Gattung tritt stratigraphisch als erste auf. Sie erscheint (am Martenberg) dicht unterhalb des sicheren toI α und scheint sich aus den breiten Formen der Gattung *Polygnathus*, wie *P. dubia dubia* oder *P. cristata*, durch Einschnürungen der vorderen Plattformränder dicht am Eintritt des freien Blattes in die Plattform herausgebildet zu haben. Gleichzeitig tritt eine Verdickung der Plattform und eine gröbere Skulptierung auf. Die ersten Formen — *A. rugosa* und *A. rotundiloba* — haben noch nicht immer Nebenkiele auf der Plattformunterseite ausgebildet. Diese Bildung der Nebenkiele bahnt sich aber bei ganz adulten Stücken schon an, und zwar durch eine Wellung der Plattform, bei der die Wellungen schon fast den Charakter der Kiele annehmen (siehe Taf. 11 Fig. 12). Noch zur Lebenszeit von *A. rotundiloba* treten dann schon die Arten auf, deren charakteristisches Unterscheidungsmerkmal mit die Winkel zwischen den Nebenkiele sind. Die Nebenkiele gewinnen nach stratigraphisch oben besondere Bedeutung. Es entwickelt sich durch Hinzutreten eines weiteren Nebenkiele *A. lobata* und *A. curvata*, die auch aus einer ursprünglichen Wellung der Plattform hervorgehen. Bei *A. curvata* tritt auf der Oberseite eine korrespondierende Knötchenreihe hinzu.

MÜLLER & MÜLLER (1957, S. 1092f.) stellen für diese Formen eine neue Gattung — *Ancyropenta* — auf, deren Gültigkeit bezweifelt und ihre Aufstellung als nicht notwendig erachtet wird. Wie es am vorliegenden Material beobachtet werden konnte, gehört die Kielbildung zur Hauptaufgabe der Gattung *Ancyrodella*, und es bedarf geradezu Zwangsanwendung, die Formen mit zunehmender Kielzahl von *Ancyrodella* abzutrennen.

Ähnliche Fälle gibt es auch bei der Gattung *Palmatolepis*, wo das Auftreten von Nebenkiele und Nebenkieleihen niemals als Gattungsunterscheidungsmerkmal herangezogen werden könnte.

A. curvata, zu der vielleicht *A. asteroidea* gehört, gewinnt nach oben immer mehr die Oberhand über die anderen Arten der Gattung. Daneben wird noch eine zweite Gruppe innerhalb der Gattung beobachtet, die es nicht zur Anlage eines zusätzlichen Nebenkiele brachte. Hierher gehören die Formen *A. buckeyensis*, *A. gigas*, *A. nodosa* und *A. ioides*. Bei ihnen ist die Tendenz ausgebildet, die drei Lappen zu verschmälern.

2. *Ancyrognathus* und *Ancyroides*

Wie *Ancyrodella* hat sich auch *Ancyrognathus* aus der Gattung *Polygnathus* entwickelt. Hier sind nun sogar eine ganze Anzahl Übergangsformen bekannt. Die neue Art *Polygnathus ancyrognathoidea* zeigt diese Formen. Sie vermittelt zu *Ancyrognathus triangularis*, wie das Endglied zeigt, das schon alle Merkmale der Gattung *Ancyrognathus* hat, außer, daß sie noch keine Skulptierung der Plattformoberfläche zeigt. Bei einer anderen Art der Gattung — *A. bifurcata* — ist die Herkunft aus der Gattung *Polygnathus* ebenfalls ganz deutlich. Hier zeigen juvenile Formen (siehe Taf. 10 z. B. Fig. 13, 14) ganz einwandfreie Beziehungen zu *Polygnathus*.

Ancyroides unterscheidet sich nach MILLER & YOUNGQUIST (1947) von *Ancyrognathus* nur durch das kurze, abrupt endende Blatt. Diese Erscheinung allein scheint als Gattungsmerkmal zu geringfügig. Dazu kommt noch, daß innerhalb der Art *An-*

cyrognathus bifurcata Formen beobachtet wurden, bei denen das freie Blatt ebenfalls etwas abrupt endet. Die Gattung *Ancyroides* wird also (siehe S. 45) zugunsten von *Ancyrognathus* eingezogen, wie es bereits BISCHOFF (1956, S. 121 f.) vorschlug.

Genus *Ancyrodella* ULRICH & BASSLER 1926

1926 *Ancyrodella* n. gen. — ULRICH & BASSLER, S. 48.

1957 *Ancyropenta* n. gen. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1092 f.

Genotyp: *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER 1926.

Ancyrodella buckeyensis STAUFFER

Taf. 11 Fig. 7

1938 *Ancyrodella buckeyensis* n. sp. — STAUFFER, S. 418, Taf. 52 Fig. 17, 18, 23, 24.
(Synonymieliste siehe bei MÜLLER & MÜLLER, 1957, S. 1091)

Lectotyp: *Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER 1938, S. 52, Fig. 23; (ausgelesen von MÜLLER & MÜLLER 1957, S. 1091).

Beschreibung: Die Plattform ist fast symmetrisch und in der Seitenansicht etwas nach unten gekrümmt. Die Seitenbegrenzungen sind meist schwach konvex, das Hinterende spitz. Die Plattform trägt meist senkrecht zu den Rändern verlaufende Rippen oder ist geknotet. Von ihrem vorderen Teil, von den Vorderlappen, verläuft jeweils eine Knotenreihe schräg nach hinten auf das Blatt zu, sie schließen einen Winkel von etwa 90° oder wenig mehr ein. Das dem Blatt am nächsten stehende Knötchen der einen Seitenreihe ist meist etwas nach hinten versetzt. Das freie Blatt ist etwa ebenso lang wie die Plattform und setzt sich aus schlanken, bis auf die freien Spitzen miteinander verwachsenen Zähnchen zusammen. Es ist vorne am höchsten und setzt sich nach hinten als Knötchenreihe bis an das spitze Hinterende der Plattform fort.

Die Unterseite trägt im vorderen Teil der Plattform eine relativ große, rhombische Basalgrube, von der zum Hinterende, auf das Blatt und auf jeden Vorderlappen der Plattform ein Kiel abzweigt.

Beziehungen und Bemerkungen: Die vorliegende Art unterscheidet sich von den anderen Arten der Gattung durch den gleichmäßig dreieckigen Umriß der Plattform (schwach konvexe Ränder) und von *A. gigas* durch den breiteren Umschlag, außerdem hat *A. gigas* eine reichere Tuberkulierung der Oberfläche. Die Art scheint im allgemeinen etwas kleinwüchsiger als die anderen Arten zu sein.

Lebenszeit: Die Art setzt in Deutschland im sicheren toI α (am Martenberg in Probe 3) ein. Sie reicht bis in die obere Adorfstufe. In den vorliegenden Faunen wurde sie im untersten Teil des oberen Kellwasserkalks vom Steinbruch Schmidt an der Ense bei Bad Wildungen (= sicheres höchstes toI δ) noch angetroffen.

Material: Mehr als 150 Exemplare.

Ancyrodella curvata (BRANSON & MEHL)

Taf. 11 Fig. 5

1934 *Ancyrognathus curvata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 241, Taf. 19 Fig. 6, 11.
? 1938 *Ancyrognathus asteroideus* n. sp. — STAUFFER, S. 418, Taf. 52 Fig. 8, 9.

V 1956 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL) — BISCHOFF, S. 118, Taf. 8 Fig. 9—11.
? 1957 *Ancyropenta asteroidea* (STAUFFER) — MÜLLER & MÜLLER, S. 1093, Taf. 136
Fig. 7a, b, 8.

Lectotypus (hiermit): *Ancyrognathus curvata* BRANSON & MEHL 1934, Taf. 19, Fig. 6.

Beschreibung: Die Plattform ist etwa so lang wie das freie Blatt, hinten schwach seitlich gebogen, und der Hinterlappen ist in der Seitenansicht schwach nach unten gekrümmt. Die beiden Vorderlappen sind spitz und lang. Auf der konvexen Seite der seitlichen Plattformbiegung hat sich ein deutlicher vierter Lappen entwickelt.

Das Blatt ist relativ hoch und setzt sich über die Plattform als eine Knötchenreihe fort, die aus länglichen Knötchen besteht. Von der Spitze der Vorderlappen kommt jeweils eine Reihe von dicht stehenden Knötchen, die auf das Blatt nach hinten zulaufen, es aber in den meisten Fällen nicht ganz erreichen. Sie bilden einen spitzen Winkel, der 90° selten erreicht. Auch der vierte Lappen trägt eine Knötchenreihe, die mit der vom Vorderlappen einen Winkel von 90° oder etwas mehr bildet. Bei jugendlichen Exemplaren kann diese Knötchenreihe den noch nicht voll entwickelten 4. Lappen über den Rand hinaus überragen.

Der Rand der Plattform, oft etwas hochgebogen, ist mit kurzen Quergraten oder auch mit rundlichen Knoten besetzt.

Auf der Unterseite befindet sich im mittleren Teil (manchmal ein wenig nach vorne versetzt) eine rhombische Basalgrube mit erhabenen Rändern. Von ihr ziehen auf jeden Lappen und auf das freie Blatt mit den oberflächlichen Knötchenreihen korrespondierende Kiele, die nach den Enden höher werden. Der Umschlag ist relativ breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Art läßt sich von *A. lobata* ableiten. Der vierte Lappen ist dort erst angedeutet und trägt vor allem auch auf der Oberseite keine Knötchenreihe. Der vierte Lappen gewinnt nach stratigraphisch oben immer größere Bedeutung, in dem er sich stärker entwickelt. Dazu dürfte dann die Form zu stellen sein, die STAUFFER als *Ancyrognathus asteroideus* abgeschieden hat. Rein zahlenmäßig gewinnt die vorliegende Art die Oberhand über alle anderen Arten der Gattung in den jüngeren Schichten.

Lebenszeit: Die Art beginnt mit dem tiefsten toI(β) γ und ist im oberen Kellwasserkalk des höchsten toI δ noch häufig; = mittlere und obere Adorfstufe.

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Ancyrodella gigas YOUNGQUIST

Taf. 11 Fig. 8a, b, 10a, b, 17

1947 *Ancyrodella gigas* n. sp. — YOUNGQUIST, S. 96, Taf. 25 Fig. 23.

1947 *Ancyrodella magister* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 503, Taf. 74 Fig. 14.

1957 *Ancyrodella gigas* YOUNGQUIST — MÜLLER & MÜLLER, S. 1091, Taf. 141 Fig. 8; Taf. 142.

Holotyp: *Ancyrodella gigas* YOUNGQUIST 1947, Taf. 25 Fig. 23.

Beschreibung: Die Plattform ist etwas länger als das freie Blatt, von etwa dreieckigem Umriß, und die Hauptachse ist etwas seitlich gebogen. In der Seitenansicht ist sie schwach nach unten gekrümmt. Die Vorderlappen sind wenig nach vorne aus-

gezogen und spitz. Von ihrer Spitze laufen auf das Blatt jeweils eine Reihe aus getrennten, rundlichen Knötchen. Der Winkel zwischen ihnen beträgt von etwas weniger als 90° bis zu 100° .

Das freie Blatt setzt sich aus großen, dicht stehenden Zähnchen zusammen, die vorne am höchsten sind. Nach hinten setzt es sich als Knötchenreihe bis zur Spitze des Hinterendes der Plattform fort. Die Plattform trägt kleine, gerundete, einzelstehende, manchmal in Längsreihen angeordnete Knötchen.

Die Unterseite der Plattform ist glatt und trägt im vorderen Teil eine querovale Basalgrube, von der die mit den oberen Knötchenreihen korrespondierenden Kiele abzweigen. Der Umschlag ist schmal.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von *A. buckeyensis*, an die sie im Umriß erinnert, durch die etwas länger gestreckte Plattform und die dichte Tuberkulierung der Oberfläche.

Lebenszeit: Vom $\text{toI}\alpha$ bis in das tiefe $\text{toI}\delta$.

Material: Mehr als 100 Exemplare.

Ancyrodella ioides n. sp.

Taf. 11 Fig. 2—4

Derivatio nominis: nach $\iota\omicron\varsigma$, griechisch = der Pfeil, und $\epsilon\iota\delta\acute{\epsilon}\nu\alpha\iota$ = sehen; = wie ein Pfeil aussehend.

Holotyp: Das auf Taf. 11 Fig. 2a, b abgebildete Exemplar (Zi 1958/150).

Locus typicus: Sessacker bei Oberscheld/Dillmulde (Schurf I).

Stratum typicum: Schurf I, Bank 11; rötliche Kalke mit *Manticoceras calculiforme* und *M. cordatum* = $\text{toI}(\beta)\gamma$.

Vorliegend: Mehr als 50 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Ancyrodella* mit unentwickelter oder unterentwickelter Plattform, einem langen, hohen Blatt und zwei Seitenästen, die nach vorne gekrümmt sind und einen stumpfen Winkel miteinander bilden. Die Basalgrube ist groß.

Beschreibung: Das Blatt ist lang und in der Seitenansicht hinten stark nach unten gekrümmt. Vorne ist es sehr hoch und wird nach hinten allmählich niedriger. An seiner Basis beginnt kurz hinter dem Vorderende zu beiden Seiten ein schmaler Wulst, der bis zum Hinterende hinzieht. In der hinteren Hälfte zweigen vom Blatt zwei nicht ganz gleichlange, wulst- oder blattförmige Fortsätze ab, die unter stumpfem Winkel nach vorne gekrümmt sind. Sie tragen auf der ganzen Länge ihrer Oberkante eine Reihe von dicht stehenden, kräftigen Zähnchen oder Knötchen. Die Unterseite zeigt am Kreuzpunkt der Äste eine Basalgrube, von der auf das Blatt und auf die Seitenfortsätze jeweils ein Kiel abzweigt. Nach den Enden der Äste werden die Kiele höher, besonders hoch wird der zum Vorderende des Blattes.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art unterscheidet sich durch ihre nicht- oder unterentwickelte Plattform von den anderen Arten der Gattung, kommt aber wohl *A. nodosa*, die sich auch schon durch schmale Lappen auszeichnet, am nächsten. Taf. 11 Fig. 4 zeigt ein Exemplar, bei dem die Plattform deutlicher angedeutet ist als bei den anderen.

Lebenszeit: Höherer Teil der mittleren Adorfstufe bis tiefer Teil der oberen Adorfstufe (hohes toI(β) γ bis tiefes toI δ).

Material: Mehr als 50 Exemplare.

Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL

Taf. 11 Fig. 6, 9

1934 *Ancyrodella lobata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 239, Taf. 19 Fig. 14; Taf. 21 Fig. 22, 23.

1947 *Ancyropenta longidenticulata* n. sp. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1093, Taf. 135 Fig. 3a—c; Taf. 137 Fig. 1a, b, 2.

Lectotyp (hiermit): *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL 1934, Taf. 21, Fig. 22.

Beschreibung: Die Plattform ist im Umriß ähnlich wie die von *A. curvata* und vielleicht bei manchen Exemplaren hinten etwas stärker nach unten gekrümmt. Die Längsachse ist etwas nach der Seite gebogen. Auf der konvexen Seite dieser Biegung ist der vierte Lappen schon angedeutet und oft auch deutlich entwickelt, allerdings nicht so stark wie bei *A. curvata*, und trägt auch noch keine Knötchenreihe. Das freie Blatt ist etwa so lang oder wenig kürzer als die Plattform, ist sehr hoch und setzt sich aus kräftigen, langen, nach hinten gekrümmten Zähnchen zusammen, die am Vorder- rand klein sind und erst direkt dahinter ihre größte Höhe erreichen und so dicht stehen, daß nur die Spitzen frei sind. Die Knötchenreihe des festen Blattes wird nach hinten rasch niedriger und ist oft schwach entwickelt. Die Unterseite trägt im vorderen Teil der Plattform eine kleine Basalgrube, von der auf die Vorderlappen, auf den schräg nach hinten gerichteten 4. Lappen und zum Hinter- und Vorderende Kiele verlaufen. Der auf dem 4. Lappen ist oft etwas nach vorne versetzt, so daß er nicht von der Basalgrube, sondern vom Kiel, der auf den auf derselben Seite liegenden Vorderlappen verläuft, abzweigt. Der Kiel zum Hinterende ist dicht hinter der Basalgrube sehr niedrig, oft nur angedeutet und nimmt nach hinten sehr stark an Höhe zu. Der Winkel zwischen den Vorderlappenkielen mißt weniger als 90°; der zwischen Vorderlappenkiel und 4. (Seiten-)Lappenkiel beträgt etwa 90°, und der zwischen letzterem und dem zum Hinterende gewöhnlich etwas weniger als 90°.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von *A. curvata* durch den weniger ausgeprägten Seitenlappen und durch das Fehlen einer Knötchenreihe auf demselben. Der Kiel des Seitenlappens ist oft undeutlich.

Die von MÜLLER & MÜLLER (1957) aufgestellte Art *Ancyropenta longidenticulata* gehört nach den Winkeln zwischen den Kielen, die bei dieser genau mit denen der vorliegenden Art übereinstimmen, in die Variationsbreite. Mit Hilfe der von MÜLLER & MÜLLER angegebenen Differentialmerkmale, wie gröbere Skulptur usw., kann eine Unterscheidung nicht durchgeführt werden, da sie bei den einzelnen ontogenetischen Stadien wechselt.

Lebenszeit: Tiefste Adorfstufe (toI α) bis obere Adorfstufe (letztmals beobachtet dicht unter dem oberen Kellwasserkalk).

Material: Mehr als 50 Exemplare.

***Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER**

Taf. 11 Fig. 1

- 1926 *Ancyrodella nodosa* n. sp. — ULR. & BASS., S. 44, 48, Taf. 1 Fig. 10—13.
 V 1956 *Ancyrodella nodosa* ULR. & BASS. — BISCHOFF, S. 119, Taf. 8 Fig. 12, 15.

Lectotyp (hiermit): *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER, Taf. 1 Fig. 10.

Beschreibung: Die Plattform ist am Hinterende stark nach unten gekrümmt. Der Hinterlappen ist, wie auch die beiden Vorderlappen, sehr verschmälert. Er ist meist etwas seitlich gebogen und deutlich von den Vorderlappen durch konkave Einschnürungen der Plattformränder hinter denselben abgesetzt. Auf der Oberseite der Vorderlappen zieht nahe an deren Vorderrand jeweils eine aus kräftigen Knoten bestehende Reihe von den Lappenspitzen zum Blatt. Der Winkel zwischen ihnen schwankt um 90° oder beträgt etwas mehr. Die Plattformoberfläche ist mit kräftigen Knoten oder Quergraten besetzt. Das freie Blatt ist etwa gleichlang oder etwas kürzer als die Plattform und ist vorne sehr hoch. Nach hinten setzt es sich als festes Blatt in Form einer Knötchenreihe bis zum Hinterende fort. Die Unterseite trägt im vorderen Teil eine Basalgrube, die oft erhabene Ränder zeigt. Von ihr ziehen auf jeden Lappen und auf das freie Blatt nach den Enden höher werdende Kiele. Der Umschlag ist mäßig breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Durch die schmalen Lappen unterscheidet sich die Art von den anderen Arten der Gattung. Dicht verwandt ist *A. ioides* n. sp., die aber noch schmalere, blattförmige Lappen zeigt.

Lebenszeit: Tiefes toIγ (mittlere Adorfstufe) bis höheres toIδ (obere Adorfstufe).

Material: Mehr als 100 Exemplare.

***Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT)**

Taf. 11 Fig. 11, 12a, b

- 1879 *Polygnathus tuberculatus* n. sp. — HINDE, S. 366, Taf. 17 Fig. 10 (non fig. 9).
 1921 *Polygnathus rotundilobus* n. sp. — BRYANT, S. 26, Taf. 12 Fig. 1—6, Textfig. 7.
 1934 *Polygnathus rotundiloba* BRYANT — HUDDLE, S. 102—103, Taf. 8 Fig. 36—37.
 1941 *Ancyrodella rotundiloba* — BRANSON & MEHL, S. 202.
 non 1947 *Polygnathus rotundiloba* BRYANT — YOUNGQUIST, S. 110, Taf. 26 Fig. 6 (= *A. buckeyensis* nach MÜLLER & MÜLLER 1957).
 V 1957 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 42, Taf. 16 Fig. 5—12, 14—17.

Lectotyp (hiermit): *Polygnathus rotundilobus* BRYANT 1921, Taf. 12 Fig. 1

Beschreibung (siehe auch BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, S. 42):

Die Plattform ist groß und breit und verschmälert sich nach hinten. Die Vorderlappen sind groß und gerundet. Auf der Oberfläche der Plattform stehen zahllose, rundliche Knötchen. Auf der Mittellinie der Vorderlappen können einige von ihnen zu einer undeutlichen Leiste zusammentreten, die auf das feste Blatt zulaufen.

Das freie Blatt ist vorne sehr hoch, wobei das erste oder das zweite Zähnen besonders hochragen können. Es wird nach hinten niedriger und setzt sich über die Plattform bis zum Hinterende als Knotenreihe oder -leiste fort.

Die Unterseite trägt in der vorderen Hälfte eine rhombische Basalgrube, von der nach hinten und auf das freie Blatt höher werdende Kiele verlaufen. Bei einigen Exemplaren wurden auch auf den Vorlappen undeutliche Kiele beobachtet, die sich aber bald verlieren. Bei adulten Stücken ist die Unterseite oft stark gewellt und zeigt den Beginn einer zusätzlichen Kielbildung. Der Umschlag ist schmal.

Beziehungen und Bemerkungen: Durch ihre breit gerundete Form unterscheidet sich die Art von *A. rugosa*. Die Art stellt wohl die phylogenetische Anfangsform der Gattung dar und hat sich aus der Gattung *Polygnathus* entwickelt (siehe auch S. 39).

Lebenszeit: Die Art tritt zum ersten Male (am Martenberg) in den auf S. 16 näher erläuterten Grenzsichten zwischen sicherem *Maenioceras*-führendem Mitteldevon und sicheren *Pharciceras*-Schichten auf und reicht bis zur Obergrenze des sicheren to α .

Material: Mehr als 50 Exemplare.

***Ancyrodella rugosa* BRANSON & MEHL**

V 1934 *Ancyrodella rugosa* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 239, Taf. 19 Fig. 15, 17.
1957 *Ancyrodella rugosa* BRANS. & MEHL. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 42 Taf. 16 Fig. 13

Holotyp: *Ancyrodella rugosa* BRANSON & MEHL, 1934, Taf. 19 Fig. 15, 17.

Beschreibung (siehe auch BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, S. 42):

Die Plattform ist etwas pfeilförmig und mit zahllosen, dicht stehenden rundlichen Knötchen besetzt. Die Vorderlappen sind nicht sehr breit und abgerundet. Von ihrem Vorderrand zieht sich jeweils eine Knötchenreihe zum festen Blatt hin. Das freie Blatt ist kräftig und etwa halb so lang wie die Plattform und ist in der Seitenansicht sehr hoch. Auf der Unterseite befindet sich im vorderen Drittel eine kleine Basalgrube, von der Kiele auf die Vorderlappen (ihr Winkel beträgt in der Regel weniger als 90°) und zum Hinterende verlaufen. Auf das freie Blatt führt oft eine schmale Fureche. Der Umschlag ist mäßig breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Zur Unterscheidung von *A. rotundiloba* siehe dort. Auf eine Abbildung wurde aus Platzgründen verzichtet (siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957, Taf. 16 Fig. 13).

Die Art ist nicht so häufig wie *A. rotundiloba*.

Lebenszeit: wie bei *A. rotundiloba* (vereinzelt noch im toI(β) γ).

Material: Etwa 10 Exemplare.

Genus *Ancyrognathus* BRANSON & MEHL 1934

1934 *Ancyrognathus* n. gen. — BRANSON & MEHL, S. 240.

1947 *Ancyroides* n. gen. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 504.

Genotyp: *Ancyrognathus symmetrica* BRANSON & MEHL 1934.

***Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER)**

Taf. 10 Fig. 10a, b, 11

1926 *Palmatolepis asymmetrica* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 50, Taf. 7 Fig. 18.

V 1956 *Ancyrognathus euglypheus* (ULR. & BASS.) — BISCHOFF, S. 120, Taf. 8 Fig. 1—8, 14.

1957 *Ancyroides asymmetrica* (ULR. & BASS.) — MÜLLER & MÜLLER, S. 1098, Taf. 138 Fig. 8, 9; Taf. 141 Fig. 4, 6, 7.

? 1957 *Ancyroides princeps* MILLER & YOUNGQUIST — MÜLLER & MÜLLER, S. 1099, Taf. 137 Fig. 7.

(Weitere Synonymien siehe bei MÜLLER & MÜLLER, 1957, S. 1098).

Holotyp: *Palmatolepis asymmetrica* ULRICH & BASSLER, Taf. 7 Fig. 18.

Beschreibung: Die Plattform, vorne schmal, verbreitert sich sehr rasch nach hinten zu zwei Lappen und ist in der Seitenansicht nach unten gekrümmt. Die Umrisslinien sind an den Seiten meist gerade oder schwach konkav ausgebildet. Hinten ist die Plattform mehr oder weniger stark konkav eingekerbt, wodurch die beiden spitzen oder schwach abgerundeten Lappen zu Stande kommen. Von ihnen ist der eine meist breiter und etwas stärker nach unten gekrümmt.

Das hohe Blatt ist kurz, ragt nur bei juvenilen Stücken über die Plattform nach vorne hinaus, sitzt in der Mitte, nahe am Rand oder direkt am Rand des vorderen Plattformteils und besteht aus hohen, schwach nach hinten gekrümmten, bis auf ihre freien Spitzen miteinander verschmolzenen Zähnchen. Es endet hinten abrupt. Über die Mitte der hinteren beiden Lappen zieht sich jeweils eine Reihe von Knötchen, die sich im mittleren Teil der Plattform unter einem Winkel von 90° oder etwas weniger treffen. Diese Reihen können bei adulten Exemplaren undeutlich werden. Zu ihrem Treffpunkt führt vom Hinterende des Blattes bei juvenilen Stücken immer, bei adulten Exemplaren nur selten eine Reihe aus niedrigen Knötchen. Die Oberfläche der Plattform trägt aus der glatten Umrandung des Blattes eine Skulptierung aus regelmäßigen, oft in Längsreihen angeordneten rundlichen Knötchen. Die Unterseite der Plattform ist glatt, der Umschlag schmal. Die die Knötchenreihen der Lappen und das Blatt nachzeichnenden Kiele sind hoch und treffen sich in dem tiefgelegenen Zentrum (von unten gesehen). Direkt davor sitzt eine kleine längsovale Basalgrube.

Beziehungen: Die Art unterscheidet sich von *A. calvini* durch die Ausbildung der Lappen, die bei dieser mehr gerundet sind. Außerdem zeigt *A. calvini* einen meist etwas größeren Winkel zwischen den Kielen.

Bemerkungen: Diese Art, die verschiedentlich zu *A. euglypheus* STAUFFER gestellt worden war, stimmt mit dem Holotyp ULRICH & BASSLERS von *Ancyrognathus asymmetrica* überein. Wie Herr Dr. K. J. MÜLLER, Berlin, freundlicherweise brieflich mitteilte, ist der Holotyp ULRICH & BASSLERS verzeichnet. Eine Zuordnung zur *A. euglypheus* STAUFFER sei nicht möglich, da dessen Holotyp (zeichnerisch ergänzt) eine Kombination von verschiedenen Arten sei¹⁾.

¹⁾ Inzwischen hat der Holotyp von *Ancyrognathus euglypheus* STAUFFER 1938 dem Verfasser vorgelegen. (Herrn Prof. F. M. SWAIN, Univ. of Minnesota, Minneapolis, Minn., sei an dieser Stelle für die freundliche Übersendung der Originale herzlichst gedankt.) Dabei stellte sich heraus, daß das Original (STAUFFER 1938, Taf. 53 Fig. 18) an der Seite, wo die zeichnerische Ergänzung durch STAUFFER ansetzt, eine Bruchstelle zeigt. Es kann also nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob *Ancyrognathus euglypheus* STAUFFER ein jüngeres Synonym von *A. asymmetrica* ist oder als selbständige Art gelten kann, da über die Ausmaße des weggebrochenen Teiles keine Angaben gemacht werden können.

Um weitere Mißdeutungen an Hand der Abb. zu vermeiden, wird vorgeschlagen, die Art *Ancyrognathus euglypheus* STAUFFER für ungültig zu erklären, was zur Folge hat, daß die von MÜLLER & MÜLLER 1957, S. 1099, Taf. 138 Fig. 7 a, b, als *Ancyroides euglypheus* (STAUFFER) abgeschiedene Form als neue Art aufgefaßt werden muß.

Vorkommen: Die Art setzt im höchsten Teil der mittleren Adorfstufe ein und ist im oberen Kellwasserkalk noch vorhanden.

Material: Mehr als 100 Exemplare.

Ancyrognathus bifurcata (ULRICH & BASSLER)

Taf. 10 Fig. 9, 13—14, 16—18

1926 *Palmatolepis bifurcata* n. sp. — ULR. & BASS., S. 50, Taf. 7 Fig. 16, 17.

V 1956 *Ancyrognathus inequalis* (HOLMES) — BISCHOFF, S. 121, Taf. 8 Fig. 13, 16—18.

1957 *Ancyrognathus bifurcata* (ULR. & BASS.) — MÜLLER & MÜLLER, S. 1095—1096, Taf. 142 Fig. 5, ?11.

(Weitere Synonymien siehe bei MÜLLER & MÜLLER, 1957).

Lectotyp: *Palmatolepis bifurcata* ULRICH & BASSLER 1926, Taf. 7 Fig. 17 — (ausgelesen von MÜLLER & MÜLLER, 1957, S. 1095).

Beschreibung: Das freie Blatt ist kurz, seine seitlich zusammengepreßten Zähnen stehen getrennt oder sind an ihrer Basis miteinander verschmolzen. Es ist höher als das feste Blatt und wird nach hinten allmählich niedriger, kann aber auch, bei einigen Exemplaren beobachtet, kurz nach dem Eintreten in die Plattform abrupt enden. Das feste Blatt setzt sich aus einer Reihe von dicht oder miteinander in Berührung stehenden Knötchen oder Zähnen zusammen, die sich im hinteren Drittel zu einzelstehenden Knötchen von rundem Querschnitt auflösen kann. Etwa zu Beginn des hinteren Drittels zweigt von ihm eine sekundäre Knötchenreihe unter einem Winkel ab, der zwischen etwa 60° und knapp 90° schwankt. Ihre Knötchen nehmen nach dem Plattformrand schwach an Höhe zu.

Die Plattform, vorne relativ schmal und meist eingetrogt, verbreitert sich gleichmäßig konvex nach hinten, die eine Seite im hinteren Teil etwas stärker, so daß dort meist ein mehr oder weniger deutlicher Lappen herauspräpariert ist, der die sekundäre Zähnenreihe trägt. Dort hat die Plattform auch ihre größte Breite. Die Hinterseite der Plattform ist konkav eingekerbt, gerade oder kann bei vielen Exemplaren auch konvex ausgebildet sein. Die Plattformoberfläche ist mit Knötchen oder Rippen besetzt, die meist auf das Blatt oder die Sekundärreihe zulaufen.

Die Unterseite ist glatt, zeigt einen nicht allzugroßen Umschlag und meist enggewellte Plattformränder. Ein Kiel und ein Nebenkiel zeichnen den Verlauf des Blattes und der Sekundärreihe der Oberfläche nach. Direkt am oder kurz vor dem Treffpunkt dieser Kiele sitzt eine in der Längsrichtung ovale Basalgrube. Anwachsstreifen sind häufig zu beobachten.

Beziehungen und Bemerkungen: Die vorliegende Art variiert sehr stark im Winkel zwischen den Kielen (siehe auch MÜLLER & MÜLLER 1957, S. 1096). Ebenfalls ist eine solche Variation in der Stärke des Lappens zu beobachten, vor allem sind bei einigen Jugendstadien noch keine deutlichen Lappen ausgeprägt, obwohl sie bereits Nebenkiel und — knötchenreihe tragen. Bei diesen Exemplaren ist dann der Umriß noch vollständig *Polygnathus*-ähnlich.

Die Art unterscheidet sich von *Ancyrognathus triangularis* durch den Winkel zwischen den Kielen, der bei dieser 90° und mehr beträgt; außerdem noch durch die Aus-

bildung der Plattform, die bei *A. bifurcata* kürzer, gedrungener und „runder“ ist, während bei *A. triangularis* eine deutlich dreieckige und im ganzen schlankere Erscheinung vorliegt.

Vorkommen: Übereinstimmend wurde die Art in allen vorliegend untersuchten Profilen nur im toI γ gefunden (sie erreicht nirgends dessen Obergrenze). Dem scheint zu widersprechen, daß sie BISCHOFF, 1956, S. 117, aus dem oberen Kellwasserkalk von Bicken (Rh. Schiefergebirge) angibt. (Er fand insgesamt vier Exemplare, die z. T. stark korrodiert sind.) Bei der näheren Untersuchung dieser Fauna scheint jedoch der Verdacht nicht ganz entkräftet werden zu können, daß bei der Materialentnahme, die einige Jahre vor der Bearbeitung der Fauna durch BISCHOFF (1956) vorgenommen worden war, auch Kalke aus dem toI γ (z. B. unterer Kellwasserkalk) mit aufgesammelt wurden, und daß die 4 Exemplare von *A. bifurcata* aus diesem Kalk stammen (auch freundliche, mündliche Mitteilung von Herrn Dr. BISCHOFF).

Das wird durch die reichen Conodontenfaunen H. P. WITTEKINDTS gestützt, die dieser in den letzten Jahren im großen Kalkbruch bei Bicken gesammelt hat¹⁾. In den umfangreichen Faunen aus dem oberen Kellwasserkalk und dessen unter- und überlagernden Bänken wurde *A. bifurcata* nicht gefunden. Sie tritt auch hier nur im toI γ auf.

Material: Mehr als 200 Exemplare.

Ancyrognathus calvini (MILLER & YOUNGQUIST)

Taf. 10 Fig. 19

- 1947 *Ancyroides calvini* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 504, Taf. 75 Fig. 4
 non 1948 *Ancyroides calvini* MILLER & YOUNGQUIST — YOUNGQUIST & MILLER S. 441
 Taf. 68 Fig. 16.
 1957 *Ancyroides calvini* MILLER & YOUNGQUIST — MÜLLER & MÜLLER, S. 1098
 bis 1099, Taf. 138 Fig. 6.

Holotyp: *Ancyroides calvini* MILLER & YOUNGQUIST 1947, Taf. 75 Fig. 4.

Beschreibung: Die Plattform besteht aus drei Lappen und ist fast symmetrisch. Auf dem vorderen sitzt, nicht ganz in der Mitte, das aus fast vollständig miteinander verschmolzenen Zähnen bestehende Blatt. Es ist vorne niedrig, ragt dann nicht über die Plattform hinaus, wird nach hinten gleichmäßig höher und endet dort abrupt. Gleich hinter dem Blatt beginnen sich die Plattformränder konvex stark auszuweiten. Der hintere Plattformrand ist stark konkav eingekerbt und verursacht so die beiden gerundeten Lappen. Vom Hinterende des Blattes zieht sich in einer gebogenen Linie eine niedrige Knötchenreihe zum Hinterende des einen Lappens. Von ihr zweigt etwa im Zentrum der Plattform eine zweite (sekundäre) Knötchenreihe ab, die zum Hinterende des anderen Lappen führt. Der Abzweigwinkel beträgt 90° oder etwas mehr. Die Oberfläche der Plattform ist, außer der unskulptierten Umrandung des Blattes, regelmäßig mit runden Knötchen besetzt, die oft in Längsreihen angeordnet sind. Die Unterseite der Plattform ist glatt und hat einen schmalen Umschlag. Über sie ziehen

¹⁾ Herr cand. geol. H. P. WITTEKINDT, Marburg, erlaubte freundlicherweise Einsichtnahme in seine Faunen, wofür ihm an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt sei.

sich niedrige Kiele hin, die mit dem Blatt und den Knötchenreihen der Hinterlappen korrespondieren. Kurz vor dem Treffpunkt der Kiele, die von den hinteren Lappen kommen, sitzt eine längsovale Basalgrube. Anwachsstreifung ist häufig.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Art unterscheidet sich von *A. asymmetrica* durch die mehr symmetrische Form der Plattform und durch die rundlichen Lappen.

Vorkommen: Seither nur in der oberen Adorfstufe beobachtet.

Material: Die Art ist nicht sehr häufig; etwa 20 Exemplare.

***Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST**

Taf. 10 Fig. 1—8, 12, 15, 20; Abb. 6

- 1934 *Ancyrognathus irregularis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 242, Taf. 19 Fig. 1, 2, 10 (non Fig. 4, 16 = *A. bifurcata*).
 1945 *Ancyrognathus triangularis* n. sp. — YOUNGQUIST, S. 356, Taf. 54 Fig. 7.
 1947 *Ancyrognathus irregularis* BRANSON & MEHL — YOUNGQUIST, S. 97 Taf. 25 Fig. 21.
 1956 *Ancyrognathus euglypheus* STAUFFER — HASS, Taf. 4 Fig. 27.
 1956 *Ancyrognathus* sp. A. — HASS, Taf. 4 Fig. 1.
 1957 *Ancyrognathus amana* n. sp. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1095, Taf. 138 Fig. 5a, b.
 1957 *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST — MÜLLER & MÜLLER, S. 1097, Taf. 137 Fig. 3, 6a, b.
 1957 *Ancyrognathus* sp. A. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1097, Taf. 142 Fig. 10.

Holotyp: *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST 1945, Taf. 54 Fig. 7.

Beschreibung: Die Plattform hat dreieckigen Umriß und besteht aus einem Vorderteil, einem Hinterlappen und einem mehr oder weniger seitlich gerichteten zweiten Hinterlappen. In der Seitenansicht ist sie gewölbt, die tiefste Stelle liegt am Hinterende des Hinterlappens, der meist etwas stärker nach unten gekrümmt ist als der mehr seitlich gerichtete Lappen. Vorne ist die Plattform ein Stück eingetrogt und trägt dort meist zwei Reihen von Knötchen (auf jeder Seite des Blattes eine), die oft zu undeutlichen Rippen verschmelzen können. Die übrige Plattform ist in der Regel mit Knötchen besetzt, die sich bei adulten Stücken zu deutlichen Graten oder Rippen zusammenschließen können. Diese bilden dann, vor allem auf dem Hinterlappen, Quergrate.

Das freie Blatt ist kurz, besteht aus seitlich zusammengepreßten Zähnen, die dicht oder miteinander in Berührung stehen, ist vorne oder gleich hinter seinem Vorderrand am höchsten und setzt sich als festes Blatt nach hinten über die Plattform fort. Dieses besteht aus verschmolzenen Knötchen, die nach hinten niedriger werden und bei adulten Exemplaren zu einer Leiste verschmelzen können. Bei diesen Exemplaren kann es sich auf dem Hinterlappen fast verlieren, da dort die Querrippen das Bild beherrschen. Vom festen Blatt zweigt in Höhe des Seitenlappens eine sekundäre Knötchenreihe auf diesen ab, die fast immer bis an das spitze oder zugespitzte Ende dieses Lappens führt und nach dorthin an Höhe etwas zunimmt. Der Abzweigwinkel (gemessen zwischen dem vorderen festen Blatt und der Seitenlappenreihe) variiert sehr stark und beträgt immer 90° und mehr (Ausnahme ein einziges Exemplar, das einen Winkel von etwa 80° besitzt). Der Winkel, gemessen zwischen dem hinteren Teil des festen Blattes und der Seitenlappenreihe (= keel angle bei MÜLLER & MÜLLER 1957), schwankt zwischen 90° und etwa 125°.

Die Unterseite ist glatt, besitzt einen relativ breiten Umschlag und trägt scharfe Kiele, die den Verlauf des Blattes und der Seitenlappenreihe nachzeichnen. Sie werden nach den drei Ecken der Plattform etwas höher. An ihrem Treffpunkt im Zentrum befindet sich eine dreieckige oder dreiseitig gerundete kleine Basalgrube.

Variationsbreite und Beziehungen: Die Art hat eine erhebliche Variationsbreite. Wie schon erwähnt, schwankt der Winkel zwischen dem Blatt und der sekundären Knötchenreihe beträchtlich. Mit dieser Erscheinung geht eine Umwandlung in der Symmetrie der Plattform vor sich. Besonders interessant ist, daß sich aus den Jugendformen, die alle einen rechten Winkel besitzen, adulte Formen entwickeln, die an zwei gegenüberliegenden Extremen der Variationsbreite liegen. Sie sind durch lückenlose Zwischenstadien miteinander verbunden. Abb. 6 zeigt die gesamte Variationsbreite:

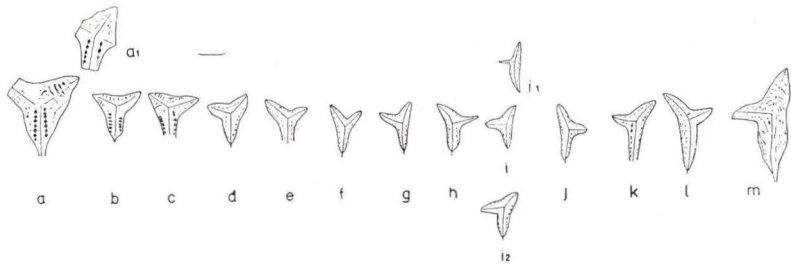


Abb. 6. Variationsbreite von *A. triangularis*. Erläuterungen im Text.

Von der Ausgangsform (i) entwickelt sich einmal die adulte Form (m), die den asymmetrischen Bau der Plattform beibehalten hat. Nach der anderen Seite geht die Entwicklung einen anderen Weg dadurch, daß der Seitenlappen etwas nach hinten zeigt und gleichzeitig etwas vergrößert und durch Anpassung des Winkels ein anderes Endglied (a) hervorbringt. Die Formen a_1 , i_1 und i_2 sind noch besondere Varianten, wobei vor allem i_2 durch den vorderen Winkel von etwas weniger als 90° auffällt und bei a_1 ein zusätzlicher Lappen angedeutet wird. Die Formen der ganzen Variationsreihe fanden sich in den meisten Fällen in jeweils derselben Probe. Es ist nicht möglich, die Variationsreihe in verschiedene Arten aufzuteilen.

Die auf Taf. 10 abgebildeten Formen sind in die auf Abb. 6 gezeigte Reihe wie folgt einzufügen:

- Fig. 1 zwischen Abb. c und d
- Fig. 2 zwischen Abb. h und i
- Fig. 3 entspricht Abb. m
- Fig. 4 entspricht Abb. i_1
- Fig. 5 entspricht Abb. l
- Fig. 6 zwischen Abb. l und f
- Fig. 7 zwischen Abb. i und j
- Fig. 12 zwischen Abb. f und g

Das Exemplar auf Taf. 10 Fig. 12 vermittelt zu *Ancyrognathus iowaensis* YOUNGQUIST 1947, die sich durch die Ausbildung und Bezählung des Seitenlappens unterscheidet, gehört aber noch in die Variationsbreite der vorliegenden Art.

MÜLLER & MÜLLER (1957) beobachteten schon eine Variation des Winkels und bildeten zwei Stadien ab. Innerhalb der vorstehend aufgezeigten Variationsbreite liegt ihre Art *Ancyrognathus amana* MÜLLER & MÜLLER 1957 und ihr *Ancyrognathus* sp. A. Das von HASS (1956) auf Taf. 4 Fig. 27 als *Ancyrognathus euglypheus* abgebildete Exemplar entspricht etwa der auf Abb. 6 a abgeschiedenen Form, während *Ancyrognathus* sp. A (HASS, 1956, Taf. 4 Fig. 1) der Abb. 6 f entspricht.

Vorkommen: Die oben abgebildete gesamte Variationsbreite ist auf die mittlere Adorfstufe beschränkt und reicht gerade noch in die obere Adorfstufe hinein. Sie wurde am Martenberg erstmals in der Probe 6 (= tiefstes toI γ) und letztmals in der Probe 9 (= obere Grenzalkbank) beobachtet. Das Auftreten in den anderen Profilen (Wildungen und Sessacker) stimmt damit vollkommen überein.

(Siehe Tabellen).

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Genus *Avignathus* LYS & SERRE 1957

1957 AVIGNATHUS n. gen. — LYS & SERRE, S. 797—798.

Gattungsdiagnose (erweitert): Bilateralsymmetrische Conodonten mit einem Hauptast (in der Symmetrieebene), von dem vorne unter einem nach vorne geöffneten Winkel zwei bezähnelte Seitenäste abzweigen. Über deren Schnittpunkt kann ein Hauptzahn entwickelt sein. Die Oberkante des Hauptastes trägt eine (meist alternierende) Bezählung, die nach hinten an Höhe gewinnen kann. In der Mitte oder in der hinteren Hälfte zweigen unter variablem Winkel zwei zueinander symmetrische Seitenäste von wechselnder Länge ab, die nach hinten geöffnet sind; ihre Symmetrieebene wird von dem Hauptast gebildet. Sie können in der Aufsicht gerade, konkav oder konvex sein. Ihre Bezählung ist ähnlich der des Hauptastes. Auf dem Schnittpunkt der hinteren Seitenäste mit dem Hauptast kann ein gegenüber den anderen etwas vergrößertes Zähnchen sitzen. Die Unterkanten aller Äste sind scharf; es ist keine Basalgrube ausgebildet.

Genotyp: *Avignathus beckmanni* LYS & SERRE 1957.

Avignathus orthoptera n. sp.

Taf. 12 Fig. 13a, b, 14a, b

Derivatio nominis: Nach griechisch: $\delta\rho\rho\theta\acute{o}\varsigma$ = gerade und $\pi\tau\epsilon\rho\acute{o}\nu$ = Flügel; nach der Ausbildung der hinteren Seitenäste.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 13a, b abgebildete Exemplar (Zi 1958/178).

Locus Typicus: Steinbruch Schmidt an der Ense bei Bad Wildungen.

Stratum typicum: Probe 6 = dicht über dem unteren Kellwasserkalk.

Vorliegend: 20 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Avignathus* mit in der Aufsicht geraden oder schwach konvexen (konkav außen) hinteren Seitenästen, einem Hauptzahn über dem Ansatzpunkt der vorderen Seitenäste und einem größeren Zähnchen auf dem Scheitel der hinteren Astabzweigung.

Beschreibung: Die vorderen Äste bilden einen Winkel von mehr als 90° miteinander, sind seitlich zusammengepreßt, etwas nach unten gezogen und tragen eine Bezähnelung aus dichtstehenden, schlanken, gleichgroßen Zähnchen. Sie setzen am Hauptast an einer Stelle an, über der ein im Querschnitt rundlicher Hauptzahn thronet. An dieser Stelle ist der Hauptast in der Seitenansicht am breitesten, wird dicht dahinter schmaler und gewinnt zum Hinterende wieder etwas an Breite. In der Seitenansicht ist letzteres etwas nach unten gekrümmt. Die Bezähnelung des Hauptastes ist alternierend, der Art, daß zwischen jeweils zwei größeren einige kleinere Zähnchen stehen. Sie sind alle nach hinten geneigt, und die größeren nehmen nach hinten noch an Größe zu. In der Mitte der Länge des Hauptastes setzen unter einem Winkel von $60-80^\circ$ zwei schräg nach hinten verlaufende Seitenäste an, die in der Aufsicht gerade oder schwach konkav sind (konkav außen). Sie tragen dieselbe Bezähnelung wie der Hauptast und erreichen am Ansatzpunkt nicht ganz die Breite des Hauptastes, so daß in der Seitenansicht dessen Unterkante hervorschaut. Die Unterkante aller Äste ist scharf, Basalgrube nicht ausgebildet.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art unterscheidet sich von *A. beckmanni* LYS & SERRE durch die Ausbildung der hinteren Seitenäste, die bei *A. beckmanni* nach innen konkav sind. Außerdem hat die neue Art im Gegensatz zu dieser einen deutlichen Hauptzahn über dem Scheitel der vorderen Seitenäste und die hinteren Seitenäste sind hinten genau so lang wie der Hauptast.

Avignathus sp. LYS & SERRE 1957, S. 798 gehört wahrscheinlich der neuen Art an.

Lebenszeit: Vereinzelt in der mittleren Adorfstufe, häufiger in der oberen Adorfstufe.

Genus *Falcodus* HUDDLE 1934

1934 *Falcodus* n. gen. — HUDDLE, S. 272.

Genotyp: *Falcodus angulus* HUDDLE 1934.

Falcodus guntharii n. sp.¹⁾

Taf. 12 Fig. 4, 5, 6, 7

Derivatio nominis: Nach meinem Freund, Herrn Dr. GÜNTHER BISCHOFF, Gewerkschaft Elwerath, Hannover.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 4a, b abgebildete Exemplar (Zi 1958/168).

Locus typicus: Sessacker bei Oberscheld, Schurf I.

Stratum typicum: Cephalopodenkalke des toI(β) γ mit *Manticoceras* sp. und *Otarion stigmatophthalmus*. I, 8.

Material: Weit über 100 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Falcodus* mit folgenden Besonderheiten: Der Vorderast steht in einem Winkel von $90-120^\circ$ zum Hinterast und ist um $20-40^\circ$

¹⁾ Die Art wurde mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Dr. GÜNTHER BISCHOFF hier veröffentlicht, der sie in seiner Dissertation (Marburg 1956, unveröffentlicht) als *Falcodus brevidens* neu beschrieb. Da dieser Name nach den Regeln der Nomenklatur als nom. nud. gilt und um Verwechslungen zu vermeiden, wurde die Art mit vorstehendem Namen belegt.

aus dessen Ebene nach innen gedreht. In der Seitenansicht ist er vorne, der Hinterast am Hinterende sehr breit. Die Basis der Äste ist durch Wülste an beiden Seiten verdickt.

Beschreibung: Der Vorderast steht in einem Winkel von 90° (oder etwas weniger) bis 120° zum Hinterast. Er ist bis zu 40° aus der Ebene des Hinterastes nach innen gedreht. In der Seitenansicht ist er vorne oder dicht dahinter am breitesten. Seine Bezähnelung setzt sich aus einer großen Anzahl getrennt stehender oder bis zu ihren freien Spitzen miteinander verschmolzener Zähne zusammen, die meist auf den Hauptzahn hin gekrümmt sind. Sie sind vorne oder gleich dahinter am höchsten.

An ihrer Basis läuft auf beiden Seiten ein deutlicher Wulst nach hinten, der meist direkt hinter dem Vorderende beginnt. Unterhalb des Wulstes ist der Querschnitt des Vorderastes keilförmig ausgezogen. Auf der Kulmination der Wölbung zwischen den Ästen steht der senkrechte oder schwach nach vorne geneigte Hauptzahn, der doppelt so breit ist wie die übrigen Zähne. Oft ist er schwach nach hinten gekrümmt.

Der Hinterast, in der Seitenansicht gerade, in der Aufsicht oft schwach seitlich gebogen, ist fast doppelt so lang wie der Vorderast. Seine Zähne sind meist niedrig und nehmen nur nach dem Hinterende an Länge zu. Sie sind von flach-ovalem Querschnitt, stehen getrennt oder können auch an ihrer Basis miteinander verschmolzen sein.

An ihrer Basis ziehen an den Seiten des Astes Wülste entlang, die mit denen vom Vorderast in Verbindung stehen. Unterhalb der Wülste kann der Hinterast vor allem im hinteren Teil im Querschnitt ebenfalls zugespitzt sein.

Unter dem Hauptzahn befindet sich eine kleine Basalgrube, deren Außenrand oft etwas ausgeweitet sein kann.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art unterscheidet sich im Verhältnis des Hinter- zum Vorderast, durch die Bezähnelung und durch den in der Seitenansicht geraden Hinterast von *Falcodus* sp. HUDDLE (1934, Taf. — Fig. 5).

Lebenszeit: Vom tiefen toI(β) γ bis in das tiefe toId. Durch die Häufigkeit und durch das begrenzte Auftreten hat diese Form einen guten Leitwert.

***Falcodus* n. sp.**

Taf. 12 Fig. 8

Es liegen einige Exemplare vor. Sie scheinen eng mit *F. guntharii* n. sp. verwandt zu sein, unterscheiden sich aber dadurch, daß bei ihr der Vorderast fast doppelt so lang ist wie der Hinterast. Dazuhin ist der Winkel zwischen den Ästen etwas kleiner und der Hinterast im Verhältnis viel breiter und blattförmiger als bei *F. guntharii* n. sp.

Lebenszeit: Vereinzelt in der oberen Adorfstufe.

***Gnamptognathus* n. gen.**

Derivatio nominis: Nach griechisch: *γναμπρός* = poetische Form von in die Runde gebogen und *γναθός* = Kiefer; nach den Biegungen der Äste.

Diagnose: Blattförmige Conodonten mit kurzem, bezähneltem, nach unten gebogenem und seitwärts verdrehtem Vorderast. Hauptzahn nicht immer deutlich aus-

geprägt. Er steht etwa auf der Kulmination der Wölbung zwischen Vorder- und Hinterast. Der Hinterast ist zwei- bis dreimal so lang wie der Vorderast, stark nach unten gekrümmt und seitwärts in die Runde gebogen. Auf dem Vorderast setzt unter einem spitzen Winkel zu diesem ein kleines meist dreieckiges Ästchen auf, das ebenfalls bezähnt ist.

Beziehungen: Bestehen zu gewissen Formen von *Falcodus variabilis*, doch hat dieser niemals auf dem Vorderast ein zusätzliches Zähnchen (siehe Taf. 12 Fig. 21). Beziehungen bestehen auch zur Gattung *Scutula* SANNEMANN 1955 durch die schüssel-förmige Verbiegung der Äste, doch ist diese Gattung immer bilateral-symmetrisch. Durch die *Scutula venusta* SANNEMANN 1955 (siehe Taf. 12 Fig. 17, ein etwas unsymmetrisches Exemplar) wird ein Übergang zur neuen Gattung angedeutet.

Genotyp: *Gnamptognathus walliseri* n. sp.

***Gnamptognathus walliseri* n. gen., n. sp.**

Taf. 12 Fig. 15, 16, 18, 19, 20, 23

Derivatio nominis: Nach Herrn Kollegen Dr. O. H. WALLISER, Marburg.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 18, 19 abgebildete Exemplar (Zi 1958/182).

Locus typicus: Stbr. Schmidt/Ense bei Bad Wildungen.

Stratum typicum: 1,60 m über dem unteren Kellwasserkalk = toIδ (nach Conodonten) Wi/10.

Vorliegend: 12 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der neuen Gattung *Gnamptognathus* mit nach unten gekrümmtem und seitlich verdrehtem Vorderast, dessen Zähnchen nach dem Hauptzahn, der oft undeutlich ist, an Größe zunehmen und sich bei diesem häufen. Der Hinterast ist lang, in die Runde gebogen und nach unten gekrümmt. Der Vorderast trägt ein kleines Ästchen, das schräg zum Hauptzahn verläuft und dessen Zähnchen in die des Vorderastes einmünden.

Beschreibung: Der Vorderast ist nach unten gezogen und etwas nach der Seite dreht. Seine Oberkante trägt eine Reihe von dicht stehenden, spitzen Zähnchen, die zum Hauptzahn größer werden. Die letzten zwei bis vier werden genau so lang wie dieser oder etwas länger, sie sind schlank und spitz und dicht an den Hauptzahn gelehnt. Der Hauptzahn, manchmal etwas kräftiger als diese, ist oft etwas stärker gekrümmt. Der lange Hinterast ist in der Seitenansicht nach unten gekrümmt und sehr stark nach der Seite gebogen (die Biegung erfolgt der Drehung des Vorderastes entgegen). Er trägt eine große Zahl schlanker, etwa gleichgroßer Zähnchen, die oft an ihrer Basis miteinander verschmolzen sind und freie Spitzen tragen. Sie sind alle mehr oder weniger stark zum Hauptzahn hin geneigt oder schwach gekrümmt.

Der Vorderast trägt ein kleines, in sich gebogenes, bezähntes Ästchen, das unter spitzem Winkel zur Zahnkante desselben ansetzt. Es verläuft schräg zum Hauptzahn, seine Zähnchen passen sich meist in die langen des Vorderastes vor dem Hauptzahn an, so daß dort eine starke Anhäufung von Zähnchen entsteht.

Die Unterseite aller Äste ist scharf, Basalgrube nicht ausgebildet.

Beziehungen und Bemerkungen: Beziehungen bestehen zu *Falcodus variabilis* SANNEMANN 1955. Die neue Art unterscheidet sich aber durch das zusätzliche

Ästchen auf dem Vorderast (siehe auch Gattungsdefinition) und durch die Anhäufung von Zähnchen um den Hauptzahn.

Genus *Icriodus* BRANSON & MEHL 1938

1934 *Icriodus* nom. nud. — BRANS. & MEHL, S. 225.

1938 *Icriodus* n. gen. — BRANS. & MEHL, S. 159.

Genotyp: *Icriodus expansus* BRANSON & MEHL 1938.

Icriodus n. sp.

Taf. 9 Fig. 22

Es liegen wenige Exemplare vor, die den allgemeinen Bauplan der Gattung *Icriodus* zeigen. Sie unterscheiden sich durch die Ornamentierung der an *I. symmetricus* oder *I. nodosus* erinnernden Basalgrube, die im vorderen Teil auf jeder Seite eine Knötchenreihe bzw. einzelne Knötchen zeigt.

Dadurch erinnert sie auch etwas an die Formen der Art *I. latericrescens*, unterscheidet sich aber durch das Fehlen von Spornen. Bei letzterer Art tragen diese Sporne eine Skulptierung, doch zeigen sie in eine andere Richtung und liegen sich bei *I. bilatericrescens* um 180° gegenüber (siehe BRANSON & MEHL 1938 und ZIEGLER 1956).

Auftreten: Martenberg Probe 7 = mittlere Adorfstufe, Sessacker-Schurf I, Probe 2 = mittlere Adorfstufe und Martenberg Probe 10 = obere Adorfstufe.

Genus *Lonchodina* ULRICH & BASSLER 1926

1926 *Lonchodina* n. gen. — ULR. & BASS., S. 30f.

Genotyp: *Lonchodina typicalis* ULR. & BASS.

Lonchodina pirsoni n. sp.

Taf. 9 Fig. 13, 14

Derivatio nominis: Nach Herrn Prof. Dr. A. PIRSON, Ordinarius für Botanik an der Universität Marburg (Jetzt Göttingen).

Holotyp: Das auf Taf. 9 Fig. 14 abgebildete Exemplar (Zi 1958/127).

Locus typicus: Klippe im Tagebau Martenberg.

Stratum typicum: Probe 6 = tiefes toI(β) γ .

Vorliegend: Mehr als 50 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Lonchodina* mit folgenden Besonderheiten: Der Hinterast ist schwach nach unten gekrümmt oder geknickt und nach der Seite gebogen oder geknickt. Der Hauptzahn sitzt meist vor dem Knickpunkt. Der Vorderast ist gewöhnlich etwas kürzer, kann aber auch genau so lang sein wie der Hinterast. Beide Äste tragen schlanke, getrennt stehende Zähnchen von flachovalem Querschnitt.

Beschreibung: Der Vorderast ist in der Seitenansicht breit und trägt einige schlanke, meist einzeln stehende Zähnchen von flachovalem Querschnitt. Der Hauptzahn ist länger und breiter als die anderen Zähnchen und steht vor dem Knickpunkt, an dem der breite Hinterast nach unten und nach der Seite abgelenkt ist. Dieser

trägt ebenfalls schlanke, getrennt stehende Zähnchen, die schwach nach hinten geneigt sind. Unter dem Hauptzahn kann oft eine kleine Basalgrube ausgebildet sein.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich durch den Sitz des Hauptzahnes und die Abbiegung und -krümmung des Hinterastes von den anderen Arten der Gattung. Sie erinnert etwas an *Apatognathus lipperti* BISCHOFF.

Lebenszeit: Vom tiefen toI(β) γ bis in das toId. Durch ihre Häufigkeit scheint sie einen gewissen Leitwert für diese Schichten zu haben.

Genus *Palmatodella* ULRICH & BASSLER 1926

1926 *Palmatodella* n. gen. — ULR. & BASS., S. 41.

Genotyp: *Palmatodella delicatula* ULR. & BASS.

Palmatodella orthogonica n. sp.

Taf. 12 Fig. 11, 12

Derivatio nominis: Latinisiertes griechisches Wort für: rechtwinklig; nach dem Winkel zwischen den beiden Ästen.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 12 abgebildete Exemplar (Zi 1958/177).

Locus typicus: Stbr. Schmidt auf der Ense bei Bad Wildungen.

Stratum typicum: Bank über dem unteren Kellwasserkalk (toI(β) γ) = höchster Teil der mittleren Adorfstufe.

Vorliegend: Mehr als 15 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Palmatodella* mit einem Winkel von 90° oder geringfügig mehr zwischen den beiden Ästen.

Beschreibung: Der Vorderast ist schmal, gerade und trägt eine große Zahl getrennt stehender Zähnchen, die alle stark gegen den Hauptzahn geneigt sind.

Dieser sitzt auf der Kulmination der Wölbung, ist zwei- bis dreimal so groß wie die übrigen Zähnchen und ist etwas aus der Ebene der Äste herausgeneigt. Der Hinterast liegt in derselben Ebene wie der Vorderast, ist am Anfang wesentlich breiter, wird nach hinten schmaler und sieht so in der Seitenansicht dreieckig aus. Manchmal ist er hinten ganz schwach verdreht. Seine Zähnchen sind größer als die des Vorderastes, stehen getrennt und werden nach hinten etwas kleiner. Sie stehen senkrecht auf dem Ast oder können, vor allem die vorderen, schwach gegen den Hauptzahn geneigt sein.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art unterscheidet sich von *P. delicatula* und *P. unca* vor allem durch den Winkel zwischen den Ästen, der bei diesen immer stumpf ist, und durch die Bezählung des Hinterastes. Unterschied zu *Apatognathus lipperti* (siehe Taf. 12 Fig. 10, 23): Die Äste liegen bei dieser Art nicht in einer Ebene.

Lebenszeit: Seither nur in der mittleren und oberen Adorfstufe beobachtet.

Genus *Palmatolepis* ULRICH & BASSLER 1926

1926 *Palmatolepis* n. gen. — ULR. & BASS., S. 49.

Genotyp: *Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926.

Das wichtigste Gattungsmerkmal ist die Ausbildung eines Zentralknötchens, das im Wachstumszentrum sitzt. Mit Hilfe dieses Merkmals kann man die Gattung von den Formen der Gattung *Polygnathus* abtrennen, die im Umriß und der Ausbildung der Plattform *Palmatolepis* sehr ähneln.

Bemerkungen zum Ursprung der Gattung *Palmatolepis* und zu ihrer „phylogenetischen“ Entwicklung

MÜLLER (1956) leitet die Gattung *Palmatolepis* von der Gattung *Polygnathus* ab. BISCHOFF & ZIEGLER (1957) erklären ihre *Polygnathus dubia asymmetrica* zur Ausgangsform für die Entwicklung von *Palmatolepis*. Es erscheint angebracht, diese Frage etwas näher zu erläutern, wozu sich das vorliegende Material in trefflicher Weise anbietet. Aus den hier untersuchten und in Frage kommenden Horizonten liegen mehrere 1000 Formen der Gattungen *Polygnathus* und *Palmatolepis* vor, die in vollkommener Weise dazu geeignet sind.

Im höheren Mitteldevon (bzw. in dem neuerdings ausgeschiedenen Grenzhorizont zwischen *Maenioceras*-führendem Mitteldevon und sicheren Pharcicerassichten des tiefen Oberdevons) beherrschen zahlreiche Arten der Gattung *Polygnathus* das Bild der Conodontenfaunen (siehe auch BISCHOFF & ZIEGLER 1957). Es sind dort zwei große morphologisch verschiedene Gruppen dieser Gattung zu beobachten:

1. Eine Formengruppe mit relativ schmalen, langgestrecktem Umriß in der Aufsicht, bei der die Plattformränder mehr oder weniger stark aufgebogen sind und die Plattformoberfläche mit verschiedenartigen Ornamentierungen versehen ist (Querrippen, Knötchen usw.). Hierher gehören z. B. *Polygnathus linguiformis*, *P. pennata*, *P. caelata*, *P. beckmanni*, *P. rugosa* usw.

2. Daneben kommen Formen vor, die sich durch eine in der Aufsicht breite, flach-ovale, im Querschnitt flache oder konkav-konvexe Plattform auszeichnen. Die Plattformoberflächen dieser Formen sind mit mehr oder weniger gut ausgebildeten Knötchen und randlichen Rippen versehen. Zu dieser Gruppe gehören z. B. *P. cristata*, *P. dengleri*, *P. dubia dubia* und *P. dubia asymmetrica*¹⁾.

Hier sollen in erster Linie die beiden letztgenannten Formen interessieren, da sie, wie unten erläutert wird, die Ausgangsformen für die Entwicklung zur Gattung *Palmatolepis* darstellen.

Polygnathus dubia dubia HINDE (genaue Beschreibung siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957, S. 88).

Diese Form zeichnet sich durch einen gleichmäßig ovalen Umriß der Plattform aus. Das Hinterende ist spitz und wie bei fast allen Formen der Gattung *Polygnathus* hinten nach unten gekrümmt. Die Längsachse ist in der Aufsicht leicht seitlich gebogen. Das freie Blatt ist kurz, setzt sich nach hinten fort und teilt die Plattform in zwei symmetrische Hälften. Die Unterseite zeigt einen Kiel und im hinteren Teil eine Basalgrube mit meist asymmetrisch aufgebogenen Rändern. Aus dieser Form geht durch Verbreiterung der einen Plattformhälfte die andere Unterart, *Polygnathus dubia*

¹⁾ Eine Zusammenfassung dieser Gruppen in Untergattungen wird vorläufig noch nicht als notwendig erachtet. Sie würde durch Einführung der Untergattungsnamen eine zusätzliche Belastung der Literatur darstellen.

asymmetrica hervor (siehe Taf. 1 und Erläuterungen, dort sind die beiden Formen dargestellt). Gleichzeitig scheint sich die Basalgrube zu verkleinern. Der sonstige Habitus bleibt gleich. Bei *P. dubia dubia* war die Basalgrube bekanntlich in den meisten Fällen schwach asymmetrisch, bei *P. dubia asymmetrica* wird meistens eine kleine ovale Basalgrube beobachtet. Zwischenstadien zwischen den beiden Formen wurden ebenfalls gefunden.

Bei den beiden Unterarten ist auf der Unterseite ein Umschlag schon ausgebildet, wenn auch oft undeutlich.

Aus *Polygnathus dubia asymmetrica* wird dann durch schärferes Herauspräparieren eines Lappens und durch die Bildung eines deutlichen, wenn auch oft kleinen Zentralknötchens *Palmatolepis transitans*. Beim typischen *P. transitans* erinnert die Biegung des Innenlappens schon an ein Dreieck, während er bei *Polygnathus dubia asymmetrica* meist noch einen gleichmäßig konvexen Bogen bildet.

Bei *P. transitans* verläuft das Blatt völlig gerade. Die breiteste Stelle der Plattform liegt weit vor dem Zentralknoten.

Es gibt eine ganze Anzahl Übergangsstadien, bei denen z. B. der Lappen schon *transitans*-Tendenz hat, aber noch kein Zentralknötchen ausgebildet ist; diese Formen werden noch zu *Polygnathus* gestellt. Mit zunehmender Annäherung an die typische Form von *P. transitans* wird die Basalgrube immer weiter reduziert, meist ist dann gar keine vorhanden oder eine noch viel kleinere als bei *Polygnathus d. asymmetrica*.

Aus *P. transitans* entwickelt sich dann *Palmatolepis martenbergensis*. Bei ihr ist das feste, über die Plattform verlaufende Blatt vor und hinter dem Zentralknötchen schwach sigmoidal angelegt. Das Zentralknötchen selbst ist merklich größer geworden. Der Umschlag ist wie bei *P. transitans* noch sehr breit. Aus *P. martenbergensis* ist ganz deutlich die neue Art, *P. proversa*, herzuleiten. Sie zeichnet sich durch ein stärker sigmoidales Blatt aus, der Umschlag ist noch breit, die Skulptur grob und der Lappen sitzt noch vor dem Zentralknoten. Ebenfalls aus *P. martenbergensis* sind die „triangularen“ Formen wie *P. subrecta*, aus diesem wiederum durch stärkere Differenzierung des Innenlappens und durch die rückläufige Verbiegung des Blattes *P. rhenana*, *P. unicornis* usw. entstanden. Bei diesen letzten Formen nimmt auch die Breite des Umschlages deutlich gegenüber den älteren Formen ab. Die jüngeren Formen wie *P. ultima* und *P. perlobata* dürften sich z. T. aus *P. subrecta*, z. T. aus *P. rhenana* entwickelt haben.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß von unten nach oben eine Reduzierung in der Breite und Skulptur der Plattform bei den Arten vor sich geht. Auf Grund des reichen Materials kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, daß die gesamte, von MÜLLER auch als Untergattung *Manticolepis* abgeschiedene Gruppe den Rang einer „Population“ besitzt, innerhalb der lediglich Unterarten oder Variationen vorkommen und beschrieben werden dürften.

Da jedoch über die natürlichen zoologischen Zusammenhänge der einzelnen Formen nichts bekannt ist und um die Literatur durch Verlassen des einmal eingebürgerten Schemas nicht zu belasten, werden weiterhin die Formen nach dem binären System als Arten abgeschieden.

***Palmatolepis charlottae* MÜLLER**

Taf. 7 Fig. 11 a, b, 9, 12

V 1956 *Palmatolepis charlottae* n. sp. — MÜLLER, S. 20—21, Taf. 2 Fig. 14—16.

Es wurden nur wenige Exemplare dieser Art gefunden. Es liegt der Verdacht nahe, daß es sich um eine Variation der Art *P. subrecta* handelt, die noch innerhalb der Variationsbreite liegt, was auch schon bei MÜLLER (1956, Taf. 2) zum Ausdruck kommt. Dort gleichen die Fig. 18, 19 (= *P. subrecta* mit „*charlottae*-Tendenz“) fast genau der Fig. 16 (= *Palmatolepis charlottae*). Die Art wird vorläufig als selbständig weitergeführt.

Lebenszeit: Nur vereinzelt in der mittleren Adorfstufe angetroffen.

***Palmatolepis crepida* SANNEMANN**

Taf. 9 Fig. 5, 7, 12

V 1955b *Palmatolepis crepida* n. sp. — SANNEMANN, S. 134, Taf. 6 Fig. 21, Abb. 1.

V 1956 *Palmatolepis crepida* SANNEMANN — BISCHOFF, S. 128, Taf. 8 Fig. 31, 32; Taf. 10 Fig. 9.

V 1956 *Palmatolepis linguiformis* n. sp. — MÜLLER, S. 24, Taf. 7 Fig. 1—7.

Holotyp: *Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955b.

Der Vergleich der Holotypen von *P. crepida* und *P. linguiformis* ergab, daß letztere ein jüngeres Synonym von *P. crepida* ist. Geringfügige Unterschiede, z. B. in der Biegung des festen Blattes hinter dem Zentralknoten, liegen innerhalb der Variationsbreite und werden auch sichtbar im vorliegenden Material. Bei Taf. 9 Fig. 5 ist diese Partie des festen Blattes („Kamm“ bei MÜLLER 1956) gerade, während sie bei Taf. 9 Fig. 7 deutlich gebogen ist.

Das Hinterende variiert sehr stark in seiner Anlage (siehe auch MÜLLER 1956). Oft ist es in der Seitenansicht schwach nach unten gekrümmt, gerade oder sogar nach oben gebogen. Die Lage des Zentralknotens ist im allgemeinen weit vorne, schwankt aber leicht, wie Taf. 9 Fig. 5 und 7 zeigen. Die Skulptierung setzt sich aus zahllosen Knötchen zusammen, die oft (bei adulten Exemplaren) verschmelzen oder radiale Leisten bilden können. Juvenile Exemplare sind häufig glatt.

Lebenszeit: Einsetzen in der oberen Adorfstufe (Wildungen Probe 11 = 0,60 m) unter dem oberen Kellwasserkalk. Sie kommt noch in der unteren Cheilocerasstufe vor (siehe SANNEMANN 1955b).

***Palmatolepis foliacea* YOUNGQUIST**

Taf. 7 Fig. 8, 16

1945 *Palmatolepis foliaceus* n. sp. — YOUNGQUIST, A., 364, Taf. 56 Fig. 11, 12.

1957 *Palmatolepis (Manticolepis) foliacea* (YOUNGQUIST) — MÜLLER & MÜLLER, S. 1102, Taf. 140, Fig. 6—9.

Lectotyp: *Palmatolepis foliacea* YOUNGQUIST 1945, Taf. 12 (ausgelesen von MÜLLER & MÜLLER 1957).

Die Plattform ist mehr oder weniger oval, im Hinterteil stark nach unten gekrümmt. Der Innenrand ist vorne gerade, hinten gleichmäßig stark konvex, der Lappen ist nicht deutlich durch Einschnürungen hervorgehoben. Bei einigen Exemplaren ist

nahe dem Hinterende eine kleine Einschnürung dieses Randes beobachtet. Der Außenrand ist gleichmäßig konvex bis zum Hinterende. Die Plattform ist mit schwachen Knoten besetzt, die sich am Außenrand und vorderen Innenrand zu radialen Rippen bei adulten Exemplaren zusammenschließen können. Das freie Blatt ist kurz und nicht sehr hoch und wird nach hinten als festes Blatt allmählich niedriger. Die Zähnchen stehen dicht. In der Aufsicht ist es bis kurz vor das deutliche Zentralknötchen gerade und wird dann etwas sigmoidal.

Die Unterseite zeigt einen niedrigen Kiel, der das Blatt nachzeichnet. Der Umschlag ist breit.

Bemerkungen und Beziehungen: Diese Form wird zum ersten Male in Europa nachgewiesen und rangiert hier, genau wie in Amerika, zwischen dem Auftreten von *P. martenbergensis* und *Ancyrognathus asymmetrica* (siehe MÜLLER & MÜLLER 1957, S. 1075, Tab. 2).

Lebenszeit: Oberer Teil der mittleren Adorfstufe.

Material: 25 Exemplare.

Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER

Taf. 7 Fig. 3—7, 10, 13

1957 *Palmatolepis hassi* n. sp. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1102, Taf. 139 Fig. 2, Taf. 140, Fig. 2, 4.

?V 1956 *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN — MÜLLER, Taf. 3, Fig. 23a, b.

(Synonymie siehe bei MÜLLER & MÜLLER 1957).

Holotyp: *Palmatolepis hassi* MÜLLER & MÜLLER 1957, Taf. 140, Fig. 4.

Diese Form zeichnet sich durch eine große und breite Plattform und durch den meist schrägen Vorderrand des freien Blattes aus. Der Innenlappen sitzt vor dem Zentralknoten. Das freie Blatt ist kurz und deutlich sigmoidal. Hinter dem Zentralknoten verliert es sich meistens bald oder kann als Knötchenreihe zum Hinterende reichen. Der Innenlappen ist abgerundet oder spitz. Der zwischen ihm und dem Hinterende liegende Innenrand ist, durch zwei Einschnürungen begrenzt, meist stärker konvex gebogen. Diese Partie ist in der Seitenansicht stark nach oben gewölbt.

Der Kiel auf der Unterseite ist durchlaufend, vorne und hinten am höchsten. Eine kleine Basalgrube ist oft unter dem Zentralknoten ausgebildet. Ein Nebenkiel ist bei den meisten Exemplaren entwickelt, reicht aber oft, von der Spitze des Lappens kommend, nicht bis zur Basalgrube. Der Umschlag ist breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Eng verwandt mit *P. subrecta*, unterscheidet sich diese Art durch die im Verhältnis größere und breitere Plattform, durch das schräge Vorderende des freien Blattes und durch den breiten Umschlag.

Die Art wurde erstmals in Europa nachgewiesen, ist relativ häufig und läßt sich in den Faunen gut erkennen. Das von MÜLLER (1956, Taf. 3 Fig. 23a, b) als *P. triangularis* abgebildete Exemplar gehört wahrscheinlich zu dieser Art, wofür der breite Umschlag spricht.

Lebenszeit: Tiefster Teil der mittleren Adorfstufe bis Basis der oberen Adorfstufe.

Material: Über 100 Exemplare.

***Palmatolepis martenbergensis* MÜLLER**

Taf. 2 Fig. 4—7; Taf. 3 Fig. 1—10

- V 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) martenbergensis* n. sp. — MÜLLER, S. 19, Taf. 1 Fig. 3—8; Taf. 2 Fig. 10—13.
V 1957 *Palmatolepis triangularis martenbergensis* MÜLLER — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 82, Taf. 14 Fig. 14, 15.
V 1957 *Palmatolepis triangularis triangularis* SANNEMANN — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 82, Taf. 14 Fig. 13.
1957 *Palmatolepis (Manticolepis) martenbergensis* MÜLLER — MÜLLER & MÜLLER, S. 1104, Taf. 142 Fig. 6.

Holotyp: *Palmatolepis (Manticolepis) martenbergensis* MÜLLER 1956, Taf. 1 Fig. 5a, b.

Diese charakteristische Form hat eine große, grob skulptierte Plattform mit weit vorne liegenden Innenlappen. Das Blatt und der Kiel sind sehr schwach sigmoidal. Im Gegensatz zu MÜLLER 1956 wurden oft Exemplare beobachtet, die eine Knötchenleiste auf dem Innenlappen besitzen („Nebenkamm“ bei MÜLLER). Dagegen ist ein Kiel auf der Unterseite dieses Lappens ganz selten angedeutet. Der Umschlag ist breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Diese Art wurde von MÜLLER & MÜLLER 1957 auch aus Amerika genannt. Es bestehen Beziehungen zu *P. proversa* n. sp., die sich unterscheidet durch den stärker sigmoidalen Verlauf des Blattes, den stark nach vorne gerichteten Innenlappen und durch die etwas schlankere Form. Über die phylogenetische Bedeutung von *P. martenbergensis* siehe S. 58.

Lebenszeit: Vom sicheren toI α (am Martenberg) bis an die Basis der oberen Hälfte des toI(β) γ .

Material: Weit über 1000 Exemplare.

***Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER**

Taf. 9 Fig. 9

- 1926 *Palmatolepis perlobata* n. sp. — ULR. & BASS., S. 49, Taf. 7 Fig. 19—23.

Lectotyp: *Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926, Taf. 7 Fig. 22 (ausgelesen von MÜLLER 1956).

Zu dieser Form gehören langgestreckte Exemplare wie z. B. auf Taf. 9 Fig. 9 abgebildet. Die Formengruppe, zu der die von BISCHOFF (1956, Taf. 9, Fig. 2, 3), SANNEMANN (1955a, Taf. 24 Fig. 5) und die von MÜLLER (1956) als *P. schindewolfi* und *P. maxima* beschriebenen Exemplare gehören, bedarf einer Neubearbeitung, die vom Verfasser schon in Angriff genommen wurde.

Beziehungen und Bemerkungen: Diese Form unterscheidet sich von den dreieckigen Formen durch die langgestreckte Plattform, durch den kleinen, spitzen, schräg nach vorne gerichteten Innenlappen und durch das in der Seitenansicht hochgebogene Hinterende. Sie ist wohl aus den schmalen Formen von *P. rhenana* oder *P. ultima* hervorgegangen. Auf eine Synonymieliste wurde verzichtet, da die Bearbeitung noch nicht abgeschlossen ist.

Lebenszeit: Die Form setzt ein an der Basis des oberen Kellwasserkalkes (= toI δ).

Material: Aus den vorliegend bearbeiteten Schichten (Stbr. Schmidt bei Wildungen) 20 Exemplare, sonst einige 100 Exemplare.

***Palmatolepis proversa* n. sp.**

Taf. 3 Fig. 11, 12; Taf. 4 Fig. 1—14

Derivato nominis: proversus = lat.; nach vorne gerichtet; nach der Ausbildung des Innenlappens und des Nebenkiels.

Holotyp: Das auf Taf. 4 Fig. 11 abgebildete Exemplar (Zi 1958/43).

Locus typicus: Martenberg, Klippe im alten Tagebau.

Stratum typicum: Probe 7 = mittlere Adorfstufe.

Vorliegend: Mehr als 200 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Palmatolepis* mit relativ stark sigmoidalem Blatt, einem weit vorne liegenden Lappen, dessen Vorderrand senkrecht oder schräg von vorne auf das Blatt zuläuft und meist aufgebogen ist. Die Unterseite des Innenlappens trägt einen Kiel, der unter einem Winkel von 45° zum Längskiel auf das Wachstumszentrum zuläuft. Der Umschlag ist breit, selten Andeutung einer winzigen Basalgrube.

Beschreibung: Die Plattform ist relativ schlank und in der Seitenansicht im Hinterteil schwach nach unten gebogen, gerade oder (bei zwei Exemplaren) leicht nach oben gebogen. Der Plattformaußenrand ist gleichmäßig konvex, hinten etwas stärker, vorne manchmal gerade und zeigt kurz vor dem Hinterende meist eine kleine Einschnürung und ist vorne meist aufgebogen. Der Innenrand, meist an der gleichen Stelle ansetzend, ist vorne schwach konvex und aufgebogen, schnürt sich aber dann etwa auf der Hälfte der Strecke zwischen Zentralknoten und Vorderkante des freien Blattes ein, springt dann seitlich stark vor (senkrecht zum Blatt oder schräg zum Vorderende), biegt konvex nach hinten, um bald (in Höhe des Zentralknotens) einen mehr oder weniger starken Sinus zu bilden. Von dort verläuft er wieder konvex zum Hinterende oder kann manchmal noch, kurz bevor er dieses erreicht, einen weiteren Sinus bilden. Das Hinterende ist meist spitz. Durch die Aufbiegung der Plattformränder ist im vorderen Teil ein Trog sehr wohl ausgebildet. Meist zeigen dieser Teil der Plattform und der Innenlappen Randverstärkungen in Form von Querrippen. Die übrige Plattform ist dicht mit mehr oder weniger groben Knötchen besetzt. Das freie Blatt ist kurz und mäßig hoch, es wird zum Zentralknoten hin gleichmäßig niedriger und besteht aus dicht stehenden, gleichbreiten Zähnchen von ovalem Querschnitt. In der Aufsicht ist es vorne gerade und kurz vor dem Zentralknoten deutlich geschwungen. Der hinter diesem liegende Teil des festen Blattes setzt sich aus schnell niedriger werdenden Knötchen zusammen, die oft nicht ganz das Hinterende erreichen. Es ist stark sigmoidal oder gar nach außen geknickt.

Die Unterseite zeigt einen das Blatt nachzeichnenden, durchlaufenden Kiel, der im Zentrum niedriger wird. Bei wenigen Exemplaren ist im Zentrum eine winzige Basalgrube ausgebildet. Von hier verläuft unter einem Winkel von 45° ein Kiel zur Spitze des Innenlappens, der bei einigen Exemplaren zum Zentrum hin etwas undeutlich oder auch dort überhaupt nicht beobachtet wird. Der Umschlag ist breit und zeigt oft Querfältelung.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art unterscheidet sich von *P. martenbergensis* durch die schlankere Form, das stärker sigmoidale Blatt und den unter 45° zum Längskiel verlaufenden Kiel auf dem Innenlappen.

Die von BISCHOFF (1956, Taf. 9 Fig. 7, 13) als *Palmatolepis* n. sp. abgebildeten Exemplare gehören wahrscheinlich der neuen Art an, sie sind allerdings extrem schlank und langgestreckt. Auf S. 48 wurde bereits darauf hingewiesen, daß in dem sog. „oberen Kellwasserkalk“ von Bicken, aus dem BISCHOFF seine 1956 beschriebene Fauna erhielt, auch unterer Kellwasserkalk des toI γ enthalten sein muß. Das würde das Auftreten dieser Formen leichter erklären. Die neue Art wurde sonst nur im toI(β) γ angetroffen und erreicht dessen Obergrenze nicht. Hier sei auch noch ganz kurz auf die übrige *Palmatolepis*-Fauna BISCHOFFS von Bicken eingegangen: Es werden von ihm *P. tenuipunctata* und *P. glabra* angegeben. Diese wurden bei den laufenden Untersuchungen im Stbr. Bicken von H. P. WITTEKINDT im oberen Kellwasserkalk nicht angetroffen. Sie setzen erst über diesem ein. Auch im oberen Kellwasserkalk vom Stbr. Schmidt an der Ense (siehe Tab. 4) kommen diese Formen noch nicht vor. Die Tatsache, daß es in Bicken über dem oberen Kellwasserkalk einen dritten „schwarzen Horizont“ gibt (freundliche persönliche Mitteilung von Herrn H. P. WITTEKINDT, Marburg), erklärt vielleicht diese Diskrepanz, d. h. es könnte durchaus möglich sein, daß zur Gewinnung BISCHOFFS (1956) Fauna Kalkmaterial aus den drei schwarzen Horizonten aufgesammelt worden ist. Auch MÜLLER (1956) unterscheidet nicht streng in oberen und unteren Kellwasserkalk. Seine Zusammenstellung auf S. 39 unter „Kellerwald“ enthält einige Angaben über den sog. „Kellwasserkalk-Horizont“, wobei dieser generell als oberer Teil der *Manticoceras*-Stufe abgeschieden wird. Dabei ist es auf Grund seiner angegebenen Conodonten durchaus möglich, daß seine Proben Nr. 203, 210, 205, 207, 202, 38 auch dem unteren Kellwasserkalk entstammen können.

Das von MÜLLER & MÜLLER (1957, Taf. 142 Fig. 12a, b) als *Palmatolepis* sp. beschriebene Exemplar gehört der neuen Art an.

Lebenszeit: Sicheres toIa (am Martenberg, Probe 3) bis in die mittlere Adorfstufe (toI(β) γ). Die Art erreicht nicht die Obergrenze dieser Zone.

Palmatolepis rhenana BISCHOFF

Taf. 4 Fig. 15, 16; Taf. 5 Fig. 1—10; Taf. 6 Fig. 1—3, 7; Taf. 8 Fig. 20, 25;
Taf. 9 Fig. 3

V 1956 *Palmatolepis rhenana* n. sp. — BISCHOFF, S. 129, Taf. 8 Fig. 26—28; Taf. 10 Fig. 7.

V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) n. sp. a — MÜLLER, S. 20, Taf. 2 Fig. 20a, b.

?V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *charlottae* n. sp. — MÜLLER, S. 20, Taf. 2 Fig. 15 (non Fig. 14, 16).

V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *prominens* n. sp. — MÜLLER, S. 22, Taf. 5 Fig. 25, 26, 28—30.

V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) aff. *prominens* n. sp. — MÜLLER, S. 22, Taf. 3 Fig. 27.

V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *nasuta* n. sp. — MÜLLER, S. 23, Taf. 6 Fig. 31—35.

? 1957 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *amana* n. sp. — MÜLLER & MÜLLER, S. 1101, Taf. 140 Fig. 5.

Holotyp: *Palmatolepis rhenana* BISCHOFF 1956, Taf. 8 Fig. 27.

Charakteristisch für diese Form ist die meist schlanke Ausbildung der Plattform, die relativ hohe Vorderkante des freien Blattes und der stark differenzierte Innenlappen. In der Diagnose (BISCHOFF 1956) wird angegeben, daß der Innenlappen „meist“ schwach nach hinten gekrümmt ist und eine Zähnenreihe trägt. MÜLLER 1956, dessen *P. prominens* ein jüngeres Synonym ist, scheidet die Formen mit geradem oder nach vorne gerichtetem Lappen ohne Knötchenreihe als *P. nasuta* ab. Eine Form mit geradem Innenlappen mit Zähnenreihe trennt er als *Palmatolepis* n. sp. ab.

In den vorliegenden Faunen wurden Formen beobachtet, die alle diese erwähnten Kombinationen zeigen:

Einmal solche mit rückwärts gerichtetem Innenlappen mit Zähnenreihe und hohem Blatt, dieselben Formen ohne Zähnenreihe auf dem Lappen, Formen mit geradem Lappen mit und ohne Zähnenreihe und Formen mit nach vorne gerichtetem Lappen mit Zähnenreihe und hohem Blatt. Auch die Formen, die der Variation entsprechen, die MÜLLER als *P. nasuta* abscheidet, zeigen häufig ein hohes Blatt. Alle genannten Formen kommen oft in der gleichen Probe vor, und eine Unterscheidung scheint nicht gerechtfertigt zu sein.

Nach stratigraphisch höheren Schichten entwickelt sich die Tendenz, den Innenlappen zu verkleinern, es entsteht eine Form, die auf Taf. 9 Fig. 3 abgebildet ist (von dieser Variation wurden über 50 Exemplare gefunden). Daraus entwickeln sich dann die als *P. perlobata* beschriebenen Formen, und gleichzeitig zeigt die Abwärtskrümmung des Hinterendes eine rückläufige Tendenz.

Im allgemeinen geht die Entwicklung von *P. rhenana* von einer etwas breiteren Form in der mittleren Adorfstufe zu immer schmäleren Formen in der oberen Adorfstufe, dabei variiert die Richtung des Innenlappens; alle anderen Merkmale bleiben erhalten.

Lebenszeit: Die Art setzt etwa in der Mitte des toI(β) ein und reicht bis in das höchste toId. Sie ist also im Gegensatz zu den Angaben BISCHOFFS (1956) und MÜLLERS (1956) nicht auf die obere Adorfstufe beschränkt.

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL

- 1934 *Palmatolepis subperlobata* n. sp. — BRANS. & MEHL, S. 235, Taf. 18 Fig. 11, 21.
 non 1947 *Palmatolepis subperlobata* Br. & M. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 513, Taf. 75 Fig. 13, 14. (= *P. hassi* — siehe MÜLLER & MÜLLER 1957).
 V 1955a *Palmatolepis subperlobata* ULR. & BASS. — SANNEMANN, Taf. 24 Fig. 1.
 V 1955b *Palmatolepis subperlobata* BRANSON & MEHL — SANNEMANN, S. 135—136, Taf. 6 Fig. 23.
 1956 *Palmatolepis subperlobata* Br. & M — HASS, Taf. 3 Fig. 5—9 [non Fig. 4 = *ultima* n. sp.].
 V 1956 *Palmatolepis subperlobata* Br. & M. — BISCHOFF, S. 131, Taf. 10 Fig. 8 (? Taf. 8 Fig. 29, 33).

Lectotyp (hiermit): *Palmatolepis subperlobata* BRANSON & MEHL (1934 Taf. 18 Fig. 11).

Die Art umfaßt Formen mit dreieckiger Plattform, die glatt bis chagriniert sind. Sie erinnert im Umriß an *P. subrecta*, unterscheidet sich aber durch das hochgebogene Hinterende und die fehlende Ornamentierung. Das Blatt ist sigmoidal und hinter dem Zentralknoten meist nur als schwache Leiste angedeutet. Auf dem spitzen oder abgerundeten Innenlappen (in Höhe des Zentralknotens) führt manchmal eine Leiste, die nicht die Spitze des Lappens erreicht. Die Unterseite zeigt einen Kiel von vorne nach hinten, der im Zentrum am niedrigsten ist. Häufig ist ein Nebenkiel auf den Lappen entwickelt oder angedeutet. Der Umschlag ist schmal.

Beziehungen und Bemerkungen: Unterschied zu *P. flabelliformis* STAUFFER 1938 (sensu MÜLLER & MÜLLER 1957) durch das hochgebogene Hinterende und die feine Skulptur. Aus diesen Formen entwickelt sich *P. quadrantinodosalobata* SANNE-MANN 1955a. Unterschiede zu *P. ultima* n. sp. durch die Skulptur.

Lebenszeit: Im toIδ — etwa 1,00 m über dem unteren Kellwasserkalk im Steinbruch Schmidt einsetzend. Im SS II, Bank 28, also etwas über der Basis des toIδ einsetzend. Die Art ist in der *Cheiloceras*-Stufe noch bekannt. Sie setzt vereinzelt ein. Diese Form konnte leider aus technischen Gründen nicht mehr in die Tabellen aufgenommen werden. Sie setzt etwa zur gleichen Zeit wie *Palmatolepis ultima* ein, überlebt diese aber und wird in der *Cheiloceras*-stufe noch sehr häufig beobachtet.

Material: Aus den vorliegenden Horizonten etwa 40 Exemplare, sonst einige 100 Stück.

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST

Taf. 7 Fig. 14—15; Taf. 8 Fig. 1—16, 18—19, 21—23?, 24; Taf. 9 Fig. 1, 4

1947 *Palmatolepis subrecta* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 513, Taf. 75 Fig 7, 8, 11, ?9, 10.

V 1955a *Palmatolepis triangularis* n. sp. — SANNE-MANN, S. 327, Taf. 24 Fig. 3.

V 1956 *Palmatolepis triangularis* SANNE-MANN — BISCHOFF, S. 131, Taf. 8 Fig. 23, 24.

V 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) triangularis* (SANNE-MANN) — MÜLLER, S. 21 bis 22, Taf. 2 Fig. 17—19 (?); Taf. 3 Fig. 21—33; Taf. 4 Fig. 1—19.

non V 1957 *Palmatolepis triangularis triangularis* SANNE-MANN — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 82, Taf. 14 Fig. 13 (= *P. martenbergensis*).

Lectotyp: *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947, Taf. 75 Fig. 8 (ausgelesen von MÜLLER & MÜLLER, 1957 S. 1104).

Diese Art ist die zahlenmäßig häufigste Form in der Adorfstufe. Sie ist charakterisiert durch die stark sigmoidale Anlage des Blattes, die etwa dreieckige, stark differenzierte Plattform, die hinten stark nach unten gebogen ist. Der Umschlag ist nicht so breit, die Skulpturierung nicht so grob wie bei *Palmatolepis martenbergensis*.

Beziehungen und Bemerkungen: Beziehungen und Übergänge bestehen zu allen Arten der Gattung in der *Manticoceras*-Stufe, Beziehungen zu amerikanischen Formen siehe bei MÜLLER (1956, S. 22). Bei Betrachtung der Vertreter dieser Art innerhalb der *Manticoceras*-Stufe wurde eine schwache Reduzierung der Plattform und eine Verfeinerung in der Skulptur nach stratigraphisch jüngeren Schichten hin beobachtet. Oft ist bei Formen der oberen Adorfstufe das Blatt etwas stärker sigmoidal. Vielleicht können Formen, wie z. B. auf Taf. 9 Fig. 1 abgebildet, als selbständig abgetrennt werden.

Über die Beziehungen zu *P. martenbergensis* siehe S. 58.

Die auf Taf. 8 Fig. 21—23 abgebildeten Formen werden mit ? zu dieser Art gestellt. Sie zeigen eine deutliche Tendenz zu *P. coronata* MÜLLER 1956. Wegen des geringen Materials kann über die Zugehörigkeit bzw. die Gültigkeit dieser Art nicht entschieden werden.

Lebenszeit: Vereinzelt im sicheren toI α (wenige untypische Exemplare), nimmt die Häufigkeit im toI(β) γ sehr stark zu und hält im oberen Kellwasserkalk (= höchstes toI δ) noch an. Von SANNEMANN 1955a wird die Art noch aus dem toII α (untere *Cheiloceras*-Stufe) angegeben. Sie wurde aber sonst seither noch niemals in sicherem toII α gefunden. Auch in der ungewöhnlich reichen Fauna (SANNEMANN 1955b — Schichten mit *Cheiloceras verneuili* MSTR.) wird sie von SANNEMANN selbst nicht erwähnt.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. J. HELMS, Humboldtuniversität Berlin, tritt sie in einem makrofaunistisch nicht sicheren Grenzhorizont zwischen toI und toII noch auf, variiert aber dort so stark, daß sie häufig von *P. quadrantinodosalobata* und *P. subperlobata* nicht zu unterscheiden ist.

Material: Mehrere 1000 Exemplare.

Palmatolepis transitans MÜLLER

Taf. 1 Fig. 9, 11—13; Taf. 2 Fig. 1—3, 8

- V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *transitans* n. sp. — MÜLLER, S. 18, Taf. 1 Fig. 1, 2.
 V 1956 *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *cruciformis* n. sp. — MÜLLER, S. 19, Taf. 2 Fig. 9a, b.
 V 1957 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 81, Taf. 16 Fig. 23 bis 27.

Holotyp: *Palmatolepis* (*Manticolepis*) *transitans* MÜLLER 1956, Taf. 1 Fig. 1a—c.

Diese Art bildet die stratigraphisch erste Form der Gattung. Sie hat sich aus *Polygnathus dubia dubia* HINDE über *Polygnathus dubia asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER nach dem auf S. 58 beschriebenen Schema entwickelt. Charakteristische Merkmale der Art: Der gerade Verlauf des Blattes in der Aufsicht, der große, im allgemeinen weit vorne sitzende Innenlappen, die grobe Skulptierung und der breite Umschlag. Der Zentralknoten ist oft noch nicht deutlich entwickelt, das Hinterende ist stark nach unten gebogen.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von *P. martenbergensis* durch den geraden Verlauf des Blattes und durch den nicht so deutlich herauspräparierten Innenlappen. Die Formen, die von MÜLLER (1956) als *P. cruciformis* beschrieben wurden (es sind insgesamt drei Exemplare), gehören in die Variationsbreite. Es wurden im vorliegenden, reichen Material alle Übergänge zwischen Formen ohne Knötchenreihe auf dem Innenlappen und solche mit Knötchenreihe beobachtet. Das Knötchen auf der Außenhälfte bei MÜLLERS Holotyp (1956, Taf. 2 Fig. 9, beschädigtes Exemplar) scheint eine pathologische oder senile Erscheinung zu sein. Im vorliegenden Material (weit über 1000 Exemplare) wurde nicht ein einziges Exemplar entdeckt, das diese Erscheinung zeigt.

Lebenszeit: Erstmals auftretend in den auf S. 16 näher erläuterten Grenschichten (am Martenberg), letztmals beobachtet im mittleren Teil der mittleren *Manticoceras*-Stufe.

Material: Mehr als 1000 Exemplare.

***Palmatolepis ultima* n. sp.**

Taf. 9 Fig. 2, 6, 10

- 1934 *Palmatolepis perlobata* ULR. & BASS. — BRANS. & MEHL, S. 234, Taf. 18 Fig. 12, 23 bis 25.
 1947 *Palmatolepis subperlobata* BR. & M. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 513, Taf. 75 Fig. 13 (non Fig. 11, 14).
 1956 *Palmatolepis subperlobata* BR. & M. — HASS, Taf. 3 Fig. 4 (non Fig. 5—9 = *P. subperlobata*).

Derivatio nominis: ultimus = der letzte; diese Form ist die stratigraphisch am spätesten einsetzende grobskulptierte *Palmatolepis* - Art in der Adorfstufe.

Holotyp: Das auf Taf. 9 Fig. 2 abgebildete Exemplar (Zi 1958/110).

Locus typicus: Sessackerschurf II.

Stratum typicum: Bank 27 = unterer Teil der ob. *Manticoceras*-Stufe.

Vorliegend: Aus dem behandelten Material 40 Exempl., sonst mehrere 100.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Palmatolepis*, die sich durch eine grobe Skulptur und durch ein nach oben gebogenes Hinterende auszeichnet. Die Plattform ist verhältnismässig groß und dreieckig. Eine Leiste reicht oft vom Zentralknötchen bis zur Spitze des Innenlappens, oft verliert sie sich unterwegs.

Beschreibung: Der Außenrand setzt zwischen dem Vorderende und dem Zentralknötchen an und verläuft gleichmässig konvex zum spitzen Hinterende. Der Innenrand, weit vorne oder direkt am Vorderrand ansetzend, springt zu einem großen Innenvorsprung vor. Dieser liegt in den meisten Fällen in Höhe des Zentralknötchens. In der Seitenansicht ist das Hinterende hochgebogen, oft allerdings nur schwach. Das Blatt ist relativ stark gebogen, vorne am höchsten und aus dicht stehenden Knötchen zusammengesetzt. Hinter dem großen, oft etwas seitlich (nach innen) versetzten Zentralknötchen setzt es sich nur als schwacher Grat fort, der das Hinterende meist nicht erreicht. Die Oberfläche der Plattform ist noch deutlich grobskulptiert, wobei sich die Skulptur aus Graten und Riefeln zusammensetzt, die oft, wie bei Taf. 9 Fig. 10, radial angeordnet sind.

Die Unterseite zeigt oft Anwachsstreifung und einen durchlaufenden Kiel, der vorne und hinten am höchsten wird. Ein Nebenkil verläuft auf der Unterseite des Innenlappens, ist aber meist auf den spitzen Teil beschränkt.

Bemerkungen und Beziehungen: Die neue Art unterscheidet sich von *P. subrecta* durch die Skulptur und durch das hochgebogene Hinterende.

Lebenszeit: Einsetzend zusammen mit *P. subperlobata*, etwas oberhalb der Grenze mittlere/obere *Manticoceras*-Stufe. Die Art stirbt aus im Grenzbereich *Manticoceras*-/*Cheiloceras*-Stufe (freundliche mündliche Mitteilung der Herren Dr. THURSCHE und Dipl. Geol. HELMS).

***Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST**

Taf. 6 Fig. 4—6, 8—14; Taf. 7 Fig. 1—2; Taf. 8 Fig. 17

- 1947 *Palmatolepis unicornis* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 514, Taf. 75 Fig. 15.
 V 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) wildungensis* n. sp. — MÜLLER, S. 22, Taf. 4 Fig. 20; Taf. 5 Fig. 21—24.

Holotyp: *Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST 1947, Taf. 75 Fig. 15.

Diese Art zeichnet sich durch einen extrem hohen Zahn am Vorderrand des freien Blattes aus. Eine Knötchenleiste vom Zentralknoten auf den Innenlappen ist angedeutet oder ausgebildet. MILLER & YOUNGQUIST geben keinen Nebenkiel auf der Unterseite des Lappens an.

Bemerkungen und Beziehungen: MÜLLER stellt seine Art *P. wildungensis* auf, die ebenfalls vorne ein extrem hohes Zähnen hat, gibt aber als Unterschied zu *P. unicornis* das Fehlen eines Nebenkiels bei diesem an und außerdem sei der Umschlag schmaler und die Zähnen des Blattes weitgehend verschmolzen und breiter.

Alle diese Erscheinungen liegen in der Variationsbreite des vorliegenden Materials. Es wurden zahlreiche Exemplare beobachtet, bei denen ein Nebenkiel fehlt, ebenfalls variiert die Umschlagbreite. Eine weitgehende Verschmelzung der Zähnen des Blattes tritt immer wieder in bestimmten Lebensstadien auf. Aus diesen Gründen ist eine Aufspaltung in zwei Arten nicht möglich.

Lebenszeit: Mittlerer Teil des toI(β) γ bis toI δ (im oberen Kellwasserkalk noch beobachtet).

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Palmatolepis sp.

Taf. 8 Fig. 26

Es liegt ein einzelnes Exemplar aus dem hohen toI γ von Wildungen vor, das ovalen bis runden Umriß der Plattform besitzt. Ein freies Blatt ist nicht vorhanden. Das in der Aufsicht etwas schmalere Hinterende ist sanft nach unten gebogen. Das feste Blatt beschränkt sich vor und hinter dem Zentralknoten auf 1—3 Knötchen und reicht weder zum Vorder- noch zum Hinterrand der Plattform. Es ist schwach sigmoidal. Die Unterseite ist glatt, außer einem niedrigen Kiel, der Umschlag ist breit.

Bemerkungen und Beziehungen: Es sind keine Beziehungen zu anderen Arten vorhanden. Vielleicht handelt es sich um ein pathologisches Exemplar, bei dem das freie Blatt während der Lebenszeit abgebrochen wurde und das die Bruchstelle wieder so verheilte, daß keine Spur der Verletzung zurückblieb.

Genus *Polygnathus* HINDE 1879

Genotyp: *Polygnathus dubius* HINDE 1879.

Von dieser Gattung werden nur die phylogenetisch wichtigen Formen wie *P. dubia dubia* und *P. dubia asymmetrica* und eine neue Art beschrieben (siehe S. 57f.). Von der Beschreibung der anderen Arten der Gattung wurde aus Platzgründen Abstand genommen, da sie kürzlich (siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957) Gegenstand intensiverer Bearbeitung waren. Hervorzuheben bleibt nur noch folgendes:

Zum ersten Male wurden auch zahlreiche Formen der Gattung gefunden, die MÜLLER & MÜLLER (1957) letztens wieder beschrieben. Es handelt sich um Formen wie *Polygnathus angustidisca* YOUNGQUIST 1945 (bei MÜLLER & MÜLLER = *Cteno-polygnathus angustidisca*), *Polygnathus amana* MÜLLER & MÜLLER 1957, *Polygnathus granulosa* BRANSON & MEHL 1934. Beschreibung und Abbildung siehe bei MÜLLER & MÜLLER 1957. Diese Formen wurden bestimmt und sind in den Tabellen enthalten.

***Polygnathus ancyrognathoidea* n. sp.**

Taf. 9 Fig. 8, 11, 16—20, (?) 21; Abb. 7

Derivatio nominis: Nach dem Überleiten dieser Art zur Gattung *Ancyrognathus*.

Holotyp: Das auf Taf. 9 Fig. 8, 17 abgebildete Exemplar (Zi 1958/119).

Locus typicus: Klippe im Tagebau Martenberg.

Stratum typicum: Martenberg Probe 5 = tiefes toI(β) γ .

Vorliegend: Mehr als 40 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit länglichovaler Plattform, die glatt ist. Das Blatt überragt die Plattform kaum oder nicht, einige Formen können eine seitliche Ausbuchtung anlegen, andere einen deutlichen Seitenlappen entwickeln.

Beschreibung: In der Aufsicht ist die Plattform schmal-oval und erreicht ihre größte Breite zu Beginn des hinteren Drittels, die Längsachse ist schwach seitlich gebogen. In der Seitenansicht ist die Plattform relativ stark abwärts gekrümmt. Die Oberfläche ist glatt und kann bei senilen Exemplaren einige wenige Grate entwickeln.

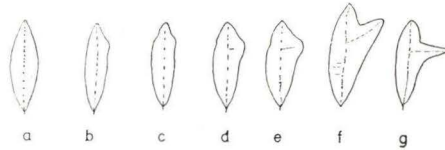


Abb. 7. Variationsbreite von *P. ancyrognathoidea*.

Ein freies Blatt ist nur bei juvenilen Stücken zu beobachten, wo es nur wenig über die Plattform nach vorne hinausragt. Es trägt einige in der Seitenansicht dreieckige Zähnchen, die an ihrer Basis miteinander verschmolzen und vorne am kräftigsten sind. Auch bei adulten Exemplaren, die kein freies Blatt haben, sind die vordersten Zähnchen des festen Blattes immer die kräftigsten. Das feste Blatt setzt sich aus einer großen Anzahl von Zähnchen zusammen, die bei jugendlichen Exemplaren nur an ihrer Basis, bei älteren Stücken aber vollständig miteinander verschmolzen sind, so daß sie im letzten Falle eine durchgehende Leiste bilden. Sie nehmen nach hinten gleichmäßig an Höhe ab, können aber auch kurz vor dem Hinterende noch einmal an Höhe wenig gewinnen. Die Unterseite der Plattform ist glatt, über ihrer ganzen Länge zieht sich in der Mitte ein vorne und hinten höher werdender Kiel hin, der im hinteren Teil der Plattform von einer rundlichen bis asymmetrischen Basalgrube unterbrochen wird. Anwachsstreifung ist oft vorhanden. Der Umschlag ist relativ breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Art variiert in ihrer Ausbildung sehr stark (siehe Abb. 7). Es liegen alle Übergänge vom frühen Jugend- bis zum späten Altersstadium vor. Während bei jugendlichen Exemplaren der Umriß der Plattform völlig gleichmäßig verläuft, stellt sich bald eine leichte Wellung der Plattformränder ein, dann beginnt sich eine Seite etwas auszubuchten. Bald beginnt sich über diese Ausbuchtung eine Knötchenreihe oder ein Grat zu entwickeln. Die Anlage der Ausbuchtung variiert zunächst sehr stark und endet in einer Form, die einen senkrechten Seitenlappen hervorbringt, dessen Umriß dreieckig ist und der eine deutliche Knötchenreihe trägt. Auch in diesem Falle ist die Plattform ohne jegliche Ornamentie-

rung, wodurch sie sich auch von der unmittelbar stratigraphisch darüberfolgenden (sogar noch mit ihr zusammen vorkommend), im Umriß völlig übereinstimmenden *Ancyrognathus triangularis* unterscheidet. Bei dieser tragen selbst die jüngsten Jugendformen eine Ornamentierung. Die ungelappten Formen der neuen Art zeigen Beziehungen zu *Polygnathus sinelamina* im Umriß der Plattform, unterscheiden sich aber durch ihre glatte Oberfläche.

Das auf Taf. 9 Fig. 21 abgebildete Exemplar wird mit ? zur neuen Art gestellt.

Lebenszeit: Vom sicheren höchsten Mitteldevon bis in den tiefen Teil der mittleren Adorfstufe.

Genus ***Roundya*** HASS 1953

Roundya latipennata n. sp.

Taf. 12 Fig. 9

Derivatio nominis: latipennatus = lat.; breitgeflügelt; nach der Ausbildung der Seitenäste.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 9 abgebildete Exemplar (Zi 1958/173).

Locus typicus: Klippe im alten Tagebau am Martenberg.

Stratum typicum: Martenberg Probe 8 (mittlere Adorfstufe).

Vorliegend: Mehr als 15 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Roundya* mit sehr breiten Seitenästen, die in der Mitte wulstartig verdickt sind. Die Seitenäste sind fast so lang wie der Hinterast.

Beschreibung: Der Hauptzahn ist lang und nach hinten gekrümmt. An seiner Basis sehr breit, wird er nach oben schmal und spitz. Er ist von dreieckigem Querschnitt, wobei die Seiten des Dreieckes plan bis schwach konvex sind. Auf seinen Seiten verlaufen je ein scharfer Kiel, die auf die Seitenäste übergehen; auf der Mittellinie seiner Hinterseite einer, der sich auf den Hinterast fortsetzt. Die Seitenäste sind fast so lang wie der Hinterast, setzen in Verlängerung des Hauptzahnes nach unten an und sind stark nach rückwärts gebogen. Sie sind im Querschnitt in der Mitte sowohl auf der Vorder- als auch auf der Hinterseite wulstartig verdickt, nach unten und oben werden sie flacher. Sie tragen auf ihrer Oberkante eine große Anzahl dicht stehender, fast völlig miteinander verschmolzener, schlanker Zähnchen von ovalem Querschnitt. Sie stehen dicht bis an den Hauptzahn, und die ihm benachbarten beiden reichen etwa bis in seine halbe Höhe. Die Unterkanten der Äste sind scharf.

Der Hinterast setzt senkrecht zum Hauptzahn an dessen Basis an. Er ist in der Seitenansicht nur vorne fast so breit wie die Seitenäste und wird nach hinten schmaler.

Seine Oberkante trägt eine Anzahl in der Seitenansicht dreieckiger an ihrer Basis miteinander verschmolzener Zähnchen von flach-ovalem Querschnitt, die nach hinten etwas kräftiger werden können. Oft steht zwischen zwei großen ein kleineres, nur halb so großes. Die Unterkanten der Äste sind scharf und tragen keine Furchen. Die Seitenäste bilden mit dem Hinterast und miteinander einen Winkel von etwa 45°.

Beziehungen und Bemerkungen: Durch die breiten Seitenäste und ihre charakteristische Biegung nach hinten unterscheidet sich die Form von den anderen Arten der Gattung.

Genus *Scutula* SANNEMANN 1955

1955b *Scutula* n. gen. — SANNEMANN, S. 154.

Genotyp: *Scutula venusta* SANNEMANN 1955b.

Scutula sinepennata n. sp.

Taf. 12 Fig. 29, 25

Derivatio nominis; sinepennatus = lat., ohne Flügel, nach dem Fehlen der Vorderäste, die bei *Scutula bipennata* z. B. entwickelt sind.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 29 abgebildete Exemplar (Zi 1958/192).

Locus typicus: Sessacker bei Oberscheld.

Stratum typicum: Schurf II, Bank 41 = toI(β) γ = Kalke mit *Manticoceras cordatum* und *M. intumescens*.

Vorliegend: Mehr als 30 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Scutula* mit folgenden Besonderheiten: Bilateral symmetrische Conodonten, die Seitenäste sind in der Aufsicht schwach nach hinten gekrümmt und oft zu beiden Seiten des Hauptzahnes etwas nach vorne gewölbt. Vorderäste sind nicht entwickelt.

Beschreibung: Bilateralsymmetrisch, stehen die Äste in einem Winkel von weniger als 90° zueinander. Sie liegen etwa in einer Ebene, sind aber in der Aufsicht schwach nach hinten gebogen und leicht gewellt. Auf der Kulmination der Wölbung sitzt ein Hauptzahn, der oft nicht deutlich hervortritt.

Zu beiden Seiten des Hauptzahnes werden die sonst gleichgroßen, zum Hauptzahn geneigten oder gekrümmten Zähnchen der Äste etwas kleiner. Dort ist auch jeweils eine in der Aufsicht zu beobachtende Vorwärtswölbung der Äste deutlich.

Beziehungen und Bemerkungen: Beziehungen bestehen zu gewissen Arten der Gattung *Hibbardella* ULRICH & BASSLER, zeigt aber engere Beziehungen zu den anderen Arten der Gattung *Scutula*, vor allem zu *S. bipennata*, und variiert wie diese in der Ausbildung der entsprechenden Äste sehr stark. So können hier wie dort die Äste an ihren Enden spitz oder gerundet sein, können auch etwas stärker nach hinten gekrümmt sein. Sie unterscheidet sich von *S. bipennata* (vgl. Taf. 12 Fig. 24, 27, 30, 31) durch das Fehlen der beiden Vorderäste. *S. venusta* SANNEMANN (vgl. Taf. 12 Fig. 17, 26, 28) zeigt ähnliche Ausbildung, hat aber einen zusätzlichen Vorderast in der Mitte der Äste.

Lebenszeit: Einsetzend ab toI(β) γ . Häufig vorkommend.

Genus *Spathognathodus* BRANSON & MEHL 1941

1934 *Spathodus* n. gen. — BRANSON & MEHL, S. 46.

1941 *Spathognathodus* n. nom. — BRANSON & MEHL, S. 187.

Genotyp: *Spathodus primus* BR. & M.

Spathognathodus gradatus (YOUNGQUIST)

Taf. 11 Fig. 15, 16

1945 *Mehlina gradatus* n. sp. — YOUNGQUIST, S. 363, Taf. 56 Fig. 3.

1945 *Mehlina irregularis* n. sp. — YOUNGQUIST, S. 363, Taf. 56 Fig. 2.

1957 *Ctenognathus gradata* (YOUNGQUIST) — MÜLLER & MÜLLER, S. 1083, Taf. 135 Fig. 10–11.

Holotyp: *Mehlina gradatus* YOUNGQUIST 1945, Taf. 56 Fig. 3.

Beschreibung: Blattförmiger Conodont, breit in der Seitenansicht und fast gerade. In der Aufsicht ist er schwach seitlich gebogen oder gerade. Die Unterkante zieht vom Vorderende schwach konvex bis etwa zur Mitte und verläuft dann leicht konkav zum Hinterende. Die Oberkante ist auf ihre gesamte Länge bezähnt. Die Zähnen sind sehr regelmäßig, fast gleichgroß (vorne oft etwas größer). Sie sind seitlich zusammengedrückt, stehen dicht oder sind an ihrer Basis miteinander verschmolzen. Die Basalgrube ist sehr schmal und zeigt keine Verbreiterungen.

Beziehungen und Bemerkungen: Beziehungen sind vorhanden zu *Spathognathodus strigosus* (BRANSON & MEHL 1934) Taf. 17 Fig. 17, doch sind dort die Biegungen an der Unterkante (vor allem im vorderen Teil) und die Vorderkante anders ausgebildet (siehe auch MÜLLER & MÜLLER 1957, S. 1083).

Lebenszeit: Höherer Teil der mittleren Adorfstufe (unterer Kellwasserkalk).
Material: 15 Exemplare.

Spathognathodus sannemanni BISCHOFF & ZIEGLER

V 1957 *Spathognathodus sannemanni* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 117—118, Taf. 19 Fig. 15, 19—23, 25.

Holotyp: *Spathognathodus sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER, Taf. 19 Fig. 15, 21 abgebildete Exemplare (Marburg, BIZI 1957/338).

Beim Vergleich des vorliegenden Materials mit dem von BISCHOFF & ZIEGLER abgebildeten stellte sich heraus, daß sich die Formen aus dem höchsten Mitteldevon (bzw. aus den Grenzschichten am Martenberg) deutlich von denen der mittleren Adorfstufe unterscheiden. Es wird in Unterarten aufgeteilt.

Spathognathodus sannemanni sannemanni BISCHOFF & ZIEGLER

Taf. 9 Fig. 15

Holotyp = Typus der Art.

Diagnose = Diagnose der Art (siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957, S. 118).

Stratum typicum: Kalke des obersten Givet.

Spathognathodus sannemanni treptus n. subsp.

Taf. 12 Fig. 1—3

Derivatio nominis: Nach griechisch: $\tau\rho\epsilon\pi\tau\acute{o}\varsigma$ = gedreht. Nach der Ausbildung der hinteren Hälfte des Conodonten.

Holotyp: Das auf Taf. 12 Fig. 1a—c abgebildete Exemplar (Zi 1958/165).

Locus typicus: Klippe im Tagebau Martenberg.

Stratum typicum: Kalke der mittleren Adorfstufe, Martenberg Probe 5.

Vorliegend: Mehr als 40 Exemplare.

Diagnose: Eine Unterart der Gattung *Spathognathodus*, deren Blatt im hinter der Basalgrube gelegenen Teil nach innen gebogen oder geknickt und schwach nach oben gedreht ist.

Beschreibung: In der Aufsicht ist das Blatt im vorderen Teil gerade, biegt bzw. knickt dann im hinteren Teil nach innen um. Diese Biegung oder Knickung ist von

einer schwachen Aufwärtsdrehung begleitet. Die Oberkante des Blattes trägt eine große Anzahl (bis zu 20) in der Seitenansicht meist dreieckige, im Querschnitt ovale Zähnchen, die an ihrer Basis oder bis zu ihren freien Spitzen miteinander verschmolzen sein können. Die vordersten Zähnchen und auch eines im hinteren Teil sind oft breiter und auch etwas höher als die anderen. Die Basalgrube im mittleren Drittel ist relativ klein, wird nur bei adulten Exemplaren etwas größer und besitzt zwei gleichgroße Ausweitungen, die mit zunehmendem Alter etwas größer werden. Die Oberseite der äußeren Ausweitung trägt bei adulten Exemplaren oft ein undeutliches Knötchen.

Die Unterseite wird von einer Furche durchzogen, die sich, von denen Enden herkommend, zur flachen Basalgrube erweitert.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Unterart unterscheidet sich von der typischen Unterart durch das Abbiegen des hinteren Blattanteils und durch ihre Verdrehung. Sie besitzt im Gegensatz zu dieser eine kleinere Basalgrubenausweitung.

Spathognathodus ? n. sp.

Taf. 11 Fig. 13a, b, 14

Es liegen zwei Exemplare aus dem Sessacker-Schurf II, Bank 36 vor. Das Blatt ist vorne sehr hoch und wird nach hinten allmählich niedriger. In der Seitenansicht ist es breit und hinten etwas nach unten gekrümmt. In der Aufsicht ist es schwach nach der Seite gebogen. Die Bezähnelung der Oberkante setzt sich aus getrennt stehenden, seitlich zusammengepreßten Zähnchen zusammen, von denen die drei vordersten am höchsten werden.

Auf der Unterseite ist in der vorderen Hälfte eine scharfe Kante ausgebildet. In der Mitte liegt eine relativ große Basalgrube, die sich nach hinten als Furche fortsetzt. Über der Basalgrube setzt auf jeder Seite, senkrecht zum Blatt, ein Seitenfortsatz an, der unten schwach konkav eingefurcht sein kann.

Beziehungen und Bemerkungen: Die Form zeigt Beziehungen zu juvenilen Stücken der Gattung *Ancyrodella*, mit der sie vielleicht eng verwandt ist. Dann müßte aber auch ein phylogenetischer Zusammenhang zwischen beiden Gattungen bestehen. Ob diese Form eine Rückwandlung von *Ancyrodella* zu *Spathognathodus* oder eine Umwandlung von dieser zu jener darstellt, kann leider wegen zu geringen Materials nicht entschieden werden. In beiden Fällen würde dann *Ancyrodella ioides* n. sp. ein Zwischenstadium darstellen.

Lebenszeit: toI(β) γ /Sessackerschurf II, Bank 36 = mittlere Adorfstufe.

III. Alphabetisches Verzeichnis der Arten mit Autoren

- Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER 1938
Ancyrodella curvata (BRANSON & MEHL 1934)
Ancyrodella gigas YOUNGQUIST 1947
Ancyrodella ioides n. sp.
Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL 1934
Ancyrodella nodosa ULRICH & BASSLER 1926
Ancyrodella rotundiloba (BRYANT 1921)
Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL 1934
Ancyrognathus asymmetrica (ULRICH & BASSLER 1926)
Ancyrognathus bifurcata (ULRICH & BASSLER 1926)
Ancyrognathus calvini MILLER & YOUNGQUIST 1947
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST 1945
Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)
Angulodus gravis HUDDLE 1934
Apathognathus lipperti BISCHOFF 1956
Avignathus orthoptera n. sp.
Bryantodus dignatus STAUFFER 1938
Bryantodus grandis BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Bryantodus multidentis ULRICH & BASSLER 1926
Bryantodus nitidus ULRICH & BASSLER 1926
Bryantodus nobilis STAUFFER 1938
Bryantodus cf. *radiatus* ULRICH & BASSLER 1926
Falcodus aculeatus SANNEMANN 1955b
Falcodus gutharii n. sp.
Falcodus conflexus HUDDLE 1934
Falcodus variabilis SANNEMANN 1955b
Falcodus n. sp.
Gnamptognathus walliseri n. gen. n. sp.
Hibbardella ? *divergens* ZUDDLE 1934
Hibbardella plana THOMAS 1949
Hindeodella brevis BRANSON & MEHL 1934
Hindeodella deflecta HIBBARD 1927
Hindeodella germana HOLMES 1928
Hindeodella subtilis ULRICH & BASSLER 1926
Hindeodella similis ULRICH & BASSLER 1926
Hindeodella unca BISCHOFF 1956
Hindeodella sp.
Icriodus alternatus BRANSON & MEHL 1934
Icriodus cornutus SANNEMANN 1955b
Icriodus curvatus BRANSON & MEHL 1938
Icriodus cymbiformis BRANSON & MEHL 1938
Icriodus expansus BRANSON & MEHL 1938
Icriodus nodosus (HUDDLE 1934)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL 1934
Ligonodina delicata BRANSON & MEHL 1934
Ligonodina falciformis ULRICH & BASSLER 1926
Ligonodina franconica SANNEMANN 1955b
Ligonodina robusta BRANSON & MEHL 1934
Lonchodina brevipennata BRANSON & MEHL 1934
Lonchodina curvata (BRANSON & MEHL 1934)
Lonchodina bicornis HUDDLE 1934
Lonchodina discreta ULRICH & BASSLER 1926
Lonchodina multidentis HIBBARD 1927

- Lonchodina pirsoni* n. sp.
Lonchodina pectinella YOUNGQUIST, HIBBARD & REIMANN 1948
Lonchodina prona ULRICH & BASSLER 1926
Lonchodina pulchra BRANSON & MEHL 1934
Lonchodina projecta ULRICH & BASSLER 1926
Lonchodina torta HUDDLE 1934
Nothognathella abnormis BRANSON & MEHL 1934
Nothognathella angusta STAUFFER 1938
Nothognathella bicristata YOUNGQUIST & MILLER 1948
Nothognathella brevidonta YOUNGQUIST 1947
Nothognathella iowaensis YOUNGQUIST 1945
Ozarkodina elegans (STAUFFER 1938)
Ozarkodina lata BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Ozarkodina macra (BRANSSON & MEHL 1934)
Ozarkodina regularis BRANSSON & MEHL 1934
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Palmatodella orthogonica n. sp.
Palmatodella unca SANNEMANN 1955
Palmatolepis crepida SANNEMANN 1955b
Palmatolepis charlottae MÜLLER 1956
Palmatolepis foliacea YOUNGQUIST 1945
Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER 1957
Palmatolepis martenbergensis MÜLLER 1956
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis rhenana BISCHOFF 1956
Palmatolepis proversa n. sp.
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST
Palmatolepis ultima n. sp.
Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST 1947
Palmatolepis transitans MÜLLER 1956
Polygnathus amana MÜLLER & MÜLLER 1957
Polygnathus ancyrognathoidea n. sp.
Polygnathus angustidisca YOUNGQUIST 1945
Polygnathus beckmanni BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Polygnathus caelata (BRYANT 1921)
Polygnathus dengleri BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Polygnathus decorosa STAUFFER 1938
Polygnathus dubia dubia HINDE 1879
Polygnathus dubia asymmetrica BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Polygnathus granulosa BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus linguiformis HINDE 1879
Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST 1947
Polygnathus pennata HINDE 1879
Polygnathus ordinata BRYANT 1921
Polygnathus peracuta BRYANT 1921
Polygnathus rugosa HUDDLE 1934
Polygnathus ?variabilis BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Polygnathus varca STAUFFER 1940
Polygnathus webbi STAUFFER 1938
Prioniodella aequidens ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodina alata (HINDE 1879)
Prioniodina armata (HINDE 1879)
Prioniodina aversa STAUFFER 1938
Prioniodina cultrata (ULRICH & BASSLER 1926)

- Prioniodina mutabilis* (BRANSON & MEHL 1934)
Prioniodina prona (HUDDLE 1934)
Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)
Roundya aurita SANNEMANN 1955b)
Roundya brevipennata SANNEMANN 1955b
Roundya latipennata n. sp.
Roundya separata (BRANSON & MEHL 1934)
Roundya tumida (BRANSON & MEHL 1934)
Scutula bipennata SANNEMANN 1955b
Scutula sinepennata n. sp.
Scutula venusta SANNEMANN 1955b
Spathognathodus gradatus YOUNGQUIST 1945
Spathognathodus sannemanni sannemanni BISCHOFF & ZIEGLER 1957
Spathognathodus sannemanni treptus n. subsp.

Schriftenverzeichnis

- BISCHOFF, GÜNTHER: Das Profil Amönau bei Marburg und das Alter der Buchenauer Schichten auf Grund von Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**, S. 126—130, Wiesbaden 1955.
 — Oberdevonische Conodonten (toIδ). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 115 bis 137, Wiesbaden 1956.
 BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 138—168, Wiesbaden 1956.
 — — Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**, 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden 1957.
 BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont Studies, No. 1, 2. — Univ. Missouri studies, **8**, No. 1, 2., Columbia 1933.
 — Conodont Studies No. 3. — Univ. Missouri studies, **8**, No. 3, Columbia 1934.
 — — & BRANSON, E. R.: Conodont Studies No. 4. — Univ. Missouri studies, **8**, No. 4, Columbia 1934.
 BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. — J. Paleontol., **12**, S. 156—166, Taf. 26, Tulsa 1938.
 — New and little known Carboniferous conodont genera. — J. Paleontol., **15**, S. 97—106, Taf. 19, 1941.
 BRYANT, W.: The Genesee conodonts. — Buffalo Soc. Nat. Sci. Bull., **13**, S. 1—59, Taf. 1—16, Buffalo 1921.
 CORRENS, C. W.: Bl. Buchenau. — Erl. z. geol. Kte. v. Preuss. etc., Nr. **5117**, Berlin 1934.
 DENCKMANN, A.: Mitteldevon, Oberdevon und Culm des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A., **23**, S. 554—596, Berlin 1905 (für 1902).
 FAY, O. R.: Catalogue of Conodonts. — Univ. Kansas Paleontol. Contr., Vertebrata, art. 3, S. 1—206, 1952.
 FRECH, F.: Geologie der Umgebung von Haiger b. Dillenburg. — Abh. preuß. geol. L.-A., **8**, S. 1—36 (223—258), Taf. 1—3, Berlin 1888.
 HASS, W. H.: Age of Arkansas Novaculite. — Bull., Amer. Assoc. Petrol. Geol., **35**, S. 2526—2641, Taf. 1, 1951.
 — Age and Correlation of the Chattanooga shale and the Maury formation. — U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, **286**, S. 1—45, Taf. 1—5, 1956.
 HINDE, G. J.: On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devonian, in Canada and the United States. — Geol. Soc. London, Quart. J., **35**, S. 351—369, Taf. 16—17, London 1879.
 HOLMES, G. B.: A bibliography of conodonts with descriptions of Early Mississippian species. — U. S. Nat. Mus. Proc., **72**, art. 5, S. 1—38, Taf. 1—11, 1928.

- HUDDLE, J. W.: Conodonts from the New Albany shale of Indiana. — Bull., Amer. Paleontol., **21**, No. 72, S. 1—136, Taf. 1—12, 1934.
- LIEBER, H.: Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. — Bamberg, 1917.
- MATERN, H.: Die Gliederung der Adorfstufe. — Senckenbergiana, **11**, S. 112—132, Frankfurt, 1929 (1929a).
- Die Ostracoden des Oberdevons, I. Teil. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. H. **118**, S. 1—100, Taf. 1—5, Berlin 1929 (1929b).
- Das Oberdevon der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. H. **134**, S. 1—139, Taf. 1—4, Berlin 1934.
- MILLER, A. K. & YOUNGQUIST, W. L.: Conodonts from the type sections of the Sweetland Creek shale in Iowa. — J. Paleontol., **21**, S. 501—517, Taf. 72—75, 1947.
- MÜLLER, K. J.: Zur Kenntnis der Conodontenfauna des europäischen Devon, I. Die Gattung *Palmatolepis*. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges., **494**, S. 1—70, Taf. 1—11, Frankfurt 1956.
- MÜLLER, K. J. & MÜLLER, E. M.: Early Upper Devonian (Independence) Conodonts from Iowa, Part I. — J. Paleontol., **31**, S. 1069—1108, Taf. 135—142, 1957.
- PANDER, C. H.: Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems des russisch-baltischen Gouvernements. — St. Petersburg, S. 1—91, Taf. 1—8, 1856.
- PAECKELMANN, W.: Bl. Adorf. — Erl. geol. Kte. Preussen etc., Nr. **4618**, Berlin 1936.
- RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**, S. 1—268, Taf. 1—5, Wiesbaden 1954.
- RICHTER, RUD. & RICHTER, E.: Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis oberdevonischer Trilobiten. — Abh. preuss. geol. L.-A. N.F. H. **99**, S. 1—314, Taf. 1 bis 12, Berlin 1926.
- SANNEMANN, D.: Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons mit Conodonten. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., **100**, 1955 (1955a).
- Oberdevonische Conodonten (toIIx). — Senckenbergiana leth., **36**, S. 123—156, Taf. 1—6, Frankfurt, 1955 (1955b).
- STAUFFER, C. R.: Conodonts of the Olentangy shale. — J. Paleontol., **12**, S. 411—443, Taf. 48—53, 1938.
- Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. — J. Paleontol., **14**, 417—435, Taf. 58—60, 1940.
- THOMAS, L. A.: Devonian-Mississippian formations of southeast Iowa. — Geol. Soc. Amer., Bull., **60**, S. 403—437, Taf. 1—4, 1949.
- Sweetland Creek (Devonian) conodonts. — J. Paleontol., **24**, S. 497—498, 1950.
- ULRICH, E. O. & BASSLER, R. S.: A classification of the toothlike fossils, conodonts, with description of American Devonian and Mississippian species. — U.S. Nat. Mus. Proc., **68**, art. 12, S. 1—63, Taf. 1—11, 1926.
- WEDEKIND, R.: Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf. — Sitz. Ber. Ges. Naturf. Freunde Berlin, **1**, Berlin 1913.
- Die Genera der *Palaeoammonoidea* (Goniatiten). — Palaeontographica, **62**, S. 86—184, Taf. 14—22, Stuttgart 1917.
- YOUNGQUIST, W. L.: Upper Devonian conodonts from the Independence shale (?) of Iowa. — J. Paleontol., **19**, S. 355—367, Taf. 54—56, 1945.
- A new Upper Devonian Conodont fauna from Iowa. — J. Paleontol., **21**, S. 95—112, Taf. 24—26, 1947.
- YOUNGQUIST & MILLER, A. K.: Additional conodonts from the Sweetland Creek shale of Iowa. — J. Paleontol., **22**, S. 440—450, Taf. 67—68, 1948.
- YOUNGQUIST & PETERSON, R. F.: Conodonts from the Sheffield formation of north-central Iowa. — J. Paleontol., **21**, S. 242—253, Taf. 36—38, 1947.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zogensis-Kalk. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, S. 93—106, Taf. 6, 7, Wiesbaden 1956.

Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“ (Ulmbachtal; Rheinisches Schiefergebirge)

Von

HANS BENDER, Marburg¹⁾

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Durch den Westteil der Hörre wird ein Profil beschrieben. Die stratigraphische Einstufung der „Urfer Schichten“ DENCKMANN'S (1901) von BISCHOFF & ZIEGLER (1956) in das Oberdevon—Unterkarbon wird bestätigt. Die „Phyllite“ KAYSERS (1907) werden als das Liegende der Plattenschiefer (toIII α —toV) erkannt und ins toII β —III α mit Hilfe von Conodonten eingestuft. Eine Verzahnung der vorwiegend grobklastischen Fazies des „Hörre-Ackersystems“ mit der kalkig-tonigen Fazies der Lahnmulde im Nehden und Hemberg wird festgestellt.

Vorbemerkungen

In der stratigraphischen Benennung und Numerierung der Stufen des Oberdevons und Unterkarbons wird die Einteilung WEDEKIND'S zugrunde gelegt: toI = Adorf, toII = Nehden, toIII—IV = Hemberg, toV = Dasberg, toVI = Wocklum; cuI = *Gattendorfia*-, cuII = *Pericyclus*-, cuIII = *Goniatites*-Stufe.

DENCKMANN (1901) stellte bei der Kartierung des Kellerwaldes den Begriff der „Urfer Schichten“ auf. Er verstand darunter eine Serie von Grauwacken, Tonschiefern (Plattenschiefer), kalkigen Tonschiefern mit Monograpten und einzelnen Kalkvorkommen in einer Zone zwischen Moiseheid und Oberurff. Aufgrund der Graptolithenfauna in den kalkigen Schiefern hielt DENCKMANN silurisches Alter der ganzen Serie für wahrscheinlich. Später stellte KAYSER (1907) Schichten der gleichen petrographischen Beschaffenheit in der Hörre fest und verfolgt sie über die Dill bis in die Gegend von Greifenstein (Bl. Herborn).

In neuerer Zeit konnte im Kellerwald von STOPPEL (1958), im Marburger Hinterland von BISCHOFF & ZIEGLER (1956) und in der Hörre durch die laufenden Arbeiten des Verfassers das Alter der „Urfer Schichten“ als oberdevonisch bis unterkarbonisch erkannt werden. STOPPEL (1958) stellte für den Kellerwald fest, daß es sich bei den graptolithenführenden Schiefern lediglich um eingeschuppte Silurfetzen handelt. Das Gleiche gilt für das Silur der Dammühle (ZIEGLER 1957).

Über den „Urfer Schichten“ ließ DENCKMANN das System des Kellerwaldquarzits; Schiffelborner Schichten, Wüstengartenquarzit, und als Abschluß nach oben, die Ortberggrauwacke folgen. Die Schiffelborner Schichten konnten von BISCHOFF & ZIEGLER (1956) und BISCHOFF & STOPPEL (1957) mit Hilfe von Conodonten ins cuII α/β —cuII γ eingestuft und der Quarzit als deren Hangendes erkannt werden. Die

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Ortberggrauwacke stuft STOPPEL (1958) ebenfalls mit Hilfe von Conodonten ins toII β ein.

Diese neuen Erkenntnisse machen es notwendig, die Nomenklatur dieser Zone, die sich in einer von der Normalfazies abweichenden Ausbildung von der Hörre über das Marburger Hinterland und den Kellerwald bis zum Harz hinzieht, zu überprüfen. Da durch die oben angeführten Arbeiten erkannt wurde, daß diese mit verschiedenen

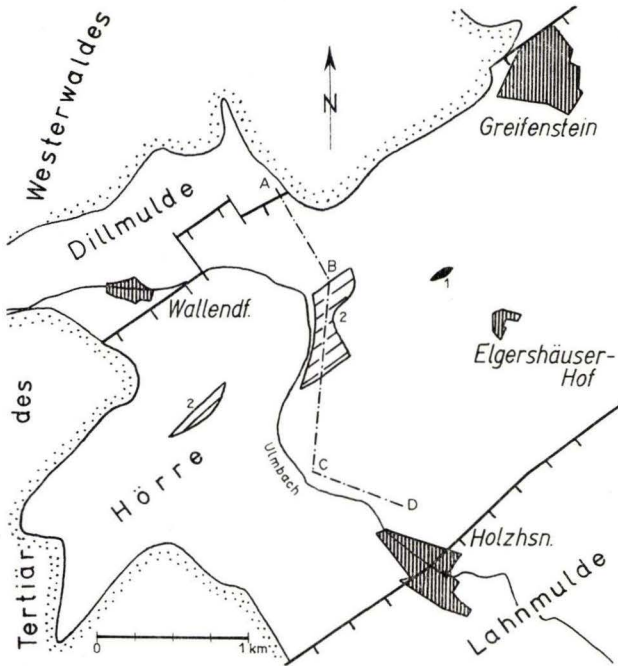


Abb. 1. Lageskizze zum Profil im Ulmbachtal. 1 = Greifensteiner Kalk. 2 = „Phyllite“ KAYSERS.

Lokalnamen belegten Schichten stratigraphisch zusammengehören und eine einheitliche, auf die ganze Schichtfolge angewandte Bezeichnung fehlt, wird vorgeschlagen, diese Schichtfolge als „Hörre-Ackersystem“ zu bezeichnen. Nach den heutigen Erkenntnissen reicht das Hörre-Ackersystem stratigraphisch vom toII bis zum cuII (oder tiefstes cuIII?). Der oberdevonisch bis tiefunterkarbonische Anteil dieser Schichtfolge ist abweichend von der Normalfazies vorwiegend in Grauwackenfazies ausgebildet. Es gehören dazu die einzelnen Schichtglieder: Ortberggrauwacke, bankige Grauwacken (siehe diese Arbeit), Plattenschiefer, Dasbergkalke und Kieselschiefer und die Urfer Grauwacke. Darüber folgen in einer „reineren“, aber ebenfalls von der normalen Kulmfazies abweichenden Ausbildung: Schiffelborner Schichten und der Quarzit. Es wird empfohlen, die einzelnen Lokalnamen Gommern-, Ackerbruchberg-, Ilseburg-, Kellerwald-, Wüstegarten-, Wollenberg-, Hörre- und Klippenquarzit fallen zu lassen und als neutrale Bezeichnung den Namen „Kammquarzit“ zu verwenden.

Dieser Vorschlag steht im Gegensatz zu dem von H. SCHMIDT (1933), der aus Prioritätsgründen den Namen Kellerwaldquarzit (DENCKMANN 1901) verwenden möchte. Es dürfte jedoch schwierig sein, diese Bezeichnung in Gebieten außerhalb des Kellerwaldes (z. B. im Harz) einzuführen.

Bei der Kartierung von Bl. Herborn unterschied KAYSER (1907) von den Urfer Schichten die sog. Phyllite, die er ins Gedinne stellte. Für diese „Phyllite“ glaubte schon AHLBURG (1918) oberdevonisches Alter annehmen zu können; jedoch fehlten ihm paläontologische Beweise.

KEGEL & RICHTER (1923) nahmen eine enge Verknüpfung der „Phyllite“ mit dem Greifensteiner Kalk an und stellten sie ins Mitteldevon. Auch RUNZHEIMER (1931) hielt sie für ein Äquivalent des Greifensteiner Kalkes.

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. C. W. KOCKEL, und allen meinen Kollegen für ihre Anregungen und Hilfe danken. Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. W. ZIEGLER und Herrn H. WITTEKINDT.

Lage des Profils

Das beschriebene Profil durch den Westteil der Hörre liegt südwestlich von Greifenstein am Osthang des Ulmbachtales auf Bl. Herborn und berührt gerade noch den Nordrand von Bl. Merenberg.

Lokalitäten der Conodontenfundpunkte

(Alle aufgeführten Fundpunkte liegen auf Bl. Herborn; Neue Nr. 5315.)

Kalke:

toII β : Am Waldrand, 500 m nördlich von Holzhausen (Bl. Merenberg) (R: 3449280/H: 5036070).

toII β —

III α : Am Prallhang des Ulmbachs, 300 m nordwestlich Holzhausen (R: 3448420/H: 5036020).

Am Prallhang des Ulmbachs, 150 m nordwestlich Holzhausen (R: 3449080/H: 5036000).

125 m nördlich des kleinen Steinbruchs nordöstlich P. 265,3 (R: 3448420/H: 5036290).

toV: kleiner Steinbruch an der rechten Talseite des tiefeingeschnittenen Seitentals oberhalb Holzhausen (R: 34488980/H: 5036100).

cuII α/β : Im Wasserriß 50 m nördlich Ruine Lichtenstein (R: 3448680/H: 5608480).

Auf Schichtflächen:

toII β —

III α : Rotschieferklippen am Weg zur Ruine Lichtenstein, 625 m nordnordöstlich P. 265,3 (R: 3448600/H: 5608060).

cuII γ : Im Forstdistrikt 7, 250 m nordöstlich P. 302,2 (R: 3448140/H: 5608840).

Das Belegmaterial wird im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Marburg aufbewahrt.

Stratigraphie

Die Nehden- und Hembergstufe

Die obere Nehden- und die untere Hembergstufe werden im Profil im Ulmbachtal zu einem großen Teil durch die „Phyllite“ KAYSERS vertreten. Es handelt sich dabei um sehr verschiedenartige Gesteine. Den auffälligsten Anteil bilden rote und grüne, dünnschiefrige, z. T. etwas plattige, meist wenig sandige, flaserige Schiefer, deren relativ hoher Glimmergehalt und der dadurch bewirkte Glanz KAYSER bewogen, diese Gesteine als metamorph anzusehen. Ein grobkristalliner Diabas ist den Rotschiefern intrusiv eingelagert. In diesen Rotschiefern fand sich *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL auf Schichtflächen, wonach sie ins to II β —III α einzustufen sind. Sie werden im Ulmbachtal etwa 80 m mächtig.

Weit größere Mächtigkeit besitzt die wahrscheinlich über (Gründe hierzu siehe S. 86) den Rotschiefern folgende Grauwackenserie. 2 Typen lassen sich dabei unterscheiden. Einmal eine Grauwacke, deren Erscheinungsbild der Ortberggrauwacke des Kellerwaldes ähnelt (siehe STOPPEL 1958, der die Ortberggrauwacke im Kellerwald und im Harz ins to II β einstuft). In graugrüne bis graublau, z. T. etwas plattige, meist flaserige Schiefer und Tonschiefer mit Kalklinsen (leider ohne Fauna) sind 10 bis 130 cm dicke Grauwackenlinsen aus graublauer, feinkörniger, ziemlich reiner, etwas quarzitischer Grauwacke eingelagert. (Auch im Kellerwald und im Harz ist die Ortberggrauwacke mit Rotschiefern verknüpft.) Diese Grauwackenlinsen und flaserigen Schiefer besitzen im Ulmbachtal eine Mächtigkeit von 50 m.

Den anderen Grauwackentyp repräsentieren graugrüne, fein- bis mittelkörnige, z. T. quarzitischer, gut gebankte (10—100 cm Bankmächtigkeit) Grauwacken und Sandsteine mit Schieferzwischenlagen von graugrünen, feinsandigen Schiefen und Tonschiefern. Auffällig ist auch hier der hohe Glimmergehalt.

Eingelagert in diese bankigen Grauwacken sind graublau bis schwarze, plattige Kalke, die eng verfaltet sind. In ihnen fand sich eine Conodontenfauna, die ins to II β bis III α einzustufen ist:

- Angulodus wabrathi* (HIBBARD 1927)
- Falcodus variabilis* SANNEMANN 1955b
- Hindeodella deflecta* HIBBARD 1927
- Hindeodella germana* HOLMES 1928
- Ligonodina franconica* SANNEMANN 1955b
- Ligonodina monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956
- Nothognathella abnormis* BRANSON & MEHL 1934
- Nothognathella brevidonta* YOUNGQUIST 1947
- Nothognathella sublaevis* SANNEMANN 1955
- Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Ozarkodina regularis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASLER 1926
- × *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934
- × *Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL n. subsp.

× vor den Fossilnamen bezeichnet wichtige Leitformen.

- × *Palmatolepis quadrantinosalobata* SANNEMANN 1955
- × *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN 1955a
- Palmatolepis* cf. *tenuipunctata* SANNEMANN 1955a
- Polygnathus glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Polygnathus* sp.
- Polylophodonta* sp.
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)
- Prioniodina smithi* (STAUFFER 1938)
- Roundya franca*
- Roundya* cf. *separata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Roundya* sp.
- Scutula bipennata* SANNEMANN 1955b
- Scutula venusta* SANNEMANN 1955b

Eine Kalklinse [500 m nördlich von Holzhausen (Bl. Herborn), am Waldrand] enthielt eine Conodontenfauna, die mit Sicherheit ins toII β einzustufen ist.

- Falcodus variabilis* SANNEMANN 1955b
- Hindeodella deflecta* HIBBARD 1927
- Hindeodella germana* HOLMES 1928
- Ligonodina franconica* SANNEMANN 1955b
- Lonchodina discreta* ULRICH & BASSLER 1926
- Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Ozarkodina regularis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- × *Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955b
- Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis quadrantinodosa quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL n. subsp.
- × *Palmatolepis regularis* COOPER 1931
- Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN 1955a
- × *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN 1955b
- Polygnathus glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Prioniodella aequidens* ULRICH & BASSLER 1926
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)
- Prioniodina smithi* (STAUFFER 1938)
- Scutula* cf. *bipennata* SANNEMANN 1955b

Nach oben wird die Serie der bankigen Grauwacken durch die Untergrenze der Plattenschiefer KAYSERS (1907) abgeschlossen. Graublau, flaserige Schiefer, in die eine Linse eines hellen, dichten, tonigen Kalkes eingelagert ist, leiten von den bankigen Grauwacken zu grau-grünen, plattigen Grauwackenschiefern über. Der Kalk lieferte eine Conodontenfauna des toIII α

- Ligonodina* cf. *franconica* SANNEMANN 1955b
- Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Ozarkodina regularis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934
- × *Palmatolepis rugosa ampla* (MÜLLER 1956)
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)

Die Plattenschiefer erreichen im Ulmbachtal eine Mächtigkeit von 200 m. Es fehlen hier die Einlagerungen der grobkörnigen bis konglomeratischen Grauwacke, die in der Gegend von Bischoffen (Bl. Oberscheld) in der Hörre weite Verbreitung besitzt. KEGEL (1934) hielt diese Grauwacke wegen ihrer Ähnlichkeit mit der Kulmgrauwacke für transgredierendes Kulm.

Ein weiterer Beweis für die Richtigkeit der stratigraphischen Einstufung der Plattenschiefer ins toIII α -V bildet eine in diese eingelagerte Kalklinse mit einer Conodontenfauna des toIV. Diese Kalklinse wurde in einem kleinen Steinbruch südwestlich der Oberen Waldmühle am Nordwesthang der Höhe 458,2 bei Weidenhausen (Bl. Gladenbach) gefunden.

Die Dasbergstufe

Die Dasbergstufe wird im Ulmbachtal wie überall in der Hörre von graugrünen, sandigen Schiefeln und Kieselschiefeln mit gelegentlichen Einlagerungen von \pm mächtigen, plattigen, meist kieseligen Kalken gebildet. Diese führen in der Hörre ebenso wie im Marburger Hinterland häufig sog. „ghost faunas“, also Conodonten auf sekundärer Lagerstätte. Im Ulmbachtal fand sich in einem toV-Kalk *Palmatolepis rugosa*, eine Leitform des Hemberg. Wir müssen also vor oder in der frühen Dasbergstufe eine (schwache) orogenetische Bewegung und eine teilweise Abtragung annehmen als eine Ankündigung der variskischen Gebirgsbildung.

Die Blätterquarzite, die im Hangenden der toV-Kalke stehen und in der nordöstlichen Hörre, auf Bl. Gladenbach und in der Gegend von Marburg innerhalb der Hörre-Ackerzone weit verbreitet sind, fehlen im Ulmbachtal.

In einem toV-Kalk im Ulmbachtal fand sich folgende Conodontenfauna:

- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Polygnathus inornata* E. R. BRANSON 1934
- Prioniodina subaequalis* (ULRICH & BASSLER 1926)
- Spathognathodus crassidentatus* (BRANSON & MEHL 1934)
- Spathognathodus inornatus* (BRANSON & MEHL 1934)
- Spathognathodus jugosus* (BRANSON & MEHL 1934)
- Spathognathodus spinulicostatus* (E. R. BRANSON 1934)
- Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL 1934)
- × *Spathognathodus tridentatus* (E. R. BRANSON 1934)

Auf sekundärer Lagerstätte:

- Palmatolepis rugosa* BRANSON & MEHL 1934

Die *Wocklumeria*- und *Gattendorfia*-Stufe

Im Hangenden der toV-Kalke und Kieselschiefer folgt die eintönige Serie der Urfer Grauwacken, deren Sedimentation wahrscheinlich durch die *Gattendorfia*-Stufe hindurch andauerte. Eine direkte Überlagerung der Urfer Grauwacken durch die Schifflborner Schichten konnte wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht festgestellt werden. Die Urfer Grauwacke ist gekennzeichnet durch ihre graublau bis graugrüne Farbe im frischen Zustand. Angewittert erscheint sie schmutzig bräunlich. Ihre Korngröße schwankt zwischen fein- bis mittelkörnig. Bei makroskopischer Betrachtung fällt ihr hoher Feldspatgehalt ins Auge (Jedoch hat eine röntgenographische Untersuchung, die Herr ANDREAS KOCKEL freundlicherweise für mich

durchführte, gezeigt, daß sich die verschiedenen Grauwacken des Hörre - Ackersystems nicht durch ihre Hauptgemengteile unterscheiden lassen). Sie ist in der Regel gut gebankt. Nicht selten sind Partien dunkelgrauer, quarzitischer Grauwacke eingeschaltet. Sie wurden von KAYSER oft für Kammquarzit gehalten und als solcher von ihm auf den Bl. Herborn, Ballersbach und Oberscheld kartiert. Die Urfer Grauwacke besitzt im Ulmbachtal eine Mächtigkeit von rund 200 m.

Die Pericyclusstufe

Die Pericyclusstufe wird in ihrem unteren Teil vertreten durch die Schiffelborner Schichten: tiefschwarze Tonschiefer und sandige Schiefer mit hohem Glimmergehalt und dickbankigen schwarzen Lyditen. Die Schiffelborner Schichten ähneln in der Hörre den Liegenden Alaunschiefern, mit denen sie zu parallelisieren sind, während sie im Marburger Hinterland weitaus sandiger ausgebildet sind. Sie zeigen ebenfalls Beziehungen zu den Schwarzschiefern von Donsbach (Bl. Dillenburg), die W. KREBS und A. RABIEN nach Conodonten ins $cuII\alpha/\beta$ einstufen (mündliche Mitteilung). An der Basis dieser Serie ist ein schwarzer, kieseliger, sandiger, brekziöser Kalk eingelagert, der eine reiche Conodontenfauna lieferte, die eine Einstufung ins $cuII\alpha/\beta$ ermöglicht. Neben Leitformen des Nehden und Hemberg findet sich *Polygnathus linguiformis* HINDE (im Unter- und Mitteldevon weit verbreitet) auf sekundärer Lagerstätte. Die Abtragung hatte also um diese Zeit schon tiefere Schichten erfaßt¹.)

Die Conodontenfauna des $cuII\alpha/\beta$ -Kalks:

Gnathodus bilineatus semiglaber BRSCHOFF 1957

¹ Vergl. hierzu auch SCHINDEWOLF's Nas-sauische Phase.— Z. Deutsch. geol. Ges. 78. Hannover 1926.

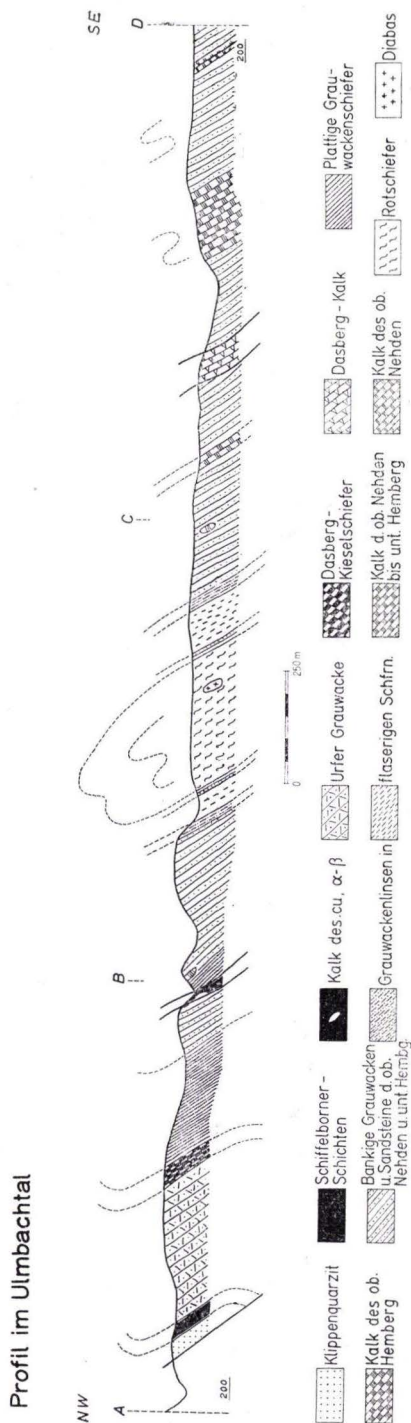


Abb. 2. Profil durch den Westteil der Hörre im Ulmbachtal.

- Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL 1941)
Hindeodella germana HOLMES 1928
Ozarkodina delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Ozarkodina roundyi HASS 1952
Polygnathus communis BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus inornata E. R. BRANSON 1934
Prioniodina cf. symmetrica BRANSON & MEHL 1934a
Pseudopolygnathus dentilineata E. R. BRANSON 1934
 × *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934)
 × *Solenodella costata* (E. R. BRANSON 1934)

Auf sekundärer Lagerstätte:

- Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
Palmatolepis rhomboidea SANNEMANN 1955a
Polygnathus linguiformis HINDE 1879

In den sandigen Schiefen und Kieselschiefern über dem cu II α / β -Kalk wurde eine Conodontenfauna gefunden, die ins cu II γ gehört:

- Gnathodus* sp. indet.
Hindeodella sp. indet.
Ozarkodina delicatula (STAUFFER & PLUMMER 1932)
Polygnathus inornata E. R. BRANSON 1934
 × *Polygnathus orthoconstricta* THOMAS 1949 (sehr häufig)

Über den Schiffelborner Schichten folgt als jüngstes Schichtglied der Hörre der Kammquarzit, der möglicherweise noch ins cu III α hinaufreicht. Diese Einstufung der Schiffelborner Schichten und des Kammquarzits steht im Einklang mit den Ergebnissen von BISCHOFF & STOPPEL (1957).

	III α	↑ ?	
	δ	Kammquarzit	10—30 m
	γ	Schiffelborner Schichten	20 m
cu	II α - β	Schwarzer, kieseliger Kalk	
	I	Urfer Grauwacke	200 m
	VI		
	V	Blätterquarzite Kalke und Kieselschiefer	30—60 m
	IV	Plattenschiefer mit Einlagerungen von konglomeratischer Grauwacke	200 m
to	III β		
	III α	Bankige Grauwacken, Plattenkalke, linsenförmige Grauwacken (Ortberggrauwacke), Rotschiefer	150—200 m
	II β		
	II α	?	
	I δ	Sandige Schiefer und Kieselschiefer	

Tektonik des Profils

Es handelt sich bei dem Profil im Ulmbachtal um einen infolge isoklinaler Faltung nach NW überkippten Sattel. Als Kern dieses Sattels sind wohl die Nehden-Hemberg-Rotschiefer anzusehen, denn das tektonisch Liegende und Hangende dieser Rotschiefer sind spiegelbildlich zueinander. Es folgen im Hangenden direkt auf die Rotschiefer zuerst graue, feinsandige, ziemlich reine, dünnbankige Sandsteine (etwa 10 m mächtig), sodann 30 m blaugraue bis graugüne, sandige, z. T. plattige, meist flaserige Schiefer mit Kalklinsen und schließlich etwa 50 m Grauwacke vom Typ der Ortberggrauwacke, die dann von den oben beschriebenen bankigen Grauwacken überlagert werden. Die gleiche Serie folgt in umgekehrter Reihenfolge im Liegenden der Rotschiefer.

Etwa 1000 m von den Rotschieferklippen im Ulmbachtal entfernt tritt im Streichen der bekannte Greifensteiner Kalk zutage. Er wird im Schurf beidseitig von den bankigen Grauwacken der Nehden-Hembergstufe begrenzt. Der Greifensteiner Kalk scheint also als tiefes Sattelkerngestein bei der Faltung herausgespießt worden zu sein.

Möglicherweise setzt sich diese Störungszone nach SW bis ins Ulmbachtal fort.

Von RUNZHEIMER (1931) werden im Liegenden des Greifensteiner Kalks Rotschiefer im Schurf erwähnt. Diese dürften den Rotschiefern des Nehden-Hemberg im Ulmbachtal entsprechen.

RUNZHEIMER parallelisiert die Rotschiefer des Ulmbachtals außerdem noch mit den Rotschiefern an der Oberen Waldmühle bei Weidenhausen (Bl. Gladenbach). Diese konnten nach ihrer Conodontenfauna ins toIII α eingestuft werden.

Zunächst soll nun der überkippte NW-Flügel des Sattels beschrieben werden. Auf die Grauwacken vom Typ der Ortberggrauwacke folgen im Profil die bankigen Grauwacken, die bis zu einem Wasseriß nördlich der Ruine Lichtenstein zu verfolgen sind. An der Südseite dieser kleinen Schlucht kann der Übergang der bankigen Grauwacken zu den Plattenschiefern beobachtet werden. Die Nordseite der Schlucht bilden Kieselschiefer und sandige Schiefer der Schiffelborner Schichten mit einem cuII α / β -Kalk an der Basis, die hier zwischen Plattenschiefer und bankige Grauwacken eingeschuppt sind. Die bankigen Grauwacken der Nehden-Hembergstufe gehen etwa 150 m nördlich der Ruine Lichtenstein, an einem Horizontalweg gut aufgeschlossen, unter Wechsellagerung in die Plattenschiefer über. Nach Norden folgt dann, ebenfalls in inverser Lagerung, die normale Abfolge der Schichten des Hörre-Ackersystems bis zum Kammquarzit, der nach NW auf mitteldevonische Tonschiefer überschoben ist. Die Schiffelborner Schichten im tektonischen Hangenden des Quarzits sind an dieser Stelle sehr schlecht nur in einigen Schürflöchern aufgeschlossen. Es konnte jedoch auf Schichtflächen eine Conodontenfauna des cuII γ gefunden werden.

Die Südflanke des Sattels wird zunächst ebenfalls von den Grauwacken vom Typ der Ortberggrauwacke und den darauf folgenden bankigen Grauwacken der Nehden-Hembergstufe gebildet. In diese sind Kalklinsen und Plattenkalke (toII β —toIII α) eingelagert. Die Plattenkalke sind eng verfaltet und täuschen dadurch größere Mächtigkeit vor. An der rechten Talseite des tief eingeschnittenen Seitentals direkt oberhalb von Holzhausen ist in einem kleinen Steinbruch ein etwa 20 m mächtiger toV-Kalk aufgeschlossen, der in die bankigen Grauwacken der Nehden-Hembergstufe eingeschuppt ist. Die Serie der bankigen Grauwacken setzt sich bis zur Straße Holzhausen-Greifenthal fort, wo sie an der südlichen Randstörung (der Weidbacher Über-

schiebung KEGELS) gegen mitteldevonische Schiefer angrenzt. [Bei dem von AHLBURG am NW-Ausgang von Holzhausen (Bl. Merenberg) kartierten „Kalk“ handelt es sich um quarzitisches bankige Grauwacke der Nehden-Hembergstufe.]

Am Nordrand der Hörre sind die kompetenten Schichten des Hörre-Ackersystems in flacher Bahn weit auf die Bickener Schuppe nach NW überschoben. Dadurch wurde die Hörre-Ackerfazies der Normalfazies der Dillmulde tektonisch angenähert. (KEGEL nahm 1934 an, daß die Hörre einen Teil der Bickener Schuppe bildete; doch stellt die Hörre ein selbständiges tektonisches Element dar.)

Am Südrand der Hörre ist an der Weidbacher Überschiebung KEGELS Mitteldevon auf Schichten des Hörre-Ackersystems aufgeschoben. Diese Störung scheint nach SW auszuklingen, da in der Gegend von Niederweidbach (Bl. Oberscheld), von Bellersdorf (Bl. Ballersbach) und im Stippbachtal (Bl. Ballersbach) an ihr Mitteldevon auf Urfer Grauwacken, im Dilltal (Bl. Ballersbach) und im Ulmbachtal (Bl. Merenberg) Mitteldevon auf Grauwacken der Nehden-Hembergstufe aufgeschoben ist. In der Gegend von Dillhausen (Bl. Merenberg) scheint sich die Annahme AHLBURGS zu bestätigen, daß sich das Mitteldevon der Lahnmulde ohne Störung in das tiefe Oberdevon der Hörre-Ackerserie fortsetzt. (Dieses Problem soll im Sommer 1958 vom Verf. weiter verfolgt werden.)

Zur Paläogeographie

Die Untersuchung hat gezeigt, daß die Schichten des Hörre-Ackersystems sich ohne bedeutende Änderungen vom Wollenberg bis zum Rand des Westerwalds verfolgen lassen. Im unteren Teil, nämlich den Schichten des unteren Nehden bis oberen Hemberg, dieser vorwiegend grobklastischen Serie, kann eine fazielle Verzahnung mit der Normalfazies des Oberdevons der Lahnmulde innerhalb des Hörre-Ackerzuges festgestellt werden. Rotschiefer, Tonschiefer, Plattenkalke und Sandsteine treten zusammen mit gröberen Grauwacken auf und verdrängen diese auf Bl. Merenberg in der südwestlichen Fortsetzung der Hörre in weit größerem Maße.

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J.: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1919, 40, 1, S. 1—82, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1921.
— Bl. Merenberg, Erl. geol. Kte. Preußen usw., Berlin 1918.
- BISCHOFF, GÜNTHER: Die Conodontenstratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons usw. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 19, S. 8—64, 1 Tab., 1 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1957.
- BISCHOFF, GÜNTHER & STOPPEL, D.: Zum Alter des Wollenberg-Kellerwald-Quarzits (Rheinisches Schiefergebirge). — Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 14—24, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- BISCHOFF, GÜNTHER & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 138—169, 1 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1956.
- DENCKMANN, A.: Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N.F., 34, 88 S., 3 Taf., Berlin 1901.
- KAYSER, E.: Bl. Herborn, Erl. geol. Kte. Preußen usw., Berlin 1907.
— Lehrbuch der geologischen Formationskunde. — 6. und 7. Auflage, Stuttgart (Ferdinand Enke) 1923.
- KEGEL, W. & RICHTER, Rud.: Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1923, 44, S. 514—516, Berlin 1924.

- KOCKEL, C. W.: Geologischer Führer durch Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Berlin (Verlag Gebr. Bornträger) 1958.
- RUNZHEIMER, H.: Paläontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalkes von Greifenstein (Rheinisches Schiefergebirge). — *Senckenbergiana*, **13**, S. 170 bis 190, 11 Abb., Frankfurt 1931.
- SANNEMANN, D.: Oberdevonische Conodonten (toII α). — *Senck. leth.*, **36**, S. 123—156, 6 Taf., 3 Abb., Frankfurt/M. 1955.
- SCHMIDT, H.: Der Kellerwaldquarzit mit einer Beschreibung seiner Fauna und der aus der Tanner Grauwacke. — *Geol. Paläont., Abh., N.F.* **19**, Heft 5, 54 S., 4 Abb., 5 Taf., Jena (Gustav Fischer) 1933.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D.: Das Alter der „Hauptkieselschiefer“ LOSSEN's und der Buntschiefer in der Südharzmulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **109**, Hannover 1957.
- STOPPEL, D.: Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.* **87**, S. 89—119, Wiesbaden 1959.
- ZIEGLER, W.: Das südlich der Lahn gelegene Paläozoikum auf Bl. Marburg 1:25 000. — Diplomarbeit Marburg (Manuskript) 1957.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Das Oberdevon und Unterkarbon im südlichen Kellerwald

Von

DIETER STOPPEL, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 6 Abbildungen

Vorbemerkungen

Seit 1953 von H. BECKMANN der Wert der Conodonten als Leitfossilien für das Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges nachgewiesen wurde, wurden in den folgenden Jahren vom Marburger Geologischen Institut eine Reihe fossilarmer Gesteine neu untersucht. Diese Arbeiten, die auf Anregung von Herrn Prof. Dr. C. W. KOCKEL durchgeführt wurden, galten vor allem dem Hörre-Wollenberg-Kellerwald-Acker-Bruchberg-Quarzit und den ihn unterlagernden Gesteinen, deren Alter und Untergliederung bis dahin unklar war.

In der Hörre und bei Greifenstein, wo diese Gesteine unter dem Tertiär des Westerwaldes verschwinden, führte H. BENDER (1958) diese Untersuchungen durch, GÜNTHER BISCHOFF (1956, 1957) bearbeitete den Wollenberg, W. ZIEGLER (1956) das Marburger Hinterland. Die vorliegende Arbeit über den Kellerwald stellt die Fortsetzung dieser Untersuchungen dar, die Gesteine am Acker-Bruchberg wurden in der Arbeit von SCHRIEL & STOPPEL (1958) behandelt.

Für die Anregung und Förderung dieser Arbeit bin ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. C. W. KOCKEL, zu großem Dank verpflichtet. Zahlreiche Anregungen im Gelände und bei der Bearbeitung der Conodonten verdanke ich den Herren Dr. G. BISCHOFF (Bentheim), Dr. O. H. WALLISER und Dr. W. ZIEGLER (Marburg). Für die Erlaubnis zu den erforderlichen Schürfarbeiten und ihr stets bewiesenes Entgegenkommen gilt mein Dank auch Herrn Forstmeister BERKENHEIER und den Herren Revierförstern KILIAN, KUSS, SOTHOFF und ZELLER (Forstamt Schönstein).

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, sei für die Bereitstellung der technischen Mittel für die Aufbereitung der Kalkproben gedankt.

Regionaler Überblick, Geschichtliches

Als normale Ausbildung des Oberdevons am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges finden wir eine Folge von grauen, grünen und roten Tonschiefern und Sandsteinen, über denen im Unterkarbon Alaun-, Kiesel-, Tonschiefer und z. T. konglomeratische Grauwacken folgen.

Dieser Normalfazies steht im südlichen Kellerwald eine abweichende Ausbildung gegenüber, deren markantestes Schichtglied der Kellerwaldquarzit (Kammquarzit) ist. Auch treten Grauwacken, Kieselschiefer, Kalklinsen und Glimmerquarzite auf — Gesteine, die sonst im Oberdevon und Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges zurücktreten.

Durch die Fossilarmut und Fremdartigkeit dieser Gesteine wurde auch A. DENCKMANN, der die erste Kartierung des Kellerwaldes durchführte, dazu verleitet, diese

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Gesteine als älter aufzufassen, und nach Graptolithenfundten — die sich allerdings als eingeschuppt erwiesen — stellte er sie ins Silur.

Diese faziell abweichenden oberdevonisch-unterkarbonischen Gesteine wurden bisher im Kellerwald als „Kellerwaldsystem“, in der Hörre als „Hörrezone“ und im Harz als „Acker-Bruchberg-System“ bezeichnet. Da aber die Gesteine dieses Systems sich faziell und altersmäßig entsprechen, wird vorgeschlagen, in Übereinstimmung mit KOCKEL (1958), H. BENDER (1958) und SCHRIEL & STOPPEL (1958) diese verschiedenen Lokalbezeichnungen aufzugeben und die genannten Gesteine als „Hörre-Acker-System“ zusammenzufassen.

Seit H. SCHMIDT (1933) unterscheiden wir im Kellerwald Schwellen- und Beckensedimente.

Die Schwellenfazies mit ihren Kalklinsen ist durch die Untersuchungen von A. DENCKMANN, H. SCHMIDT, F. DAHLGRÜN, W. GROSS und F. PUSCH bekannt geworden, durch reiche Cephalopoden-, Brachiopoden-, Trilobitenfaunen und nicht zuletzt durch die berühmten Panzerfische fand sie das Interesse vieler Paläontologen. — Diese Schwellengebiete liegen an der Ense bei Wildungen und Braunau, bei Gershausen, an der Haingrube bei Haddenberg, bei Dodenhausen, am Hohen Lohr und am Silberstollen südlich Densberg. Die Kalke setzen an diesen Schwellen z. T. bereits im Unterdevon ein und reichen an der Ense bis ins höchste Oberdevon.

Die Gliederung der Beckensedimente des Hörre-Acker-Systems ergab für den südlichen Kellerwald drei Faziesbereiche im Oberdevon und tieferen Unterkarbon: Eine Kiesel- und Tonschieferfazies am Hohen Lohr, eine Grauwacken-Schiefer-Kalklinsenfazies im Raum Moischaid-Densberg-Oberurff und eine Grauwacken-Kieselschieferfazies (Hundshäuser Grauwacke) zwischen Sebbeterode und Hundshausen, also im äußersten Südosten des Kellerwaldes.

Es folgt eine Beschreibung der einzelnen Faziesgebiete.

A. Hohes Lohr: Schieferfazies

Im Südwestteil des Kellerwaldgebirges — der eigentliche „Kellerwald“ ist der Quarzitzug zwischen zwischen Schönstein und Urfetal mit der höchsten Erhebung, dem Wüstegarten — wird am Hohen Lohr das Oberdevon und tiefe Unterkarbon zum überwiegenden Teil von Ton- und Kieselschiefern gebildet.

Das älteste bisher bekannte Gestein am Hohen Lohr (Bl. Armsfeld) sind die von DENCKMANN im Distr. 69 NW des alten Kalkofens gefundenen Grauwacken und Schiefer der Michelbacher Schichten, die das höchste Unterems und das Oberems (?) vertreten. Im Hangenden folgen graue feinsandige Tentaculitenschiefer mit Kalklinsen. Diese Kalklinsen schließen sich nach oben zu geschlossenen Bänken zusammen. In den tiefsten Kalklinsen fand sich im Distr. 78 etwa 150 m NE des alten Kalkofens eine Conodontenfauna des Günteröder Kalks (u. a. mit *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER 1957, *Polygnathus foliata* BRYANT 1921, *Polygnathus xylla* STAUFFER 1940).

Diese Kalkfazies reicht — immer wieder durch geringmächtige Schiefereinlagerungen unterbrochen — bis in die ob. Nehden-Stufe.

Aufschlüsse in diesen Kalken finden sich an der Forststraße oberhalb des ehem. Kalkofens (Mitteldevon), im Bruch am ehem. Kalkofen im Distr. 69 (oberstes Mitteldevon),

am Kalkofen am Langbruch NW Dodenhäusen (im Bruch mittl. und ob. Adorf, am Kalkofen unt. Nehden). Diese Kalke lieferten durchweg reiche Conodontenfaunen.

In den Nehden-Kalken stellen sich glimmerreiche graurote Schiefer ein, die nach oben immer mächtiger werden. Ein dünnbankiger rötlicher Kalk, der in diese Schiefer eingelagert ist, lieferte 320 m SE P. 483 an der Forststraße folgende Fauna:

Hindeodella sp. indet.

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN 1955¹⁾

Polygnathus pennatuloidea HOLMES 1928

Polygnathus cf. *sinelamina* BRANSON & MEHL 1934

Prioniodina prona (HUDDLE 1934)

Datierung: ob. Nehden — unt. Hemberg

Im Hangenden dieser Kalke folgen plattige, z. T. auch flasrige Ton- und kieselige Schiefer sowie graugrüne und schwarze Lydite. Sie sind an den Horizontalwegen im Distr. 70 W des ehem. Kalkofens gut aufgeschlossen.

Diese Ton- und kieseligen Schiefer mit Lyditen vertreten am Hohen Lohr das höhere Oberdevon und reichen bis ins Unterkarbon. Im obersten Teil dieser Schieferserie — die etwa den „Hohelohr-Schiefern“ DENCKMANN's entspricht — fand sich 230 m SW P. 483 in der Wegböschung in graugrünen Wetz- und Kiesel-schiefern:

Angulodus sp. indet.

+*Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF 1957

+*Gnathodus* cf. *girtyi* HASS 1952

Hindeodella cf. *brevis* BRANSON & MEHL 1934

Hindeodella germana HOLMES 1928

Ozarkodina cf. *roundyi* HASS 1952

Polygnathus sp. indet.

+*Prioniodina cassilaris* (BRANSON & MEHL 1934)

Datierung: wahrsch. Unterkarbon II γ

Im Hangenden folgen die schwarzen Kieselschiefer der Schiffelborner Schichten, die durch Wechsellagerung zum Kammquarzit überleiten. Die Aufschlüsse an der Ostseite der Langen Heide (Bl. Armsfeld) und SE Haina (Bl. Rosenthal) lassen erkennen, daß der Quarzit in diese Schiefer eingemuldet ist, sie also normal überlagert.

Die Ansicht SCHWANS, daß diese Schiefer das Hangende des Kammquarzits bilden, ist also auf Grund der Conodontenfunde und der Lagerungsverhältnisse nicht zutreffend.

Intrusivdiabase (im Oberdevon und tiefsten Unterkarbon) sind am Hohen Lohr recht häufig, sie werden im Distr. 71 in einem Bruch der Forstverwaltung abgebaut.

Im nordwestlichen Kellerwald sind helle Sandsteine, Arkosen und Quarzite — DENCKMANN's „Aschkuppengesteine“ — weit verbreitet, die von DAHLGRÜN (1931) in die Nehden-Stufe gestellt wurden. Es ist aber möglich, daß sie z. T. noch höher ins Oberdevon hinaufreichen, wie auch H. SCHMIDT (1933) vermutete (vgl. auch Abb. 2).

¹⁾ In dieser und den folgenden Faunenlisten sind wichtige leitende Conodonten mit einem Kreuzchen (+) bezeichnet.

B. Zwischen Moiseheid und Oberurff: Adorf-Kieselschiefer, Ortberggrauwacke, Urfer Grauwacken und Schiefer, Kammquarzit

Nach Südosten schließt sich an das Hohe Lohr ein Gebiet an, in dem während des Oberdevons und tieferen Unterkarbons Grauwacken, Grauwacken- und Tonschiefer mit Kalklinsen, Kieselschiefer sowie Glimmerquarzite abgelagert wurden. Diese Gesteine stellen den größten Teil der von DENCKMANN als „Urfer Schichten“ kartierten Serie dar. Das Hangende bildet — wie am Hohen Lohr — der Kammquarzit.

Silur, Unter- und Mitteldevon

In diese oberdevonisch-unterkarbonischen Grauwacken und Schiefer sind am Steinboß (N Moiseheid), in der Hammerdelle und im Etzelbach silurische Gesteine eingeschuppt (vgl. STOPPEL 1958). Weitere Silurvorkommen finden sich am Nordwestrand der Jesberger Kulmmulde. Unterdevon tritt am Mundloch des Silberstollens und am Dörnerberg auf.

Auch Unter- und Mitteldevon tritt am Nordwestrand der Jesberger Mulde an der Überschiebung auf die Urfer Grauwacken zutage. Die Schichtfolge ist durch die Arbeiten von DAHLGRÜN, DENCKMANN, ERBEN, HENNIGER und KUPFAHL bekannt:

	Erbsloch, Silberstollen	Steinhorn
Mitteldevon	Tonschiefer mit Kalklinsen	Tonschiefer
Oberems	Kalke des „Mittleren Hercyn“	?
	Michelbacher Schichten	Dalmanitenschichten
		Schönauer Kalk
Untereems	Erbslochgrauwacke	Princeps-Kalk
		? Erbslochgrauwacke
Siegen	Kieselgallenschiefer	Kieselgallenschiefer

Die Untersuchungen innerhalb des Unterdevons sind noch nicht abgeschlossen, auch sind die Ergebnisse ERBEN's über die Hercynkalke und HURTIG's über die Äquivalente der Erbslochgrauwacke im Harz abzuwarten.

Nach den Untersuchungen von KUPFAHL reichen die Kieselgallenschiefer bis ins Ober-Ludlow, sie lieferten z. B. im Bahneinschnitt am Haltepunkt Moiseheid und am Oberurffer Michelbach Trilobiten- und Brachiopodenfaunen (vgl. HENNIGER 1931, KUPFAHL 1953).

Die besten Aufschlüsse im Unterdevon bieten Steinhorn W Schönau, Erbsloch, Bernbachtal, Silberstollen, Dörnerberg (Bl. Gilserberg) und Oberurffer Michelbach (Bl. Armsfeld).

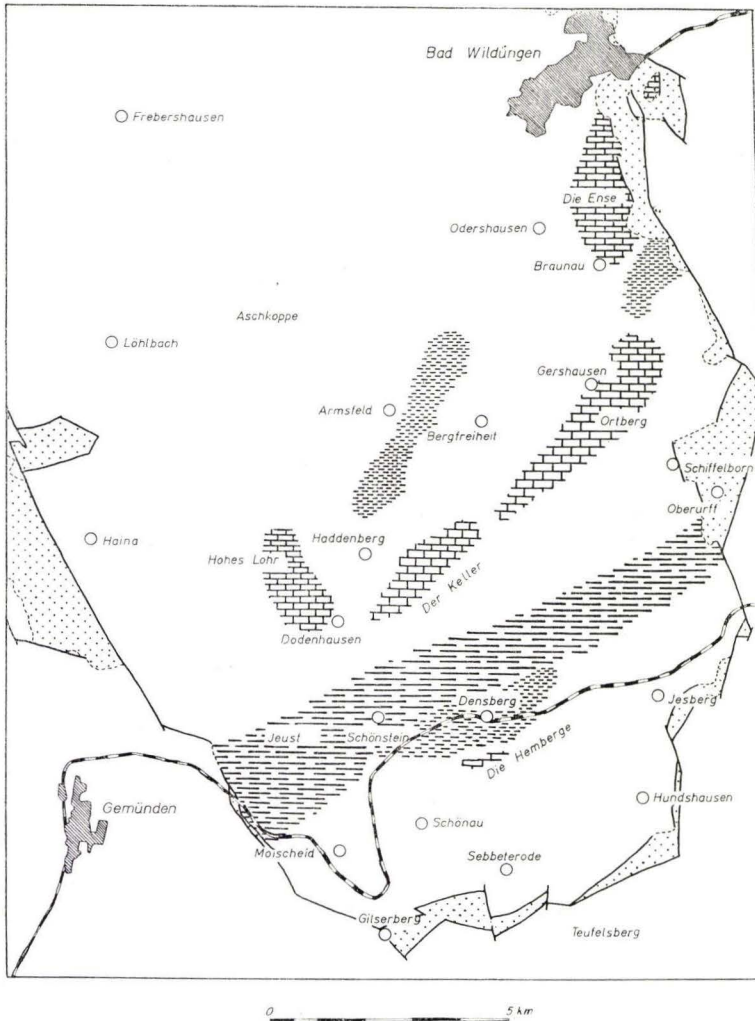
Die Eisenerze des Grenzlager-Horizonts und die Schalsteine des ob. Mitteldevons sind auf Haingrube und oberes Bernsbachtal N des Wüstegartens (Bl. Armsfeld) beschränkt und fehlen im südlichen Kellerwald.

Südlich des Quarzitzuges wird das Mitteldevon, wie auch HENNIGER erkannte, durch DENCKMANN's „Moiseheider Schiefer“ vertreten.

Oberdevon

a) Die Adorf-Stufe

Das Adorf wird im genannten Gebiet durch Kieselschiefer, kieselige Schiefer und Tonschiefer vertreten, nur im Bereich des Silberstollens wurden Kalke abgelagert.



Kalk (Schwellenfazies)
 Tonschiefer
 Kieselschiefer

Abb. 1. Die Faziesverteilung im Kellerwald während der ob. Adorf-Stufe.

Daher treten in der Nähe dieser Schwelle die Kieselschiefer zurück, Tonschiefer herrschen vor, z. B. im Bahneinschnitt W Densberg (vgl. Abb. 1). Das Alter dieser Schiefer, die DENCKMANN zu den Schiffelborner Kieselschiefern rechnete, konnte am

Jeust, am Rücklings-Berg und im Bahneinschnitt zwischen Densberg und Densberg-Schönstein als ob. Adorf ermittelt werden (BISCHOFF & STOPPEL 1957). Inzwischen konnte diese Kieselschiefer-Fazies weiter nach Nordosten verfolgt werden; so gehören auch die von KUPFAHL (1953, S. 107, Abb. 4) südwestlich Oberurff als „Kulm-Kieselschiefer“ kartierten Gesteine der oberen Adorf-Stufe an. Hier fand sich im Steinbruch an der Südseite des Oberurffer Michelbachs (Bl. Armsfeld) in graugrünen Ton-, Wetz- und Kieselschiefern und hellgrauen Lyditen:

+*Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER 1926

Ancyrodella sp. indet.

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

Apatognathus cf. *inversa* SANNEMANN 1955

Apatognathus lipperti BISCHOFF 1956

Hindeodella deflecta HIBBARD 1927

Hindeodella cf. *germana* HOLMES 1928

Hindeodella subtilis ULRICH & BASSLER 1926

Hindeodella unca BISCHOFF 1956

Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL 1934

Icriodus? sp. indet.

Ligonodina falciformis? ULRICH & BASSLER 1926

Ligonodina franconica vel *Roundya franca* SANNEMANN 1955

Ligonodina sp. indet.

Nothognathella cf. *typicalis* BRANSON & MEHL 1934

Nothognathella sp. indet.

Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934

+*Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926 vel *P. tenuipunctata* SANNEMANN 1955

+*Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis sp. indet.

Polygnathus cf. *glabra* BRANSON & MEHL 1934

Prioniodella aequidens ULRICH & BASSLER 1926

Prioniodina prona (HINDE 1879)

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Datierung: ob. Adorf

Diese Kieselschiefer werden 70 m mächtig. In ihrem Liegenden treten am Rücklings-Berg flasrige Tonschiefer mit Kalklinsen auf. In der Straßenböschung kommen darin 220 m SSE P. 430,4 Korallen, Crinoiden, stark zerdrückte Brachiopoden, Styliolinen und *Palmatolepis* sp. (non *P. transitans* MÜLLER 1956) vor. Da Styliolinen nur bis ins mittl. Adorf reichen und hier zusammen mit *Palmatolepis* gefunden wurden, liegt unt. bis mittl. Adorf vor.

Südlich Gershausen treten an der Nordseite des Urfetals oberes Mitteldevon und tiefstes Adorf in schiefriger Fazies auf, einige Horizonte wurden früher hier auch als Dachschiefer gewonnen. Im unmittelbaren Hangenden des alten Dachschieferbruchs fanden sich nahe der Kreisgrenze (Bl. Armsfeld, nordwestl. Furtbrücke) in grauen Kalken:

Ancyrodella sp. indet.

+*Palmatolepis martenbergensis* MÜLLER 1956

Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST 1947

Foraminiferen, Tentaculiten, Fischzähne

Datierung: Oberdevon I α — unt. I(β) γ

Kieselschiefer der Adorf-Stufe sind seit einigen Jahren in Deutschland von verschiedenen Stellen bekannt geworden; im Frankenwald (GREILING 1957), im Schiefergebirge aus der Dillmulde, der Hörde (H. BENDER 1958), bei Marburg (W. ZIEGLER 1958) und aus dem Harz (SCHRIEL & STOPPEL 1957).

Dieser mächtigen Beckenfazies steht die geringmächtige Schwellenfazies gegenüber.

Durch die Aufsammlungen von DENCKMANN und H. SCHMIDT wurden Adorf-Kalke vom Blauen Bruch bei Wildungen, der Ense, von Gershausen und vom Hohen Lohr fossilmäßig belegt. Die Fossilien fanden sich vor allem in den schwarzen Kellwasserkalken des Oberdevon I (β) γ und δ .

Auch am Silberstollen südlich Densberg tritt Adorf-Kalk mit Linsen von schwarzem Kellwasserkalk auf.

Es liegen hier 2 Kellwasserkalk-Horizonte vor. Der tiefere wurde im Schurf E (östlichster Schurf innerhalb des Pflanzgartens) angetroffen; es sind Knollen von schwarzem Kalk, die in Kramenzelkalke des obersten Givet eingeschuppt sind. Die Fauna besteht aus:

Ancyrognathus sp. indet.

Bryantodus ? sp. indet.

Icriodus cf. *cornutus* SANNEMANN 1955

Nothognathella brevidonta YOUNGQUIST 1947

Palmatolepis hassi MÜLLER & MÜLLER 1957

Palmatolepis rhenana BISCHOFF 1956

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947

Polygnathus decorosa STAUFFER 1938

Polygnathus sp. indet.

Pseudopolygnathus sp. indet.

Tentaculites acuarius Reinh. RICHTER

Datierung: ob. Oberdevon I γ – tiefes I δ

Der obere Kellwasserkalk wurde im mittleren Schurf angetroffen (vgl. STOPPEL 1958, Abb. 4).

Es wurde folgende Fauna gefunden:

+*Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL 1934)

+*Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER 1926

Ancyrognathus asymmetrica (ULRICH & BASSLER 1926)

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

Bryantodus nitidus ULRICH & BASSLER 1926

Falcodus sp. indet.

Hibbardella cf. *angulata* (HINDE 1879)

Hibbardella plana THOMAS 1949

Hindeodella deflecta HIBBARD 1927

Icriodus cornutus SANNEMANN 1955

Icriodus curvatus BRANSON & MEHL 1938

Icriodus nodosus (HUDDLE 1934)

Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL 1934

Ligonodina sp.

Lonchodina ? *projecta* ULRICH & BASSLER 1926

Nothognathella abnormis BRANSON & MEHL 1934

Nothognathella brevidonta YOUNGQUIST 1945

Nothognathella iowaensis YOUNGQUIST 1945

Nothognathella sublaevis SANNEMANN 1955

Nothognathella cf. *typicalis* BRANSON & MEHL 1934

Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934

Palmatodella sp. indet.

+*Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955

+*Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934

+*Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN 1955

+*Palmatolepis rhenana* BISCHOFF 1956

Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947

Palmatolepis cf. *tenuipunctata* SANNEMANN 1955

Palmatolepis ultima ZIEGLER 1958

Polygnathus decorosa STAUFFER 1938

Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER 1926

Polygnathus normalis MILLER & YOUNGQUIST 1947

Prioniodina armata (HINDE 1879)

Prioniodina prona (HUDDLE 1934)

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Roundya cf. *aurita* SANNEMANN 1955

Tentaculiten

Fischzähne

Datierung: ob. Adorf (höherer Teil des I δ)

Eine weitere Schwelle befand sich am Nordfuß des Wüstegartens. Hier lieferte ein grauer dünnbankiger Kalk in der Nähe der Haingrube (1 km E der Straßenkreuzung in Haddenberg, Bl. Armsfeld) folgende Fossilien:

+*Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER 1926

Ancyrognathus ioides ZIEGLER 1958

Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST 1945

Bryantodus sp. indet.

Icriodus curvatus BRANSON & MEHL 1938

Ligonodina sp. indet.

Lonchodina ? *projecta* ULRICH & BASSLER 1926

Nothognathella iowaensis YOUNGQUIST 1945

+*Palmatolepis foliacea* YOUNGQUIST 1945

+*Palmatolepis hassi* MÜLLER & MÜLLER 1957

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947

Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST 1947

Polygnathus longipostica BRANSON & MEHL 1934

Tentaculiten

Datierung: Adorf, höchstes I (β) γ

b) Die Nehden-Stufe

Die Beckenfazies der Nehden-Stufe wird am Jeust, Keller und Ortberg — ähnlich wie im Harz am Acker-Bruchberg — durch Ortberggrauwacke und flasrige Ton- und Grauwickenschiefer vertreten. Diese Tonschiefer, die die unt. Nehden-Stufe vertreten und am Goldbach westlich Schönstein und an der Rücklingswiese (Bl. Gilserberg) in stratigraphischem Verband mit den Adorf-Kieselschiefern stehen, enthalten einzelne Lagen von Alaunschiefern und plattigen Grauwickenschiefen. Bei Densberg und am Rücklings-Berg werden sie 30—35 m, am Jeust 70 m mächtig. Eine Conodontenfauna fand sich in einem kleinen Bruch der Revierförsterei Schönstein (70 m N P. 412) an der Forststraße zum Jeust (Bl. Gilserberg):

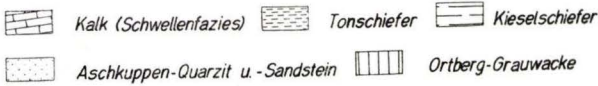
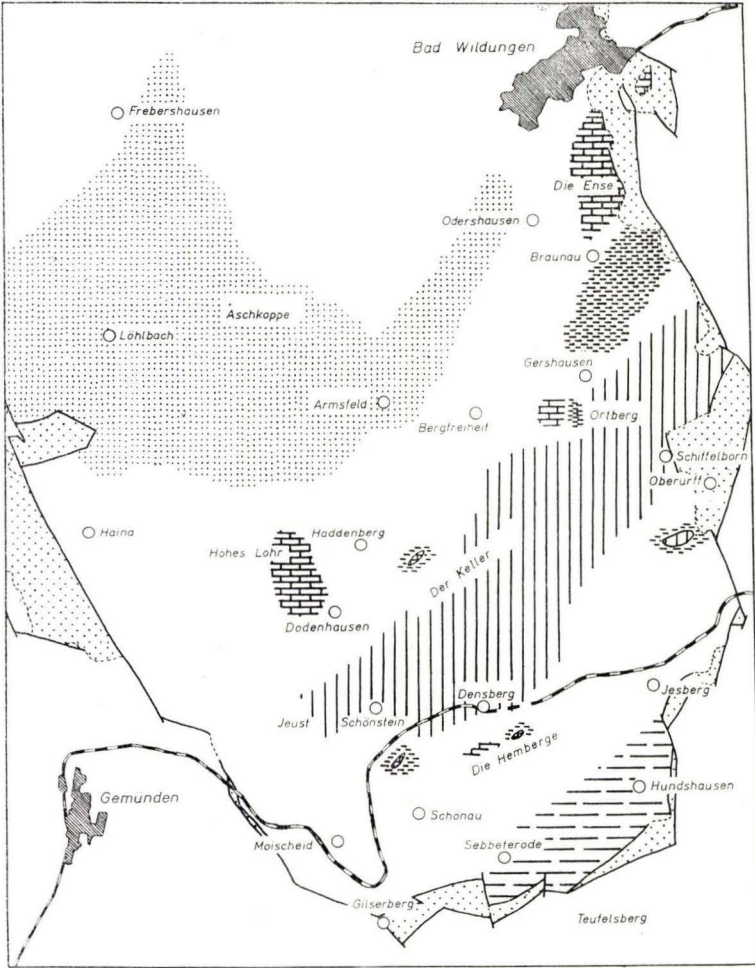


Abb. 2. Die Faziesverteilung im Kellerwald während der Neiden-Stufe.

- Angulodus bidentatus* SANNEMANN 1955
Falcodus cf. *variabilis* SANNEMANN 1955
Hindeodella cf. *deflecta* HIBBARD 1927
Hindeodella germana HOLMES 1928
Hindeodella unca BISCHOFF 1956
Ligonodina falciformes ULRICH & BASSLER 1926
Ligonodina cf. *franconica* SANNEMANN 1955
Ligonodina hindei ? ULRICH & BASSLER 1926
+ *Lonchodina valida* ? SANNEMANN 1955
Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Palmatodella unca SANNEMANN 1955
+ *Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
+ *Palmatolepis regularis* COOPER 1931
+ *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN 1955
+ *Polygnathus* cf. *pennatula* ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodina prona (HUDDLE 1934)
Discina sp. indet.

Durch Einschaltung einzelner Grauwackenlinsen leiten diese Schiefer zur Ortberggrauwacke über. Diese ist ein meist karbonatischer Grauwackensandstein, der außerordentlich reich an Glimmer ist und in unregelmäßigen Bänken und großen Linsen auftritt. Neben Einschaltungen von flasrigen Ton- und gebänderten Grauwackenschiefern sowie Rotschiefern sind, z. B. in den prachtvollen Aufschlüssen im Bahneinschnitt zwischen Densberg und Densberg-Schönstein, kleine Linsen eines grauen glasigen Quarzits zu beobachten. Die eingelagerten Rotschiefer lieferten an der Serpentine der Forststraße W Schönstein (320 m NW P. 412 Bl. Gilserberg) folgende Fauna:

- Angulodus bidentatus* SANNEMANN 1955
Angulodus sp. indet.
Falcodus sp. indet.
Hindeodella cf. *germana* HOLMES 1928
Icriodus sp. indet.
Ligonodina franconica SANNEMANN 1955
+ *Ligonodina monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956
Nothognathella sp. indet.
Ozarkodina arcuata (BRANSON & MEHL 1934)
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
+ *Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 subsp. indet.
+ *Palmatolepis regularis* COOPER 1931
Polygnathus sp. indet.
Prioniodella aequidens ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodina cf. *alata* (HINDE 1879)
Prioniodina armata (HINDE 1879)
Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Datierung: ob. Nehden

Eine kleine Fauna mit *Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934), die jedoch keine genaue Datierung zuläßt, fand sich am Holzstapelplatz 325 m W Birkenstein in Rot- und Kieselschiefern, die auch hier als Einlagerungen in der Ortberggrauwacke auftreten.

Über der Ortberggrauwacke folgen klippenbildende dickbankige Grauwackenschiefer mit Einlagerungen von glimmerführenden quarzitischen Grauwacken, die besonders gut an der Densberger Kirche aufgeschlossen sind.

Diabasintrusionen finden wir im Bahneinschnitt W Densberg und an der Westseite des Urfetals.

Die Mächtigkeit der Ortberggrauwacke beträgt 65—90 m, die der überlagernden Grauwackenschiefer 25—30 m. —

Im Nordwesten und Südosten treten rasche Faziesänderungen auf. Am Exhelmerstein sind dünnbankige karbonatische glimmerführende Sandsteine zu beobachten, die an normale oberdevonische Sandsteine erinnern. Im Südosten treten die Grauwackeneinlagerungen stark zurück, so z. B. am Oberurffer Michelbach. Dort sind im Wasserriß 150 m W der Serpentine der Bundesstraße (Bl. Armsfeld) Ton-, Kiesel- und glimmerführende Grauwackenschiefer sowie schwarze Lydite aufgeschlossen, in denen Intrusivdiabase auftreten. Einzelne Linsen von Ortberggrauwacke kommen vor. Es fanden sich folgende Conodonten:

- Falcodus variabilis* SANNEMANN 1955
- Hibbardella*? sp. indet.
- Hindeodella unca* BISCHOFF 1956
- Nothognathella abnormis* BRANSON & MEHL 1934
- Ozarkodina regularis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926
- +*Palmatolepis regularis* COOPER 1931
- Palmatolepis subperlobata* BRANSON & MEHL 1934
- +*Palmatolepis* cf. *tenuipunctata* SANNEMANN 1955
- +*Polygnathus pennatuloidea* HOLMES 1928
- +*Polygnathus sinelamina* BRANSON & MEHL 1934
- Prioniodella aequidens* ULRICH & BASSLER 1926
- Prioniodina armata* (HINDE 1879)
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)
- Prioniodina smithi* (STAUFFER 1938)

Datierung: Nehden-Stufe

Die Kieselschieferinlagerungen deuten eine Verzahnung der Ortberggrauwacke mit den Kieselschiefern von Hundshausen und Sebbeterode (vgl. S. 111, Abb. 2) an.

Wichtig ist, daß nirgendwo ein stratigraphischer Verband zwischen Ortberggrauwacke und Kammquarzit, bzw. Schiffelborner Kieselschiefer vorliegt. Ein solcher wurde von DENCKMANN und SCHWAN z. B. vom Schieferrainsgraben NE von Densberg (Bl. Armsfeld) angegeben, jedoch fehlen hier die Schiffelborner Schichten, außerdem sind keine durchgehenden Aufschlüsse vorhanden. Auch im Harz, wo die Ortberggrauwacke am Nordwesthang des Acker-Bruchbergs und bei Bad Harzburg Nehden-Faunen lieferte (SCHRIEL & STOPPEL 1958), ist ein solcher Kontakt nirgendwo nachgewiesen. Wo er von DENCKMANN, SCHWAN u. a. angegeben wurde, liegt eine Verwechslung der Ortberggrauwacke mit der altkarbonischen Grauwacke und den Glimmerquarziten vor, die im Liegenden des Kammquarzites auftreten.

DENCKMANN gliederte den oberen Teil der Ortberggrauwacke, wo die flasigen Schiefer und klippenbildenden Grauwackenschiefer immer mehr in den Vordergrund treten, als „Rücklingschiefer“ ab. Mit dem gleichen Namen belegte er aber auch die Tonschiefer des unt. Nehden, die Tonschiefer mit Kalklinsen des unt. und mittl. Adorf (vgl. S. 94), die Dachschiefer des unt. Mitteldevon im Urfetal und Teile der oberdevonisch-unterkarbonischen Ton- und Kieselschiefer am Hohen Lohr. Eine namengebende Lokalität wird von DENCKMANN nicht angegeben. Es wird daher vorgeschlagen, den Namen „Rücklingschiefer“ fallen zu lassen, da er Gesteine verschiedenen Alters umfaßt, und da man heute mit Hilfe von Conodonten das Alter der betreffenden Gesteine genauer angeben kann.

Diesen mächtigen Beckensedimenten steht wiederum die Schwellenfazies mit nur wenige Meter mächtigen Kalken gegenüber. Fossilmäßig belegt sind Nehden-Kalke von der Ense (DENCKMANN 1902, DAHLGRÜN 1936) und vom Hohen Lohr (vgl. S. 91). Auch an der Haingrube treten rötliche Nehden-Kalke als Linsen in roten Cypridinenschiefern auf. Eine Kalklinse 300 m SSE P. 471,3 am Horizontalweg oberhalb des Pingenzugs (Bl. Armsfeld) enthielt u. a. *Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp., die im ob. Nehden einsetzt und in die Hemberg-Stufe reicht.

An der Urfetalstraße stehen 35 m unterhalb der Furtbrücke (Bl. Armsfeld) rötliche Kalke mit kalkigen Schiefen an, die folgende Conodontenfauna lieferten:

Hindeodella deflecta HIBBARD 1927

Nothognathella sp. indet.

Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934

+*Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN 1955

+*Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN 1955

+*Polygnathus* cf. *sinelamina* BRANSON & MEHL 1934

Prioniodina armata (HINDE 1879)

Datierung: ob. Nehden — tiefes Hemberg

Interessant ist auch, daß Rotschieferinlagerungen nur im nordwestlichen Verbreitungsgebiet der Ortberggrauwacke auftreten, wodurch sich eine Verzahnung mit den Cypridinenschiefern und roten Kalken der Schwellenfazies andeutet.

Auch am Silberstollen S Densberg wurden während der Nehden-Stufe Kalke abgelagert. Die Lagerungsverhältnisse sind hier überaus kompliziert, da die am Nordwestrand der Jesberger Kulmmulde gelegene Schwelle bei der Überschiebung dieser Mulde auf die oberdevonischen Urfer Grauwacken heraufgerissen und zerschuppt wurde.

Ein Kalk mit einer außerordentlich reichen Conodontenfauna fand sich im westlichen Schurf. Er lieferte:

Ancyrognathus? sp.

Angulodus bidentatus SANNEMANN 1955

Angulodus gravis HUDDLE 1934

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

Angulodus sp. indet.

Apatognathus inversa SANNEMANN 1955

- Bryantodus nitidus* ULRICH & BASSLER 1926
Bryantodus sp.
Centrogmathodus sp. indet.
Falcodus variabilis SANNEMANN 1955
Hindeodella cf. *acuta* BRANSON & MEHL 1934
Hindeodella alternata ULRICH & BASSLER 1926
Hindeodella brevis BRANSON & MEHL 1934
Hindeodella catacta HUDDLE 1934
Hindeodella deflecta HIBBARD 1927
Hindeodella germana HOLMES 1928
Hindeodella cf. *tortuosa* BRANSON & MEHL 1934
Icriodus cornutus SANNEMANN 1955
Icriodus curvatus BRANSON & MEHL 1938
Icriodus nodosus (HUDDLE 1934)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL 1934
Icriodus sp. indet.
Ligonodina falciformis ULRICH & BASSLER 1926
Ligonodina cf. *flexuosa* BRANSON & MEHL 1934
Ligonodina cf. *franconica* SANNEMANN 1955
Ligonodina cf. *recurvata* BRANSON & MEHL 1934
Lonchodina subsymmetrica ? ULRICH & BASSLER 1926
Nothognathella abnormis BRANSON & MEHL 1934
Nothognathella cf. *brevidonta* YOUNGQUIST 1947
⁺*Nothognathella condita* BRANSON & MEHL 1934
Nothognathella iowaensis YOUNGQUIST 1945
Nothognathella sublaevis SANNEMANN 1955
Nothognathella typicalis BRANSON & MEHL 1934
Nothognathella sp. indet.
Ozarkodina elegans (STAUFFER 1938)
Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Palmatodella cf. *fragosa* E. R. BRANSON 1934
Palmatodella unca SANNEMANN 1955
Palmatodella ? n. sp.
⁺*Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
⁺*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
⁺*Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN 1955
⁺*Palmatolepis regularis* COOPER 1931
⁺*Palmatolepis subgracilis* BISCHOFF 1956
⁺*Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN 1955
Polygnathus brevilamina BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER 1926
⁺*Polygnathus pennatuloidea* HOLMES 1928
⁺*Polygnathus sinelamina* BRANSON & MEHL 1934
Polylophodonta gyratilineata (HOLMES 1928)
Prioniodella aequidens ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodella ? *torta* BRANSON & MEHL 1934
Prioniodina alata (HINDE 1879)
Prioniodina armata (HINDE 1879)
Prioniodina aff. *nasuta* (HINDE 1879)
Prioniodina prona (HUDDLE 1934)
Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Prioniodina cf. *subcurvata* ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodina sp. indet.
Roundya aurita SANNEMANN 1955
Roundya brevipennata SANNEMANN 1955
Roundya cf. *franca* SANNEMANN 1955
Roundya separata BRANSON & MEHL 1934
Roundya sp.
Scutula venusta SANNEMANN 1955
Scutula sp.
Tripodellus robustus BISCHOFF 1957
Lingula sp. indet.

Datierung: unt. Nehden (ob. to II α)

Vom Schloßberg (Bl. Gilserberg) liegt ein Kalk des ob. Nehden vor. Er wurde am Horizontalweg 270 m NE der Ruine Schönstein erschürft und enthielt folgende Fauna:

Ancyrodella sp. indet.
Hindeodella germana HOLMES 1928
Hindeodella tenerrima HOLMES 1928
Icriodus cornutus SANNEMANN 1955
Nothognathella brevidonta YOUNGQUIST 1947
Nothognathella sublaevis SANNEMANN 1955
Ozarkodina cf. *elegans* (STAUFFER 1938)
Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
Palmatodella cf. *unca* SANNEMANN 1955
+*Palmatolepis crepida* SANNEMANN 1955
+*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
+*Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp.
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
+*Palmatolepis regularis* COOPER 1931
+*Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN 1955
Polygnathus glabra BRANSON & MEHL 1934
Prioniodina armata (HINDE 1879)
Roundya aurita SANNEMANN 1955

Datierung: ob. Nehden

Der Nehden-Kalk entspricht zum größten Teil dem „Enkeberger Kalk“ DENCKMANN's.

c) Die Hemberg-Stufe

Auch im Hemberg haben wir im Kellerwald ein Nebeneinander von Becken- und Schwellenfazies. Allerdings wurden jetzt nur noch an der Ense und am Silberstollen Kalke abgelagert, im Bereich des Hohen Lohrs setzte die Schiefersedimentation ein.

Im Raum Moischeid–Densberg–Oberurff wurden die Urfer Grauwacken, Schiefer und Kalke abgelagert.

Das Alter dieser Serie war bis vor kurzem völlig unsicher. An Fossilien lagen von v. GAERTNER im Bahneinschnitt an der Norte-Mühle (Bl. Gilserberg) gesammelte, von GOTHAN als mittel- oder oberdevonisch erkannte Pflanzenreste vor (HENNIGER 1931, S. 27), ähnliche Funde erwähnt KUPFAHL (1953, S. 120) aus dem Grauwacken-

bruch 100 m südlich des Forstamts Schönstein. — Trotzdem wurde der Hauptteil der Urfer Grauwacke im Kellerwald von DAHLGRÜN als unterdevonisch angesprochen,

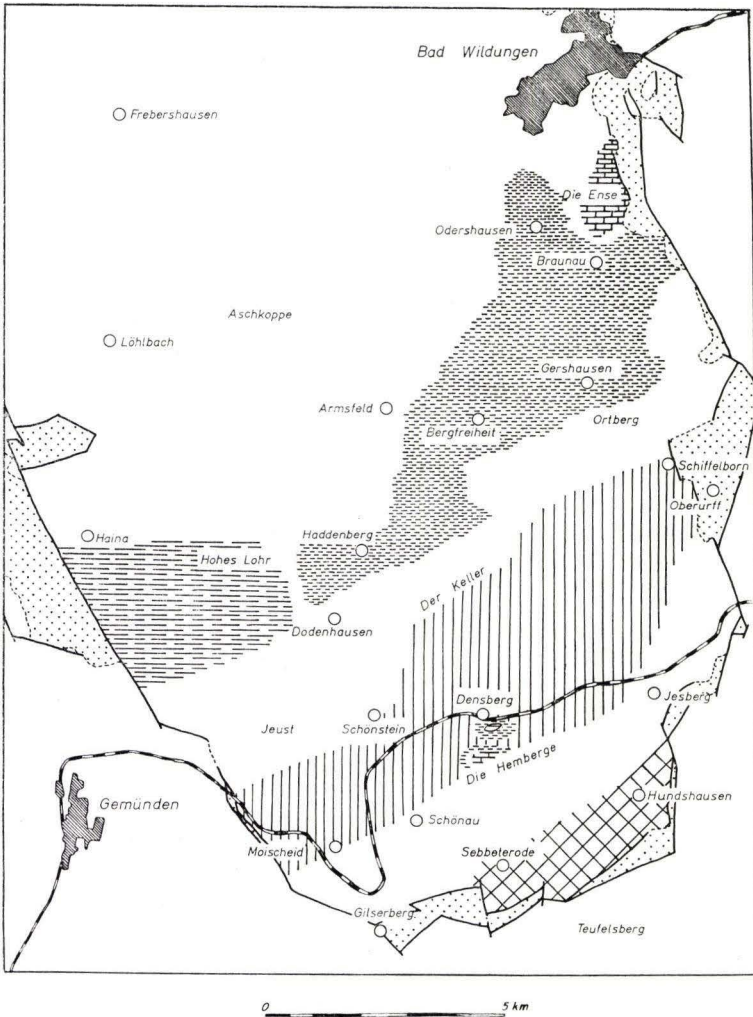


Abb. 3. Die Faziesverteilung im Kellerwald während der Hemberg-Stufe.

während sie bei Marburg und in der Hörre (CORRENS, KEGEL) unterkarbonisch sein sollte. Erst BISCHOFF & ZIEGLER konnten 1956 mit Hilfe von Conodonten den Nachweis führen, daß die Urfer Grauwacken, Schiefer und Kalke bei Marburg ins Ober-

devon und wahrscheinlich tiefste Unterkarbon gehören. H. BENDER (1958) kommt für die Hörre zum gleichen Ergebnis.

Entsprechend ist es auch im Kellerwald. An der Basis der graugrünen, gut gebankten, z. T. feinkonglomeratischen schwach quarzitischen Urfer Grauwacken treten milde Tonschiefer mit Kalklinsen auf. Hierin fand sich an der Nordseite des Küppels südlich Densberg am ehem. Schießstand folgende Conodontenfauna:

Hindeodella sp. indet.

Icriodus sp. indet.

Ozarkodina arcuata (BRANSON & MEHL 1934)

+*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp.

Pelekysgnathus? sp. indet.

Polygnathus cf. *glabra* BRANSON & MEHL 1934

+*Polylophodonta* sp. indet.

+*Pseudopolygnathus micropunctata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Datierung: Hemberg-Stufe (unterer Teil)

Diese Kalke innerhalb der Urfer Grauwacken und Schiefer wurden im Kellerwald von DENCKMANN als „Densberger Kalk“ bezeichnet; in der Hörre und bei Gladenbach stellte E. KAYSER den „Gladenbacher Kalk“ auf, der ebenfalls innerhalb der Urfer Grauwacken auftreten und nach DENCKMANN (Erl. Bl. Gilserberg, S. 9) älter sein sollte. Schon die Untersuchungen von BISCHOFF & ZIEGLER zeigten, daß beide Namen verschiedenalterige Gesteine umfassen, die vom Oberdevon II bis ins Unterkarbon II reichen. Nach KAYSER (1907, Erl. Bl. Riefensbeek) und ZÖLLICH (1939) sollen Densberger und Gladenbacher Kalk auch im Harz auftreten (bei St. Andreasberg und Hüttenrode); diese Gesteine gehören aber ins Mitteldevon und tiefere Oberdevon (SCHRIEL & STOPPEL 1958). Es wird daher vorgeschlagen, beide Namen einzuziehen und von Hemberg-, Dasberg-(usw.)Kalken zu sprechen.

Auffallend ist, daß die in der Hörre und am Wollenberg bei Marburg verbreiteten Plattenschiefer, die dort z. T. als Dachschiefer ausgebildet sind, im Kellerwald zu fehlen scheinen.

Die von DENCKMANN im Schieferrainsgraben (Bl. Armsfeld) als solche kartierten Gesteine sind wahrscheinlich älter als die Plattenschiefer der Hörre und des Wollenbergs, es sind die über der Ortberggrauwacke folgenden klippenbildenden Grauwackenschiefer mit Linsen von quarzitischer Grauwaacke.

Während bei Densberg bereits die Sedimentation der Urfer Grauwacken und Schiefer einsetzte, hielt am Silberstollen noch kurze Zeit die Kalksedimentation an. Im westlichen Schurf wurde ein grauer dichter dünnplattiger Kalk mit Zwischenlagen von schwarzen Schiefen angetroffen, aus dem DENCKMANN eine *Oxyclymenia* cf. *laevigata* erwähnt. Bei den schwarzen Schiefen handelt es sich allerdings nicht um Kellwassererkalk, wie DENCKMANN vermutete. Der Kalk lieferte u. a.:

Ligonodina monodentata BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926

- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
 +*Palmatolepis rugosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp.¹⁾
Polygnathus brevilamina BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER 1926
Polygnathus cf. *granulosa* BRANSON & MEHL 1934
Polygnathus sinelamina BRANSON & MEHL 1934

Datierung: Hemberg-Stufe

Diese Kalkfazies der Hemberg-Stufe ist auf die unmittelbare Umgebung des Silberstollens beschränkt. Im Straßeneinschnitt östlich des Silberstollens treten einzelne Kalklinsen in grüngrauen flasrigen Tonschiefern auf. Diese grauen und grauschwarzen Kalke enthielten folgende Fauna:

- Falcodus variabilis* SANNEMANN 1955
Hindeodella cf. *germana* HOLMES 1928
Icriodus cf. *curvatus* BRANSON & MEHL 1938
Ligonogina monodentata BISCHOFF & ZIEGLER 1956
Lonchodina cf. *discreta* ULRICH & BASSLER 1926
Nothognathella abnormis BRANSON & MEHL 1934
Nothognathella condita BRANSON & MEHL 1934 subsp.
Nothognathella sublaevis SANNEMANN 1955
Nothognathella sp. indet.
Ozarkodina arcuata (BRANSON & MEHL 1934)
Ozarkodina elegans (STAUFFER 1938)
Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926
 +*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
 +*Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp.
Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER 1926
Prioniodina armata (HINDE 1879)
Prioniodina prona (HUDDLE 1934)
Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)
Roundya sp. indet.
Spathognathodus sp. indet.
Tripodellus sp. indet.

Datierung: Oberdevon II β (höchster Teil)—III α

Im gleichen Straßeneinschnitt treten weiter nördlich plattige Kieselkalke auf, die allerdings fossilifer waren.

d) Die Dasberg- und Wocklum-Stufe

In der Dasberg-Stufe ist im Kellerwald die Schwellenfazies auf die Ense beschränkt, wo Goniatitenfunde DENCKMANN's vorliegen. H. SCHMIDT konnte auch die Wocklum-Stufe durch Funde oberhalb des SCHMIDT'schen Kalkofens b. Braunau belegen.

¹⁾ Nach mündl. Mitteilung von Herrn Dr. ZIEGLER (Marburg), der die neue Unterart im Rahmen einer Bearbeitung der Conodonten des Höheren Oberdevons demnächst beschreiben wird (*Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER 1959).

DENCKMANN gibt auch vom Hohen Lohr und von Gershausen Dasbergkalke an, führt aber die hier gefundenen Cephalopoden in einer Gesamtfossiliste zusammen mit den Funden von der Ense auf. Es ist aber verdächtig, daß DENCKMANN in dieser Liste Formen nennt, die nach heutiger Ansicht nur in älteren Stufen auftreten, z. B. *Sporadoceras münsteri* v. BUCH und *Brancoeras sulcatum* MÜNSTER. Bei Untersuchung zahlreicher Kalke von den genannten Vorkommen konnte kein Dasberg-Kalk gefunden werden.

In der Beckenfazies des Hörre-Acker-Systems wurden zwischen Moiseheid und Oberurff weiter die Urfer Grauwacken und Schiefer abgelagert. Auffallend ist hier in der Dasberg-Stufe ein Horizont besonders dickbankiger Grauwacken und klippenbildender Grauwackenschiefer, der am besten im Steinbruch am Waldrand südlich des Forstamts Schönstein aufgeschlossen ist. Im Hangenden dieses Horizonts fand sich am Waldrand 150 m SW der Ruine Schönstein in einer Kalklinse:

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

Falcodus variabilis SANNEMANN 1955

Hindeodella cf. *germana* HOLMES 1928

Ligonodina sp. indet.

+*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934

+*Palmatolepis* cf. *minuta* BRANSON & MEHL 1934

+*Polygnathus communis* BRANSON & MEHL 1934

+*Polygnathus rimulata* ULRICH & BASSLER 1926

Prioniodina prona (HUDDLE 1934)

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Roundya aurita SANNEMANN 1955

Spathognathodus crassidentatus (BRANSON & MEHL 1934)

Spathognathodus cf. *inornatus* (BRANSON & MEHL 1934)

Datierung: wahrscheinlich Dasberg-Stufe

Auch die Kalklinse auf dem Gipfel des Dörnerbergs (Höhe 327 W Jesberg, Bl. Gilserberg) gehört nach ihrer Conodontenfauna in die Dasberg-Stufe:

Angulodus sp. indet.

Hindeodella sp. indet.

Ligonodina cf. *monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Ozarkodina sp. indet.

Polygnathus communis BRANSON & MEHL 1934

Spathognathodus cf. *crassidentatus* (BRANSON & MEHL 1934)

+*Spathognathodus tridentatus* (BRANSON & MEHL 1934)

An Pflanzenresten fand DENCKMANN in den Urfer Grauwacken am Kopp-Bach (Bl. Armsfeld) cf. *Sphenopteridium rigidum*; DAHLGRÜN (1931) sammelte unterhalb des Erbslochs im Bernbachtal (Bl. Gilserberg) eine *Stigmaria* und einen Lepidophytenrest. Westlich des Birkensteins an der Kreisgrenze (Bl. Armsfeld) und im Gilsatal oberhalb der Einmündung des Lauterbachs (Bl. Gilserberg) treten Kiesel-schiefer, grobsandige Schiefer und Glimmerquarzite auf. Diese erinnern stark an die Glimmerquarzite und Kiesel-schiefer, die den Urfer Grauwacken und Schiefem am Wollenberg und in der Hörre eingelagert sind. Die Kiesel-schiefer sind mit dem Glimmerquarzit stratigraphisch verknüpft und keine Schiffelborner Kiesel-schiefer (BISCHOFF & STOPPEL 1957, S. 21).

Ob die Urfer Grauwacken ähnlich wie am Wollenberg und in der Hörre bis ins Unterkarbon hinaufreichen, ist fossilmäßig nicht belegt. Da sie aber im Kellerwald

ohne Schichtlücke von Schiffelborner Kieselschiefer des Unterkarbon II überlagert werden (vgl. BISCHOFF & STOPPEL 1957, S. 21) ist es wahrscheinlich.

Am Oberurffer Michelbach (Bl. Armsfeld) treten — wie wir bereits in der Nehden-Stufe beobachteten — Übergangsgesteine zu der Kieselschiefer-Grauwackenfazies von Sebbeterode-Hundshausen auf. In der Serpentine der Bundesstraße S Oberurff stehen an der Abzweigung des Weges zum Michelbach helle Kieselschiefer an, die folgende Fauna lieferten:

- Angulodus walrathi* (HIBBARD 1927)
- Hindeodella* sp. indet.
- Ligonodina* sp. indet.
- Lonchodina* ? sp. indet.
- +*Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis* cf. *glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Polygnathus* ? sp. indet.
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)
- Prioniodina smithi* (STAUFFER 1938)
- +*Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER 1956
- Scolopodus* sp. indet.
- Spathognathodus* sp. indet.

Datierung: sehr wahrscheinlich Oberdevon V

In ihrem Hangenden folgen unregelmäßig gebankte, schwach quarzitische Grauwacken, in denen DENCKMANN *Lingula* und *Cyclostigma hercynium* WEISS (*Knorria acicularis*) fand (vgl. Erl. Bl. Armsfeld, S. 16 und HENNIGER 1931, S. 13). Diese Grauwacke stellt einen Übergang der Urfer zu den gleichaltrigen Hundshäuser Grauwacken dar.

Kann nun der von DENCKMANN eingeführte Name „Urfer Schichten“ beibehalten werden? — DENCKMANN beschrieb die „Urfer Schichten“ als eine Folge von Ton- und Grauwackenschiefern sowie Grauwacken, in denen Einlagerungen verschiedenartiger Gesteine (konglomeratische Grauwacken, Plattenschiefer, Kieselschiefer, Kalke, ferner kalkige Tonschiefer mit Monograpten und Kieselgallenschiefer) auf-treten (Erl. Bl. Gilserberg, S. 4).

Die für die „Urfer Schichten“ typischen Gesteine — Ton- und Grauwackenschiefer, Grauwacken — sind also oberdevonisch und z. T. wahrscheinlich tiefunterkarbonisch, während die kalkigen Graptolithenschiefer und Kieselgallenschiefer sowie kalkigen Grauwacken eingeschuppt sind und ins Silur und Unterdevon gehören (vgl. STOPPEL 1958). Die Plattenschiefer sind im Kellerwald bisher nicht nachgewiesen (vgl. S. 104).

Es wird daher vorgeschlagen, den Sammelnamen „Urfer Schichten“ zu meiden und — in Übereinstimmung mit KOCKEL (1958), H. BENDER (1958) — von „Urfer Grauwacken“ und „Urfer Schiefen“ zu sprechen.

Unterkarbon

Schiffelborner Kieselschiefer

Über den Urfer Grauwacken und Schiefen, deren Mächtigkeit im Kellerwald etwa 300 m betragen dürfte, folgen die Schiffelborner Kieselschiefer, die 50—80 m mächtig

werden. Es sind milde hellgraue Tonschiefer, helle kieselige und quarzitischeschiefer, dickbankige feinsandige hellgraue Schiefer und schwarze Lydite. Sie sind gut im Steinbruch H. v. BUTTLAR am Nordwestrand von Schiffelborn (Bl. Armsfeld) erschlossen, wo sie zum Wegebau abgebaut werden. Sie lieferten hier folgende Fauna:

Gnathodus sp. indet.

Hindeodella germana HOLMES 1928

Lonchodina projecta ULRICH & BASSLER 1926 vel *L. torta* HUDDLE 1934

+*Ozarkodina delicatula*? (STAUFFER & PLUMMER 1932)

+*Ozarkodina roundyi* (HASS 1952)

Polygnathus sp. indet.

+*Solenodella* cf. *dicrocheila* (BRANSON 1934)

Datierung: Unterkarbon II α / β (ob. Teil)—III

Die von BISCHOFF & STOPPEL (1957, S. 18) von der Straße Zwesten—Braunau angegebene Conodontenfauna des Unterkarbon II γ fand sich im hangensten Teil der Schiffelborner Schichten, im Übergang zum Kammquarzit. In diesen Horizont gehören auch die Pflanzenreste (*Stigmaria*, *Sphenopteridium*, cf. *Pseudosporochnus*), die von H. SCHMIDT (1933) und DAHLGRÜN (1936) am Fuß der Ruine Löwenstein im Bruch an der Straße (Bl. Armsfeld) gefunden wurden.

Kammquarzit

Der im Hangenden folgende Kammquarzit wurde bisher in der Hörre als „Hörre-“ und „Klippenquarzit“, am Wollenberg als „Wollenbergquarzit“, im Kellerwald als „Wüstegarten-“ und „Kellerwaldquarzit“, im Harz als „Acker-Bruchberg-“, „Kamm-“ und „Ilsenburg-“ sowie bei Gommern als „Gommernquarzit“ bezeichnet. In Übereinstimmung mit C. W. KOCKEL (1958), H. BENDER (1958) und SCHRIEL & STOPPEL (1958) wird daher vorgeschlagen, diese Lokalnamen aufzugeben und den bisher im Harz und Kellerwald gebräuchlichen Namen „Kammquarzit“ auf alle genannten Vorkommen zu übertragen, zumal der Quarzit infolge seiner Widerstandsfähigkeit auch dort überall die Käme der Höhenrücken bildet.

Im Kellerwald ist der Kammquarzit auf Hohes Lohr, Keller, Ortberg und Lecktopfberg b. Zwesten beschränkt, im Nordwesten und Südosten fehlt er (vgl. Abb. 4). Seine größte Mächtigkeit dürfte 100—150 m betragen, die scheinbar größere am Wüstegarten wird, wie auch SCHWAN erkannte, durch Schuppentektonik vorgetäuscht.

Die Fauna des Quarzits wurde von H. SCHMIDT (1933) beschrieben. — Bei früheren Bearbeitungen machte die Parallelisierung des Kammquarzits mit der normalen Unterkarbon-Fazies des Rheinischen Schiefergebirges und Harzes große Schwierigkeiten. Es treten aber — bisher nicht beachtet — im östlichen Rheinischen Schiefergebirge an mehreren Stellen Quarzitlinsen im Kulmkieselschiefer auf, die eine Verzahnung beider Faziesbereiche andeuten. DENCKMANN (Erl. Bl. Armsfeld, S. 16) erwähnt solche Quarzitlinsen vom Oberurffer Michelbach, sie treten außerdem noch auf im mittleren Kellerwald im Steinbruch an der Kl. Leuchte W Bergfreiheit (Bl. Armsfeld) (vgl. S. 110), im Steinbruch W Dodenhäuser; ferner in der Nähe des Wollenbergs im Steinbruch an der Straße Brungershausen—Warzenbach (Bl. Buchenau) und — wie Dr. WALLISER (Marburg) feststellte — im Steinbruch Horst an der Straße Eifa—Laisa (Bl. Biedenkopf), dort 11 km vom Quarzit des Wollenbergs entfernt.

Für die Gleichaltrigkeit des Kammquarzits mit Teilen des Kulmkieselschiefers sprechen auch die beiden Conodontenfaunen:

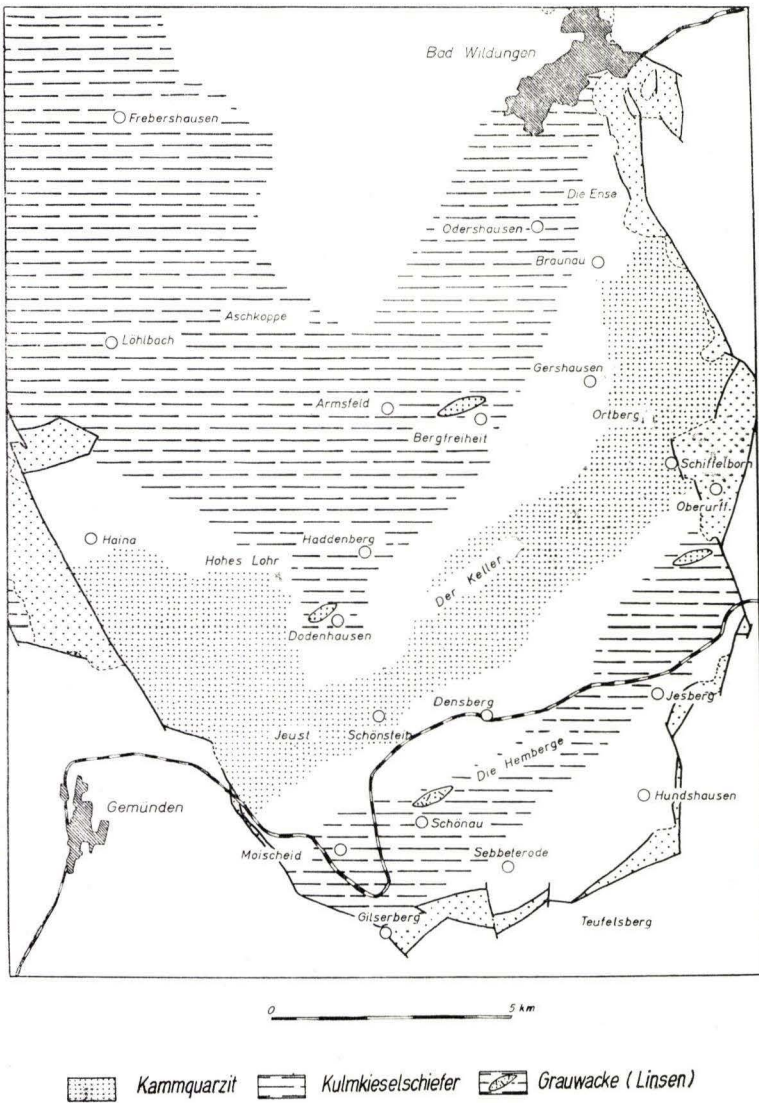


Abb. 4. Die Faziesverteilung im Kellerwald an der Grenze Unterkarbon II/III, zur Zeit der Ablagerung des Kammquarzits.

- a) Alter Bruch 100 m W der Serpentine der Bundesstraße 3 S Oberurff am Waldrand in dunklen Tonschiefen, schwarzen und grauen Kieselschiefen mit brekziösen Lagen und Linsen eines grünlichen glasnigen Quarzits:

Falcodus ? sp. indet.

+*Gnathodus commutatus punctatus* BISCHOFF 1957

- Gnathodus* sp. indet.
Hindeodella germana HOLMES 1928
Lonchodina sp. indet.
Polygnathus inornata BRANSON 1934
 +*Polygnathus orthoconstricta* THOMAS 1949
Prioniodina prona (HUDDLE 1934)

Datierung: Unterkarbon II γ

- b) Steinbruch des Waldecker Interessentenverbandes an der Kl. Leuchte W Bergfreiheit in schwarzen Lyditen, hellgrauen feinsandigen Schiefen und graugrünen dickbankigen kieseligen Schiefen, die große Linsen von graugrünen glasigen Quarziten, grünlichen Hornsteinen und roten Eisenkieseln enthalten:

- Angulodus walrathi* (HIBBARD 1927)
 +*Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF 1957
Gnathodus bilineatus (ROUNDY 1926) subsp. indet.
Hindeodella germana HOLMES 1928
Hindeodella cf. *übergensis* BISCHOFF 1957
Lonchodina sp. indet.
Ozarkodina roundyi (HASS 1952)
Ozarkodina sp. indet.
 +*Prioniodina cassilaris* (BRANSON & MEHL 1941)
Lingula sp. indet.

Datierung: Unterkarbon II γ —III α

Die Kieselschiefer mit Quarzitbänkchen von der Horst bei Eifa führen außerdem Manganerz-Lager und Kieselkalke, die für den oberen Teil der Kulmkieselschiefer typisch sind. In diesen Kieselkalcken fand REICH bei Hatzfeld *Goniatites crenistria*, so daß auch die Kieselschiefer von Eifa an die Grenze Unterkarbon II/III gehören dürften.

Auch im Harz ist anzunehmen, daß der Acker-Bruchberg-Quarzit Teile der Kulm-Kiesel- und -Tonschiefer vertritt (vgl. SCHRIEL & STOPPEL 1958).

Kulmtonschiefer, Kulmgrauwacke

Zwischen Jeust und Wüstegarten treten im Dodenhäuser Graben Kulmtonschiefer und -grauwacken auf, die beweisen, daß einst diese kulmischen Gesteine auch über dem Kammquarzit folgten, trotzdem eine solche Überlagerung heute nirgends mehr aufgeschlossen ist.

Außer *Posidonia*, die CHELIUS bei Dodenhäuser im Kulmtonschiefer fand, liegen im südlichen Kellerwald aus diesem Schichtglied keine Versteinerungen vor. Auffallend ist in der Jesberger Kulmmulde das Auftreten von Dachschiefern, die bis 1948 im Sebbeteröder Gemeindewald auch bergmännisch abgebaut wurden. Grauwackeneinlagerungen sind häufig, vor allem fällt zwischen Gilserberg und Jesberg eine konglomeratische feldspatreiche Grauwacke auf, die bis 5 mm große Quarze und metamorphe Schiefer führt.

Das unterkarbonische Alter der Kulmgrauwacke konnte belegt werden durch Pflanzenreste, die im Gemeindesteinbruch SE Schönau (Fa. VÖHL) gefunden wurden:

- Asterocalamites scrobiculatus* SCHLOTHEIM
 ? *Asterocalamitopsis sphenophylloides* GOTHAN
Lepidodendron losseni WEISS
Stigmaria ficoides BRONGNIART
Crinoidea indet.

Asterocalamites scrobiculatus liegt außerdem aus dem Steinbruch am Bergfeld E Moiseheid (von DENCKMANN als „Michelbacher Schichten“ kartiert) und aus dem Steinbruch an der Straße Jesberg–Hundshausen vor.

Die genaue Einstufung der Kulmgrauwacke nach Goniatiten ist südlich des Quarzit-zuges bisher nicht möglich gewesen. Nach Funden in der Umgebung ist (nach mündl. Mitteilung von Herrn Dr. J. KULICK, Wiesbaden) ein III β -Alter anzunehmen, jedoch bleiben hier die endgültigen Ergebnisse KULICK's abzuwarten.

Westlich des Wollenbergs konnten im Steinbruch am Gasthaus „Felsenkeller“ in Wolfgruben (Bl. Buchenau) im tiefsten Teil der Kulmgrauwacke Goniatiten gefunden werden, bei denen es sich nach KULICK um *Goniatites sphaericostratus* handelt (Unterkarbon III β 4–5).

Ob am Nordwestrand der Jesberger Kulmmulde die Kulmkieselschiefer das normale Hangende der Urfer und Schiffelborner Schichten bilden, war mangels geeigneter Aufschlüsse nicht zu entscheiden; es könnte auch eine Transgression vorliegen.

C. Bei Sebbeterode und Hundshausen: Kieselschiefer und Hundshäuser Grauwacke

Ein drittes Gebiet mit abweichender Fazies liegt im Südosten des Kellerwaldgebirges, wo — auf die Jesberger Kulmmulde aufgeschoben — Kieselschiefer und Grauwacken, die von DENCKMANN als „Hundshäuser Schichten“ zusammengefaßt wurden, zutage treten (vgl. Abb. 5, 6).

Anfangs stellte DENCKMANN diese Gesteine ins Unterdevon, später wurden auch sie als silurisch angesehen. Durch Cyclostigmen-Funde gelang DAHLGRÜN (1931) der Nachweis eines oberdevonischen Anteils dieser Serie. HENNIGER (1931) sah sie als „unterkarbonisch (?)“ an, H. SCHMIDT (1933, S. 11) betrachtete sie als Äquivalent des Kellerwaldquarzit.

Unter- und Mitteldevon

Die ältesten Gesteine in der Umgebung von Sebbeterode sind die von DENCKMANN am Sedeberg aufgefundenen Grauwacken und Schiefer der Michelbacher Schichten (Ob. Unterems — Oberems), die dort anscheinend an der Überschiebung der oberdevonischen Kieselschiefer auf die Jesberger Kulmmulde zutage treten (vgl. Abb. 5, 6).

Auf eine kalkige Vertretung des oberen Mitteldevons SE von Hundshausen deuten die bis 4 cm großen Kalkgerölle in der konglomeratischen Kulmgrauwacke hin, die im Steinbruch des Forstamts Jesberg an der Straße nach Hundshausen DAHLGRÜN eine Koralle des Givet lieferten. Auch tentaculitenführende Kalkgerölle kommen dort und im alten Bruch im Distr. 18 (oberhalb des Schiefer- und Grauwackenbruchs der Forstverwaltung) E Schönau vor.

Oberdevon|Unterkarbon

a) Nehden-Kieselschiefer

Das Oberdevon wird durch Kieselschiefer und Grauwacken vertreten. Die ältesten bisher bekannten oberdevonischen Gesteine sind gelbgraue, grüngraue und schwarze plattige und dickbankige Kieselschiefer und rote, grünweiße und grauweiße feinsandige Schiefer. Da die schwarzen Lydite in ihnen zu geschlossenen Partien zusam-

mentreten können, wurden sie von DENCKMANN und DAHLGRÜN als „Kulmkiesel-schiefer“ angesehen.

Sie eignen sich vorzüglich zum Wegebau — auf ein Packlager von Quarzit oder Grauwacke eingewalzt, ergeben sie recht dauerhafte Decken — und werden bei Hundshausen am Sportplatz und unterhalb des Friedhofs abgebaut.

Es fand sich folgende Fauna:

a) Am Trenkersberg E Hundshausen unterhalb des Friedhofs:

- Hindeodella* sp. indet.
- Ligonodina monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956
- Ozarkodina* sp. indet.
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- +*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis* cf. *glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis perlobata* ULRICH & BASSLER 1926
- +*Palmatolepis quadrantinodosa* BRANSON & MEHL 1934 n. subsp.
- Prioniodina* sp. indet.
- Scutula* sp. indet.

Datierung: Oberdevon II β —III α

b) Im Kiesel-schieferbruch der Gemeinde Hundshausen auf dem Strauchfeld N des Sportplatzes:

- Apatognathus* sp. indet.
- Hibbardella* vel *Roundya* sp. indet.
- Hindeodella germana* HOLMES 1928
- Hindeodella* cf. *unca* BISCHOFF 1956
- Hindeodella* sp. indet.
- Ligonodina franconica* SANNEMANN 1955
- Ligonodina* sp. indet.
- Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- +*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Polygnathus* sp. indet.
- Prioniodina alata* (HINDE 1879)
- Prioniodina armata* (HINDE 1879)
- Prioniodina prona* (HUDDLE 1934)
- Prioniodina smithi* ? (STAUFFER 1938)
- +*Scutula bipennata* SANNEMANN 1955

Datierung: Oberdevon II β —IV

c) 300 m NE Büchelmühle an der alten Eisenerzgrube:

- Ligonodina franconica* vel *Roundya franca* SANNEMANN 1955
- Ligonodina* sp. indet.
- Lonchodina projecta* ? ULRICH & BASSLER 1926
- Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)
- Ozarkodina* sp. indet.
- Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER 1926
- +*Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- Palmatolepis* sp. indet.
- Polygnathus* ? sp. indet.

Prioniodina prona (HUDDLE 1934)

Roundya ? sp. indet.

Spathognathodus ? sp. indet.

Datierung: Oberdevon II β —III α

d) Alter Steinbruch auf dem Hohlbuchsfeld SW Sebbeterode:

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

Hindeodella sp. indet.

Ligonodina franconica SANNEMANN 1955

+*Ligonodina monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Ligonodina sp. indet.

Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis regularis* COOPER 1931

+*Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN 1955

Polygnathus sp. indet.

Datierung: Oberdevon II α —unt. β

Die Mächtigkeit dieser Nehden-Kieselschiefer dürfte 200 m betragen. Lokal auftretende Brauneisenvererzungen auf dem Strauchfeld und NE der Büchelmühle waren im 18. und 19. Jahrhundert Gegenstand von Bergbauversuchen.

Auch die von DENCKMANN abgetrennten „Hundshäuser Kieselschiefer“ gehören zum größten Teil in die Nehden-Stufe. Es wird, da aber auch jüngere Gesteine sowie die Adorf-Kieselschiefer bei Moiseid mit diesem Namen bezeichnet wurden, vorgeschlagen, diesen Lokalnamen aufzugeben.

b) Hemberg-Grauwacke und Rot- und Kieselschiefer

Im Hangenden dieser Kieselschiefer folgt in einer Mächtigkeit von 50—70 m dickbankige z. T. quarzitische Grauwacke, die in den oberen Lagen am Sedeberg reich an Pflanzenhäcksel ist. Sie wird überlagert von 50—60 m schwarzen und grau-grünen Kiesel- und Wetzschiefen, in deren hangendem Teil grauviolette und grauweiße Polierschiefer in Wechsellagerung mit Kieselschiefer auftreten. Geringmächtige Grauwackenbänke deuten den Übergang zur Hundshäuser Grauwacke an (vgl. Abb. 6).

Östlich Sebbeterode fanden sich folgende Conodonten:

a) Am Waldrand 120 m S P. 276,9 am Sedeberg:

Falcodus sp. indet.

Hindeodella germana HOLMES 1928

Ligonodina sp. indet.

Ozarkodina arcuata (BRANSON & MEHL 1934)

Ozarkodina elegans (STAUFFER 1938)

Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis rugosa* BRANSON & MEHL 1934 subspp. indet.

Polygnathus sp. indet.

Prioniodina prona (HUDDLE 1924)

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Spathognathodus ? sp. indet.

Datierung: Oberdevon III—IV

b) Am Waldrand des Teufelsberges im Distr. 79, 100 m S P. 284:

Angulodus walrathi (HIBBARD 1927)

+*Ozarkodina arcuata* (BRANSON & MEHL 1934)

Ozarkodina regularis BRANSON & MEHL 1934

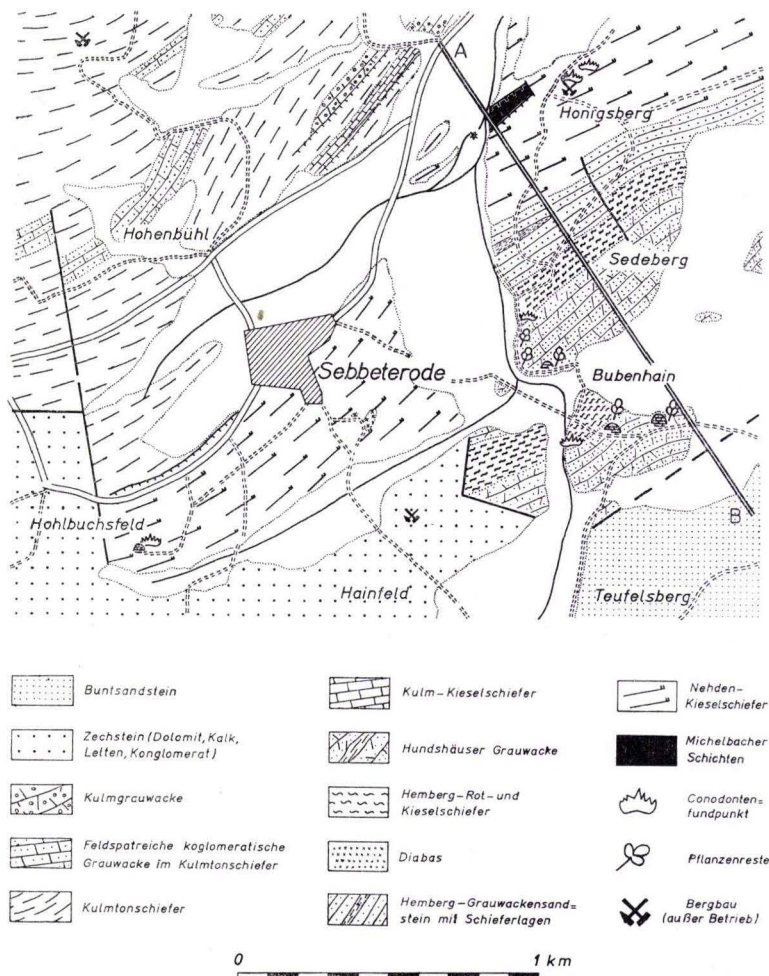


Abb. 5. Geologische Karte der Umgebung von Sebbeterode (Bl. Gilsberg).

Palmatodella delicatula ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis cf. *glabra* ULRICH & BASSLER 1926

+*Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis cf. *perlobata* ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis sp. indet.

Prioniodina smithi (STAUFFER 1938)

Pseudopolygnathus ? sp. indet.

Datierung: Oberdevon II β —V

c) Hundshäuser Grauwacke

Über diesen Rot- und Kieselschiefern der Hemberg-Stufe, in deren hangendstem Teil die Conodontenfaunen gefunden wurden, setzt die Hundshäuser Grauwacke, die am besten im Gemeindesteinbruch SE Hundshausen aufgeschlossen ist, ein. Dieser Bruch wurde durch die zahlreichen Exemplare von *Cyclostigma hercynium* WEISS bekannt, die in sandigen Lagen zwischen den Grauwackenbänken gefunden werden. Auffallend ist bei der Hundshäuser Grauwacke die kugelige Absonderung, die besonders gut im Hundshäuser Steinbruch zu beobachten ist. Gelegentlich treten nach Angaben der Steinbrucharbeiter Cyclostigmen auch im Kern solcher Kugeln auf. Vereinzelt sind auch konglomeratische Lagen in diesem Steinbruch aufgeschlossen, die bis 3 mm große Gerölle von Quarz (60—70%), Kiesel- und Tonschiefer (20—30%)



Abb. 6. Profil durch den Südost-Flügel der Jesberger Kulmulde und den Hundshäuser Sattel (die Endpunkte A und B sind auf Abb. 5 eingetragen).

und Phyllit (10%) führen. Südlich Hundshausen sind der Hundshäuser Grauwacke auch Arkosen eingelagert, Wetzschiefer und Rotschiefer treten im Distr. 79 am Teufelsberg auf und werden dort in einem Steinbruch der Forstverwaltung abgebaut.

H. SCHMIDT (1933) konnte durch Funde von *Pleurodictyum dechenianum*, *Cyathaxonia cornu* und *Cladochonus michelini* in der Tanner Grauwacke des Harzes und im Unterra-Grauwackengebirge einen unterkarbonischen Anteil dieser der Hundshäuser Grauwacke entsprechenden Gesteine nachweisen. Die Frage, wie weit die Hundshäuser Grauwacke ins Unterkarbon hinaufreicht, kann bei Hundshausen und Sebbeterode nicht entschieden werden, da hier die Randverwerfung des Schiefergebirges die Serie abschneidet (vgl. Abb. 6).

Am Oberurffer Michelbach werden jedoch die petrographisch zwischen Urfer und Hundshäuser Grauwacke stehenden Gesteine (vgl. S. 107) von Kieselschiefer des Unterkarbon I γ überlagert. Es ist somit anzunehmen, daß auch die Hundshäuser Grauwacke ins Unterkarbon hinaufreicht.

Zur Paläogeographie

Im Oberdevon herrscht also im Kellerwaldgebirge ein Gegensatz zwischen einer geringmächtigen kalkigen Schwellenfazies und einer mehrere 100 m mächtigen Beckenfazies.

In Anlehnung an SCHWAN — dessen Reihenfolge der Gesteine allerdings zu revidieren ist — ist für den Kellerwald ein rasch absinkendes Beckengebiet anzunehmen, wobei der Sedimentationsraum der Hundshäuser Grauwacke mit ihren Konglomeraten und Arkosen küstennäher gelegen sein dürfte. Die gut gebankten Urfer Grauwacken und schließlich die Kiesel- und Tonschiefer am Hohen Lohr dürften die küstenferneren Sedimente darstellen.

Es ist anzunehmen, daß die Sedimentation in diesem schmalen, aber langen Becken, das vom Westerwald bis zur Elbe reichte, mindestens zeitweise nicht von SE, sondern von SW oder NE her erfolgte. Man kann sich z. B. nicht vorstellen, daß das Material der glimmerreichen Ortberggrauwacke über das Gebiet von Hundshausen-Sebbeterode, wo zur gleichen Zeit Kieselschiefer abgelagert wurden, hinweg geschüttet wurde (vgl. Abb. 2).

Das jüngste Gestein, das diese Rinne ausfüllte, ist der Kammquarzit (vgl. Abb. 4). Danach erfolgte die Schüttung von E und SE, und über das Oberdevon und tiefere Unterkarbon in allen genannten Faziesbereichen lagerten sich Kulmtonschiefer und -grauwacken ab. Auffallend sind die starken Mächtigkeitsschwankungen im Kulm, so ist die Kulmgrauwacke am Alten Berg bei Hundshausen 20—22 m, zwischen Jesberg und Reptich aber nur noch 5 m mächtig. Hier scheinen Schichtlücken an der Basis des Kulmkonglomerats, der jüngsten Schicht des Unterkarbons, vorzuliegen. Auch greift das Kulmkonglomerat im SE transgressiv bis aufs Givet (vgl. S. 111), was sich mit Beobachtungen aus dem Harz deckt (SCHRIEL & STOPPEL 1958), wo es bis auf das Mitteldevon transgrediert.

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Conodonten wird das Oberdevon und tiefere Unterkarbon des südlichen Kellerwaldes in 4 Faziesbereiche untergliedert:

- a) in eine Schwellenfazies mit Cephalopodenkalken, die z. T. bis ins höchste Oberdevon reicht,
- b) in eine Ton- und Kieselschieferfazies am Hohen Lohr, die vom unterkarbonischen Kammquarzit überlagert wird,
- c) in eine Grauwacken-Schiefer-Kalk-Fazies zwischen Moiseheid und Oberurff, deren Hangendes ebenfalls der Kammquarzit bildet,
- d) in eine Grauwacken-Kieselschieferfazies (Hundshäuser Grauwacke) bei Hundshausen und Sebbeterode.

Die Sedimentation erfolgte in einem fast 350 km langen von der Hörde über Wollenberg, Kellerwald und Harz bis zur Elbe reichenden schmalen Becken.

Größere Transgressionen wurden nicht beobachtet.

Die Tektonik ist gekennzeichnet durch einige größere Überschiebungen, an denen auch ältere Gesteine heraufgerissen wurden. Daher treten im Kellerwald auch silurische und unterdevonische Gesteine in einer Reihe von Aufschlüssen zutage.

Das Belegmaterial wird im Marburger Geologisch-paläontologischen Institut aufbewahrt.

Schriftenverzeichnis

- BENDER, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörde und ihre „Phyllite“. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, Wiesbaden 1958.
- BISCHOFF, GÜNTHER: Oberdevonische Conodonten (to I δ) aus dem Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 115—137, Taf. 8—10, Wiesbaden 1956.

		Hohes Lohr, Dodenhausen	Moischeid-Oberurff	Silberstollen	Sebbeterode- Hundshausen	
Unterkarbon	γ	Kulmkonglomerat				
	β	Kulmgrauwacke				
	III	Kulmtonschiefer mit Einlagerungen von Dachschiefer und feldspatreichen Grauwacken				
		α	Kulmkiesel- schiefer	Kamm- quarzit	Kulmkieselschiefer	
	δ					
	II	γ	Schiffelborner Kieselschiefer			
		β	Ton-, Kiesel- und Rot- schiefer	Urfer Grauwacken, kieselige Schiefer und Tonschiefer, Kalke, Glimmerquarzite		
	α					
	I				Hundshäuser Grauwacke, Arkose, Wetzschiefer	
	VI					
V					Kiesel- und Rot- schiefer	
IV						
Oberdevon	β			Quarzitische Grauwacke, Ton- und kieselige Schiefer		
	III	α				
		β	Rötliche Kal- ke mit Schie- ferlagen	Grauwackenschiefer Ortberggrauwacke Flasrige Tonschiefer	Cephalopoden- kalk	Nehden-Kiesel- schiefer
	II	α	Kellwasser- kalke	Kieselschiefer	Kellwas- serkalk	?
		β	Adorf-Kalk	Flasrige Schiefer	Adorf-Kalk	
	I					
Mitteldevon	ob.	Haingrube: Grauer Kalk, Schalstein m. Eisenerz- Grenzlager, graue Schiefer Dodenhausen: Kalke	Tonschiefer	Dunkle Kalke	?	
		Kalke, graue Schiefer	Tonschiefer (Wissenbacher Schiefer)	Graue Kalke	?	
	unt.	Tentaculi- tenschiefer				
		?	?	Kalke d.,,Mittl. Hercyn“	?	
Unterdevon	ob.	Michelbacher Schichten	Dalmanitenschichten Schönauer Kalk Princeps-Kalk Erbslochgrauwacke	Michelbacher Schichten	Michelbacher Schichten	
	Ems			Erbsloch- grauwacke	?	
	unt.	?				
	Siegen Gedinne	?	Kieselgallenschiefer		?	
Silur	Got- landium	Ton- und Kalkschiefer, Kieselkalke arkoseähnliche Grauwacken Kalkschiefer				
				?		

Die Schichtfolge des Kellerwaldes.

- Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wiesbaden 1957.
- BISCHOFF, G. & STOPPEL, D.: Zum Alter des Wollenberg-Kellerwald-Quarzits (Rheinisches Schiefergebirge). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 14—24, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 138—169, 1 Tab., Taf. 11—14, Wiesbaden 1956.
- Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 22, 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden 1957.
- CORRENS, C. W.: Über das Alter des Wollenbergquarzits bei Marburg/Lahn. — Z. deutsch. geol. Ges., 77, Mber. S. 243, Berlin 1926.
- DAHLGRÜN, F.: Das Alter des Aschkuppenquarzits und der Hundshäuser Grauwacke im Kellerwald. — Jb. preuß. geol. L.-A., 52, S. 466—469, Berlin 1931.
- Die Faziesverhältnisse im Silur und Devon des Kellerwaldes. — STILLE-Festschrift, S. 21—37, 3 Abb., Verl. F. Enke, Stuttgart 1936.
- DENCKMANN, A.: Silur und Unterdevon im Kellerwalde. — Jb. preuß. geol. L.-A., 17, S. 144—162, Berlin 1896.
- Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 33, 3 Kartenbeil., Berlin 1901.
- Bl. Gilserberg, Erl. z. geol. Kte. v. Preußen usw., Neue Nr. 5020, Berlin 1902.
- Bl. Kellerwald (Armsfeld), Erl. z. geol. Kte. v. Preußen usw., Neue Nr. 4920, Berlin 1902.
- ERBEN, H. K.: Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. — Beih. Geol. Jb., 9, VII + 98 S., 22 Abb., Hannover 1953.
- Die Grenze Unterdevon – Mitteldevon im Herzyn Deutschlands und des Massif Armoricain — ihre Korrelation mit dem Barrandium. — Vortragsbericht (Arbeitstagung über die Stratigraphie des Silur und Devon), Praha 1958.
- HENNIGER, K.: Die Kieselgallenschiefer des Kellerwaldes. — Lippstadt 1931.
- HUMMEL, K.: Roteisensteinlager im Devon des Kellerwaldes. — Z. prakt. Geologie, Mai 1922.
- KOCKEL, C. W.: Geologischer Führer durch Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1958.
- KUPFAHL, H.-G.: Untersuchungen im Gotlandium und Unterdevon des Kellerwaldes und bei Marburg. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 96—121, 7 Abb., Taf. 6, Wiesbaden 1953.
- MEMPEL, G.: Die Beziehungen der *Pericyclus*-Fauna des Gr. Schachttales zum Ackerbruchberg-System (Harz). — Abh. geol. L.-A., N. F. 216, S. 3—7, Berlin 1950.
- MÜLLER, K. J.: Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons. I. Die Gattung *Palmatolepis*. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 494, 70 S., 11 Taf., 2 Tab., Frankfurt/M. 1956.
- SANNEMANN, D.: Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons nach Conodonten. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. 100, 1 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1955.
- Oberdevonische Conodonten (to II α). — Senckenbergiana lethaea, 36, S. 123—156, 6 Taf., 3 Abb., Frankfurt/M. 1955.
- SCHMIDT, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges., 77, Mber. S. 226—234, Berlin 1926.
- Der Kellerwaldquarzit mit einer Beschreibung seiner Fauna und der aus der Tanner Grauwacke. — Geol. u. paläont. Abh., N. F., 19, S. 295—346, 4 Abb., 5 Taf., Jena 1933.
- SCHRIEL, W.: Zur Altersfrage der Hauptkieselschiefer LOSSEN's im Harz. — Z. deutsch. geol. Ges., 103, 4 Abb., Hannover 1951.
- Die Geologie des Harzes. — Schriften der Wirtschaftswiss. Ges. z. Studium Niedersachsens, N. F., 49, 308 S., 157 Abb., 1 Tab., 1 Karte, 1 Profil, Hannover 1954.

- Zur Frage der bretonischen Faltung im Unterharz. — Ber. Geol. Ges. in der DDR, **13**, Berlin 1957.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D.: Das Alter der „Hauptkieselschiefer“ LOSSEN's und der Buntschiefer in der Südharzmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, Hannover 1957.
- Acker-Bruchberg und Kellerwald — Stratigraphie und Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, Hannover 1958.
- Das Alter des sogenannten Hauptquarzits im südlichen Unterharz und in der Selke-mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, Hannover, 1958.
- STOPPEL, D.: Neue Fossilfunde im Silur des Kellerwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, 4 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1958.
- SCHWAN, W.: Die Acker-Bruchberg-Schichten des Harzes. — Abh. geol. L.-A., N. F. **216**, S. 13—47, 55 Abb., 8 Taf., Berlin 1950.
- Über das Kellerwaldsystem. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, S. 37—59, 9 Abb., Han-nover 1951.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Von

OTTO H. WALLISER und Mitarbeitern, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 3 Abbildungen und Tafel 13

Zusammenfassung

Bei der Untersuchung der Lagerungsverhältnisse zwischen Iberger Kalk (tiefes Oberdevon) und Unterkarbon konnten folgende Ergebnisse erzielt werden: 1. Der Iberger Kalk wurde vor dem Unterkarbon II teilweise verkarstet. 2. In die Karstformen lagerte sich Kulmkalk (Cu II α/β sowie Cu II γ = Erdbacher Kalk), Langenaubacher Tuffbreccie, Kulmkieselschiefer und Diabas ein. 3. Die Langenaubacher Tuffbreccie ist jünger als bisher angenommen; für ihre basalen Teile konnte ein Unterkarbon II γ -Alter belegt werden. 4. Sie wechsellagert nicht mit den liegenden Hangenbergschiefern; zwischen beiden besteht eine Schichtlücke. 5. Der „Deckdiabas“ ist an den hier beschriebenen Lokalitäten, wo ein ungestörter, gut erhaltener Kontakt mit zusammen vorkommenden Sedimenten vorliegt, nicht älter als Unterkarbon II.

Inhalt

Vorwort	120
Iberger Kalk	121
Unterkarbon	123
a) Kalk des Cu II α/β	123
b) Erdbacher Kalk	124
c) Langenaubacher Tuffbreccie	126
d) Kulmkieselschiefer	127
e) „Deckdiabas“	128
Schriftenverzeichnis	131

Vorwort

Als Mitarbeiter halfen bei der Anfertigung eines Schurfes, bei einer Neukartierung des Kalkplateaus von Erdbach-Breitscheid sowie im Labor die jüngeren Schüler von Herrn Prof. C. W. KOCKEL, die Herren P. BENDER, B. HÜCKEL, S. RITZKOWSKI, H. WITTEKINDT.

Bei einem größeren Schurf stellte die „Barbara-Erzbergbau AG“, Düsseldorf, Arbeiter zur Verfügung, wofür ihr hier nochmals Dank gesagt sei.

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Ebenfalls danken möchte ich an dieser Stelle den Herren H. BENDER, D. STOPPEL und Dr. W. ZIEGLER (Marburg) für das stets bezugte Interesse und Hinweise in Diskussionen und im Gelände sowie für die Hilfe bei der Bestimmung der Conodonten.

Die Aufbereitung der Conodonten-Proben wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht, wofür auch hier bestens gedankt sei.

Das Belegmaterial wird im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Marburg aufbewahrt.

Iberger Kalk

Der Iberger Kalk (tok auf Bl. Herborn und Dillenburg) ist in größerer Verbreitung auf den SW-Flügel der Dillmulde beschränkt, wo er das Kalkplateau von Erdbach-Breitscheid bildet und N' davon, im SE von Langenaubach, in mehreren Schuppen auftritt. Beide Vorkommen sind, wie neuere Tiefbohrungen (vgl. WIEGEL 1956, S. 49) ergaben, unter dem sie oberflächlich trennenden Diabas miteinander verbunden.

Die fazielle Ausbildung unterscheidet sich von dem besonders aus der Lahnmulde und dem Sauerland bekannten mitteldevonischen Massenkalk deutlich. Dort liegen meist massige, vorwiegend aus Korallen aufgebaute Kalke vor. Der Iberger Kalk dagegen besteht in der Hauptsache aus Stromatoporen-, Korallen- und untergeordnet Brachiopoden-Kalken, die häufig eine z. T. gute Bankung aufweisen. Während im Mitteldevon also echte Rifffalke vorliegen, handelt es sich beim Iberger Kalk um mehr oder weniger flach gelagerte, wahrscheinlich zum großen Teil durch Rasenbildende Tiere entstandene Vorkommen der „massigen“ Fazies.

Im N' Teil des großen, S' der Straße Breitscheid-Medenbach gelegenen Kalkbruches der „Barbara-Erzbergbau AG“ ist dem tieferen Teil des Iberger Kalkes eine bis 1,5 m mächtige Tufflage eingeschaltet. Es handelt sich dabei nach der, dankenswerterweise von Herrn Prof. H. HENTSCHEL, Wiesbaden, durchgeführten Bestimmung um „echten Diabastuff (der Korngröße der Fragmente nach ein grober Aschentuff), der durch nachträgliche Calcitimprägnerung zementiert ist. Der Tuff ist sehr rein, und es sind nur wenige Fremdgesteinsfragmente (und zwar nur Kalkstein) beigemischt. Vom Schalstein unterscheidet dieses Gestein nur die fehlende oder doch nicht deutlich erkennbare Verschieferung“ (schriftl. Mitt.).

Die Hauptmasse des Iberger Kalkes ist in die Adorf-Stufe zu stellen; seine zeitliche Unter- und Obergrenze konnte bislang jedoch nicht eindeutig festgelegt werden. WIEGEL (1956) kommt, nach einer Zusammenstellung der bisher in der Literatur gemachten Angaben, zu dem Schluß, daß „givetische Äquivalente der Riff-Fazies im Breitscheid-Erdbacher Kalkmassiv erwartet werden dürfen, wenngleich sie auch anstehend bisher noch nicht beobachtet worden sind. In dem faziell dem Iberger Kalk verwandten dunklen Korallenkalk („Hunnacker Kalk“) werden die tieferen Teile mit großer Wahrscheinlichkeit noch dem Givet angehören“ (S. 22).

Auch für die Obergrenze des Iberger Kalkes konnten bisher keine einwandfreien Beweise erbracht werden. Der Grund dafür ist darin zu suchen, daß bei den heute vorliegenden Lagerungs- und Aufschlußverhältnissen als ungestörtes Hangendes des Iberger Kalkes nur Sedimente des Unterkarbons angetroffen werden. Eigene, aus dem Iberger Kalk gewonnene Aufsammlungen erbrachten nur Fossilien der Adorf-Stufe. So enthielt z. B. der im Schurf I am Liebstein (s. S. 125) angetroffene jüngste,

Brachiopoden führende Iberger Kalk eine in die mittlere bis obere Adorf-Stufe einzuordnende Fauna mit

- Ancyrodella* sp.
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST 1945
Icriodus expansus BRANSON & MEHL 1938
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947
Palmatolepis rhenana BISCHOFF 1956

In den basalen Teilen der auf dem Iberger Kalk abgelagerten unterkarbonischen Sedimente konnten dagegen neben den unterkarbonischen auch umgelagerte Conodontenfaunen gewonnen werden, die meist jünger als die Adorf-Stufe sind. Mehrere Proben aus dem tiefsten Teil des Erdbacher Kalkes (CuII γ) vom Liebstein (vgl. S. 125) führten u. a.:

- Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis glabra elongata HOLMES 1928
Palmatolepis quadrantinodosa n. subsp.
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis n. subsp. BRANSON & MEHL 1934

Sie entstammen also aufgearbeiteten Schichten des oberen Nehden bis Hemberg. Der Kalk des CuII α/β aus dem Steinbruch der „Barbara-Erzbergbau AG“ (vgl. S. 123) enthielt neben unterkarbonischen Formen eine reiche Fauna mit

- Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL 1934)
Ancyrognathus asymmetrica (ULRICH & BASSLER 1926)
Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST 1945
Nothognathella sublaevis SANNEMANN 1955
Palmatolepis crepida SANNEMANN 1955
Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis glabra elongata HOLMES 1928
Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis maxima K. J. MÜLLER 1956
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
Palmatolepis regularis COOPER 1931
Palmatolepis rhenana BISCHOFF 1956
Palmatolepis rugosa n. subsp.
Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1935
Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947
Palmatolepis unicornis MILLER & YOUNGQUIST 1947
Spathognathodus spinulicostatus ultimus BISCHOFF 1957

Diese Fauna enthält also Formen, die das gesamte Oberdevon belegen.

Im großen Steinbruch am „Schleißberg“, SE' Langenaubach, fand sich in einem hellen, feinkörnigen Kalk mit Brachiopoden, der zwischen Iberger Kalk und Langenaubacher Tuffbreccie gelagert und eng mit dem Iberger Kalk verbunden war (vgl. S. 126), folgende, ins Nehden (wahrscheinlich höherer Teil) einzustufende Fauna:

- Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis glabra elongata HOLMES 1928
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955
Palmatolepis rhomboidea SANNEMANN 1955
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1955
Polygnathus procera SANNEMANN 1955
Polylophodonta cf. *trilobata* (HOLMES 1928)

Die Schichtlücke zwischen Iberger Kalk und Unterkarbon verschließt uns die Kenntnis der Weiterentwicklung des Kalkmassivs im höheren Devon. Ein Fortdauern der Sedimentation in derselben oder einer anderen Fazies liegt durchaus im Bereich des Möglichen. Die in den unterkarbonischen Schichten auf sekundärer Lagerstätte liegenden oberdevonischen Faunen können deshalb auch aus einer anderen, über dem Iberger Adorf-Kalk abgelagerten Fazies stammen.

Da die vorliegende Schrift eine Untersuchung der Lagerungsbeziehungen zwischen Iberger Kalk und den Sedimenten des Unterkarbons bezweckt, soll auf die Beziehungen des Iberger Kalkes zu altersäquivalenten Sedimenten sowie auf die im Randbereich des Kalkmassivs vorkommenden Schichten des höheren Devons hier nicht näher eingegangen werden. Kurz erwähnt sei nur, daß der flach gelagerte Iberger Kalk seitlich eine Verzahnung mit Sedimenten anderer Fazies zeigt. So ist im Steinbruch der Gemeinde Donsbach eine Wechsellagerung von Plattenkalken mit „Iberger Kalk“ zu beobachten. Meist ist dieser brecciös und als Detritus am Rand des Kalkmassivs aufzufassen, wofür auch die teilweise zu beobachtenden Rutschungserscheinungen sprechen. Daneben kommt jedoch auch autochthoner Iberger Kalk vor. So berichtet schon MATERN (1931, S. 11) von einem damals im Abbau befindlichen „Riff“, das in Plattenkalke eingelagert, sich seitlich stark verjüngte.

Während in dem im Aufbau verwandten Vorkommen des Ibers im Harz Sedimente aus der Zeit zwischen Adorf und Unterkarbon II bekannt sind, fehlen in unserem Bereich eindeutige Hinweise für eine Weitersedimentation im zentralen Bereich des Kalkmassivs. Da die unterkarbonischen Sedimente in Karstformen eingelagert sind (s. u.), kann mit Sicherheit ausgesagt werden, daß der Hauptteil des Kalkvorkommens vor dem Unterkarbon II α/β und z. T. noch vor dem CuII γ über dem Meeresspiegel gelegen hat und, wahrscheinlich nur in relativ geringem Maße, von der Verkarstung ergriffen wurde.

Unterkarbon

a) Kalk des CuII α/β

Im Steinbruch der „Barbara-Erzbergbau AG“, S' der Straße Breitscheid-Medenbach, wurde an der Basis der E' Wand der tiefsten Abbausohle unter dem Iberger Kalk ein ungewöhnlich grobspätiger, grauer, dm- bis m-gebankter, durch dünne, schwarze Schieferlagen getrennter, selten deutlich brecciöser Kalk angetroffen, der neben den auf S. 123 beschriebenen Oberdevonformen folgende Conodonten lieferte:

- Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF 1957
Polygnathus orthoconstricta THOMAS 1949

Siphonodella crenulata (COOPER 1939)

Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL 1934)

Siphonodella quadruplicata (BRANSON & MEHL 1934)

Damit ist er in die *Siphonodella*-Zone BISCHOFF's (1957), also in den $\text{CuII}\alpha/\beta$ einzustufen. Er liegt somit unter einer Überschiebung des Iberger Kalkes auf $\text{CuII}\alpha/\beta$, der, nach den von der „Barbara-Erzbergbau AG“ freundlicherweise zur Verfügung gestellten Bohrprofilen, selbst wieder auf Iberger Kalk zu liegen scheint. Er bildet mit

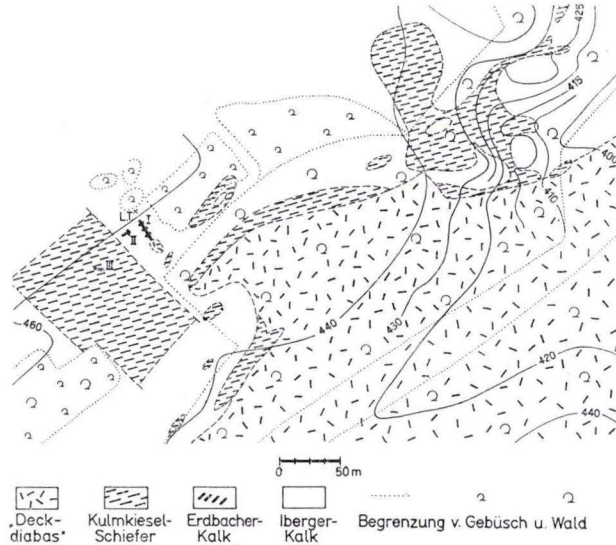


Abb. 1. Die geologischen Verhältnisse am „Liebstein“. L. T. (= „Locus typicus“ des Erdbacher Kalkes) ist 1400 m ESE' Breitscheid, 1250 m SW' Erdbach. I-III = Schürfe.

dem gleichalten Kalk zwischen Ammenhausen und Rüchenbach (Bl. Gladenbach; vgl. KOCKEL 1958) den ältesten, fossilbelegten Unterkarbonkalk unseres Gebietes. Wir müssen also annehmen, daß mit diesem Kulm $\text{II}\alpha/\beta$ -Kalk die, allerdings örtlich anscheinend sehr begrenzte, Transgression des Unterkarbons auf die Insel des Iberger Kalkes einsetzte. Das genannte Vorkommen wurde leider in jüngster Zeit durch die Anlage eines Abfuhrweges zugeschüttet, doch besteht die Möglichkeit, daß durch weiteren Abbau die Überschiebung wieder angetroffen wird.

b) Erdbacher Kalk

Der Hauptteil der vorhandenen Insel wurde vom Meer erst im Unterkarbon $\text{II}\gamma$ bedeckt, also zur Zeit des Erdbacher Kalkes, der sich mit seinen zeitlichen Äquivalenten in die Karstformen des Iberger Kalkes einlagerte.

Dies ist besonders schön am „Liebstein“ ESE' Breitscheid zu beobachten (vgl. Abb. 1 und 2). Bei einer gemeinsamen Begehung wurde von Herrn Prof. H. SCHMIDT, Göttingen, der diese Arbeit mit anregte, die in Abb. 1 mit „LT“ versehene Stelle als „Locus typicus des Erdbacher Kalkes“ gekennzeichnet, also die Stelle, von der z. B.

HOLZAPFEL (1889) die Fauna des Erdbacher Kalkes beschrieb. Dieses Vorkommen trug E. KAYSER auf Bl. Herborn als eine von Diabas und Kieselschiefern begleitete Scholle ein und hielt sie als „dem Iberger Kalk aufgelagert oder vielleicht in ihn eingesunken“ (1907, S. 25). An der von KAYSER eingezeichneten Stelle konnte Kulmkieselschiefer in größerer Verbreitung nachgewiesen, Erdbacher Kalk aber nicht aufgefunden werden. Der „Locus typicus“ befindet sich etwa 200 m weiter SW' (vgl. Abb. 1).

In dem angelegten Schurf I wurde eine junge Karstschlotte angetroffen, die neben Basalt- und Kieselschieferschutt größere Blöcke von Erdbacher Kalk enthielt, der, wie der übrige Schutt, in die Schlotte eingebrochen war. Wenige m davon steht im

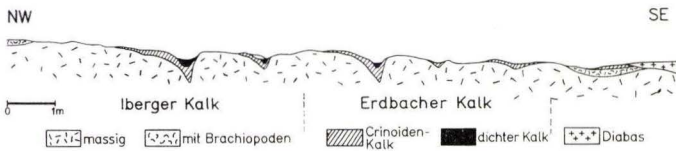


Abb. 2. Schematisierte Darstellung der Lagerungsverhältnisse im Schurf I der Abb. 1.

Schurf II Erdbacher Kalk im ursprünglichen Zusammenhang mit dem Iberger Kalk an. Die Aufnahme des Schurfes zeigt in schematisierter Darstellung Abb. 2: Das Liegende besteht aus Iberger Kalk in der üblichen, dichten Form, wobei die ihn aufbauenden Stromatoporen und Korallen meist nicht erkennbar sind. Seine Oberfläche erweist sich als zerschrattet. Die Tiefe dieser Schratten konnte im einzelnen wegen des schwierigen Abbaues des massigen Gesteins nicht ermittelt werden. Auf den höchsten Teilen des Iberger Kalkes liegt zwischen den Schratten an einigen Stellen ein reichlich Brachiopoden führender Iberger Kalk. An vielen Stellen über diesen beiden, faziell etwas verschiedenen Arten von Iberger Kalk, stets aber in den Schratten, liegt ein Crinoidenkalk, der, nur sehr wenig dunkler als der Iberger Kalk, nicht immer leicht von diesem zu unterscheiden ist. Er führt, genauso wie der darauffolgende dichte, graue Kalk eine reiche Conodontenfauna, welche das $CuII\gamma$, also Erdbacher Kalk-Alter, erweist:

- Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF 1957
- Gnathodus cf. commutatus* (BRANSON & MEHL 1941)
- Hindeodella saegaformis* BISCHOFF 1957
- Ozarkodina roundyi* (HASS 1952)
- Polygnathus orthoconstricta* THOMAS 1949
- Polygnathus styriaca* ZIEGLER 1957
- Scabiognathus anchoralis* BRANSON & MEHL 1941
- Siphonodella* sp.

Die in dem Crinoidenkalk außerdem enthaltene und oben S. 122 beschriebene Fauna des oberen Nehden bis Hemberg stammt aus aufgearbeiteten Sedimenten. Am Südeinde des Schurfes konnte noch Diabas im Kontakt mit Iberger Brachiopoden- und Erdbacher Crinoidenkalk angetroffen werden.

Eine weitere Stelle, welche die Einlagerung des Erdbacher Kalkes in die Karstformen des Iberger Kalkes zeigt, befindet sich in dem Steinbruch SSW' Erdbach.

Dort ist etwa in der Mitte der S' Wand, im obersten Teil, eine etwa 7 m tiefe Schlotte im Iberger Kalk angeschnitten, deren E' Wand zur Zeit der Geländebegehung noch ungestört vorhanden war. Sie ist von einer wechselnd dicken Schicht Erdbacher Kalks „austapeziert“. Wie aus den großen Blöcken Erdbacher Kalkes, die im Schutt direkt unter dieser Schlotte lagen, geschlossen werden kann, war diese wahrscheinlich zum großen Teil mit Erdbacher Kalk ausgefüllt.

c) Langenaubacher Tuffbreccie

Im Bereich des Iberger Kalkes auf Blatt Dillenburg konnte der Erdbacher Kalk bisher nicht nachgewiesen werden. Dort sind, wie WIEGEL (1956), der eine eingehende Untersuchung der Langenaubacher Tuffbreccie (im folgenden L. Tbr. abgekürzt) durchführte, schon beschreibt, die „Schlotten und Unebenheiten“ (S. 88) des Iberger Kalkes von der L. Tbr. erfüllt. Sowohl über Entstehung als auch Alter dieser L. Tbr. besteht seit langem große Uneinigkeit. WIEGEL (1956) stellte die große Zahl bisheriger Bearbeiter und deren Ansichten auf S. 54—55 zusammen, so daß hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Außer DUFOUR (1925), der auf Grund der Lagerungsverhältnisse die L. Tbr. dem Erdbacher Kalk gleichstellt, wurde sie von den bisherigen Bearbeitern ins hohe Oberdevon oder tiefe Unterkarbon gestellt. Eine besser fundierte Datierung gelang erst, nachdem H. SCHMIDT (1924) aus den Hangenbergsschiefern, die am „Schleißberg“, SE' Langenaubach, von der L. Tbr. überlagert werden, Fossilfunde bekanntmachen konnte. Der letzte Bearbeiter, WIEGEL (1956), kommt auf Grund dieser Fossilfunde sowie wegen der von H. SCHMIDT und ihm beobachteten normalen Überlagerung der Hangenbergsschiefer durch die L. Tbr. für diese auf ein alt-unterkarbonisches Alter. Dabei „läßt sich jedoch nicht ausschließen, daß ihre untersten Teile noch in das oberste Ober-Devon gehören könnten“ (S. 87).

Durch eigene Untersuchungen konnten neue Faunen auf der Basis der L. Tbr. gewonnen werden. Die erste Conodonten führende Probe entstammt dem Steinbruch am SW-Hang des Schleißbergs, wo im NE-Teil große Blöcke von Iberger Kalk, in L. Tbr. scheinbar eingelagert, auf Hangenbergsschiefern liegen. Die Entnahmestelle der Probe zeigte folgendes Profil: Im Liegenden Hangenbergsschiefer, darüber etwa 15 cm L. Tbr., dann eine linsenförmige Lage von hellem, dichtem Kalk mit Brachiopoden (höhere Nehden-Stufe, Fauna S. 123), der primär, also bei seiner Sedimentation, dem darüberliegenden, mehrere m³ großen Klotz von Iberger Kalk aufgelagert war. Die erwähnte Lage von L. Tbr. besteht nach den Untersuchungen von Herrn Prof. H. HENTSCHEL, Wiesbaden, aus einer feinstkörnigen, tonig-kalkigen Matrix, in der kleinste bis cm-große, eckige Fragmente eingebettet sind. Diese bestehen zum größten Teil aus organogenem Kalkstein, daneben auch aus Diabasmandelstein und Tonschiefer. „Magmatische diabasische Fragmente von kleinstem Korn lassen sich wegen der starken Trübung der Matrix nicht erkennen, können aber beteiligt sein. Das Gestein mag ein Tuff oder ein Tuffit sein“ (schriftl. Mitt.). Daß magmatische Teile tatsächlich enthalten sind, zeigt der Rückstand, der bei der Auflösung durch Monochlor-essigsäure übrig bleibt. Der Kalk wird herausgelöst, die magmatischen Tuffbestandteile bleiben als Gerüst erhalten, so daß das Gestein nicht zerfällt. Dem herausgelösten Kalk entstammen folgende, neben oberdevonischen Formen vorkommende Conodonten:

- Gnathodus bilineatus* cf. *bilineatus* (ROUNDY 1926)
Gnathodus bilineatus semiglaber BISCHOFF 1957
Gnathodus cf. *commutatus* (BRANSON & MEHL 1941)
Ozarkodina roundyi (HASS 1952)
Scaliognathus anchoralis BRANSON & MEHL 1941

Diese Fauna ist damit einwandfrei von Erdbacher Alter ($\text{Cu II } \gamma$). Dies stimmt auch gut mit der teilweise dichten, grauen, Crinoiden enthaltenden Matrix überein, die an Erdbacher Kalk erinnert. Man gewinnt dabei den Eindruck, daß ein Gestein vorliegt, das dadurch entstand, daß feinste magmatische Bestandteile sowie feinste bis cm-große Gesteinsbruchstücke in einem noch nicht verfestigten Kalkschlamm (vom Alter des Erdbacher Kalkes) eingebettet wurden. Mehrere zur Bestätigung dieser Ergebnisse aus dem basalen Teil der L. Tbr., an verschiedenen Lokalitäten entnommene und untersuchte Proben erbrachten genau denselben Befund.

Eine Wechsellagerung von Hangenbergschiefer und L. Tbr. konnte, entgegen WIEGEL (1956), nicht festgestellt werden. Dort, wo unmittelbar an der Basis der L. Tbr. Hangenbergschiefer eingelagert zu sein scheinen, sind diese stark zerquetscht und geschiefert. Es ist eher an eine tektonische Einquetschung an der Basis der L. Tbr. zu denken. Dies wird dadurch erhärtet, daß, nach der hier vorgenommenen Neueinstufung der L. Tbr. zwischen dieser und den Hangenbergschiefern, selbst wenn die darin gefundene Fauna von H. SCHMIDT ins tiefe Unterkarbon reichen sollte, eine erhebliche Schichtlücke besteht.

Die Einstufung der L. Tbr. oder zumindest ihrer basalen Teile in den $\text{Cu II } \gamma$ ist gut mit der Einlagerung von Kieselschiefern zwischen die L. Tbr. I und die L. Tbr. II WIEGEL's (1956) zu vereinbaren. Obwohl in diesen leider keine Fauna gefunden werden konnte, ist nicht einzusehen, warum sie nicht dem übrigen, gleichartig ausgebildeten Kieselschiefer der Dillmulde, der nicht vor dem $\text{Cu II } \gamma$ einsetzt, zeitlich gleichgestellt werden sollte. WIEGEL's Argumentation (1956, S. 90), daß der Kieselschiefer bei Langenaubach unter bzw. auch im Deckdiabas liegt, und, da dessen erste Ergüsse zu Beginn des Unterkarbons auftreten, die Kieselschiefer also ins untere Karbon, in die Gattendorfia-Stufe (Cu I), zu stellen sind, kann nicht als beweiskräftig angesehen werden, da sie von der falschen Voraussetzung ausgeht (vgl. S. 128), daß der sogenannte „Deckdiabas“ als Zeitindikator verwendbar ist.

Auch bei Erdbach, von wo man bisher die L. Tbr. nicht kannte, konnte sie nachgewiesen werden. Einzelne, bis dm große Stücke, die in ihrer Zusammensetzung und Korngrößenverteilung der oben beschriebenen L. Tbr. vollkommen entsprechen, wurden unterhalb der von Erdbacher Kalk ausgekleideten Schlotte im Iberger Kalk des Steinbruchs SSE' Erdbach aufgefunden. Dabei befindet sich ein großes Stück, bei dem diese L. Tbr. zwischen Iberger Kalk und Erdbacher Kalk eingelagert ist (Taf. 13 Fig. 1).

d) Kulmkieselschiefer

Der Kulmkieselschiefer interessiert im Zusammenhang mit den hier diskutierten Problemen nur insofern, als er im Kontakt mit Iberger Kalk, Erdbacher Kalk, Langenaubacher Tuffbreccie und Deckdiabas steht.

Im Gebiet von Erdbach-Breitscheid konnten an verschiedenen Stellen auf dem Kalkplateau Kieselschiefer und vereinzelt Tonschiefer auskartiert werden. Dort, wo

ihr Kontakt mit dem unterlagernden Gestein angeschnitten ist, wie z. B. in Schlotten des Steinbruchs SSW' Erdbach, liegen sie stets in gestörtem Verband vor. Im Gebiet SW' der „Steinkammern“ (S' Erdbach) konnten mehrere große Vorkommen von Kieselschiefer bei der Kartierung erfaßt werden (Abb. 1). Sie liegen hier meist in jungen, durch die Verkarstung hervorgerufenen Einbrüchen zwischen dem Iberger Kalk, der sie so vor der Abtragung schützt. Wenige m W' der Schürfe am Liebstein ist ein weiteres großes Vorkommen von Kieselschiefer, das, auf Grund der Kartierung und eines Schurfes, als tektonisch eingebrochen anzusehen ist. Durch den erwähnten Schurf III sollte versucht werden, das Liegende der Kieselschiefer zu erreichen, in der Hoffnung, den Kontakt mit dem mit großer Wahrscheinlichkeit unterlagernden Erdbacher Kalk anzutreffen. Leider mußte der Schurf aus technischen Gründen in 2,5 m Tiefe in ungestörtem, anstehendem Kieselschiefer eingestellt werden.

SW' von Langenaubach ist, wie schon erwähnt, ein Band von Kieselschiefer in die Langenaubacher Tuffbreccie eingelagert. Am „Wildweiberhäuschen“ liegt der von Diabas überlagerte Kieselschiefer auf Iberger Kalk. Zwischen beiden sind an einzelnen Stellen geringe Reste von L. Tbr. erhalten, die wohl petrographisch, leider aber fossilmäßig nicht belegt werden konnten.

e) „Deckdiabas“

Der „Deckdiabas“ ist im vorliegenden Gebiet teilweise innig mit den hier eingehender behandelten Schichten verbunden. Er bietet, ähnlich wie die L. Tbr., hinsichtlich seiner Entstehung und Altersdatierung oft in Angriff genommene und in verschiedenster Weise behandelte und ausgelegte Probleme. E. KAYSER (1900) erklärte ihn durch submarine Ergüsse am Ende des Devons — dieses abschließend — entstanden und nannte ihn deshalb „Deckdiabas“. Seit aber E. REUNING (1907) bei seinen Untersuchungen der Diabase an der Westerwaldbahn die Vermutung äußerte, daß ein großer Teil dieses „Deckdiabases“ intrusiver Natur sein könnte, und durch T. SCHMIERER (1922) auf Bl. Biedenkopf gezeigt wurde, daß noch im Kulmkieselschiefer Diabasgänge vorhanden sind, gingen die Meinungen der zahlreichen Bearbeiter hinsichtlich Entstehung und Alter des Diabases weit auseinander. So sind z. B. in jüngster Zeit in einem einzigen Zeitschriftenband (Z. Deutsch. geol. Ges. 1952, 104, Hannover 1953) drei grundsätzlich verschiedene Auffassungen vertreten: 1. H. GÖTZ hält den „Deckdiabas“ (wie z. B. auch E. KAYSER, R. BRAUNS, E. WIEGEL, R. SCHÖNENBERG) für vorwiegend effusiv und vertritt den Standpunkt „einer einmaligen Ergußphase, da bisher nirgends die Existenz von zwei oder mehreren Decken übereinander sicher festgestellt werden konnte“ (S. 284). 2. W. KLÜPFEL läßt (ähnlich wie z. B. H. RICHTER) den gesamten „Deckdiabas“ intrusiv entstehen. 3. A. PILGER folgt im wesentlichen der Ansicht zahlreicher Autoren (z. B. E. REUNING, T. SCHMIERER, W. KEGEL, K. GUNDLACH), die sowohl Ergüsse als auch Intrusionen annehmen, wobei meist die Ansicht KEGEL's vertreten wird, daß die Hauptmasse Deckenergüsse darstellt, die älter als Erdbacher Kalk und Kulmkieselschiefer sind, und daß die durch SCHMIERER bekanntgewordenen jüngeren, z. T. intrusiv im Kieselschiefer steckenden Diabase als geringfügige Nachzügler des Diabasvulkanismus aufzufassen seien.

Die im hier behandelten Gebiet zu beobachtenden Verhältnisse können vielleicht zur weiteren Klärung beitragen und sollen deshalb im folgenden näher beschrieben werden.

Im Gebiet von Erdbach-Breitscheid tritt der „Deckdiabas“ im Zusammenhang mit Iberger Kalk, Erdbacher Kalk und Kulmkieselschiefer auf.

Im Steinbruch SSW' Erdbach, sowie entlang des am Steinbruch vorbei nach S in einem Tälchen verlaufenden Weges, liegt der „Deckdiabas“ direkt auf Iberger Kalk. So ist er z. B. an der N' Steinbruchwand, E' des Verladetunnels, primär in eine mehrere m tiefe Schlotte eingelagert. Es bestehen Anzeichen dafür, daß die Schlotte teilweise Erdbacher Kalk enthielt. Der Diabas selbst enthält kontaktmetamorph veränderte Brocken von Erdbacher Kalk, ist hier also jünger als dieser.

Größere Schollen von Erdbacher Kalk, die in engster Verbindung mit dem Diabas stehen, befinden sich an der bekannten Lokalität am „Kramberg“, 2,2 km E' Erd-

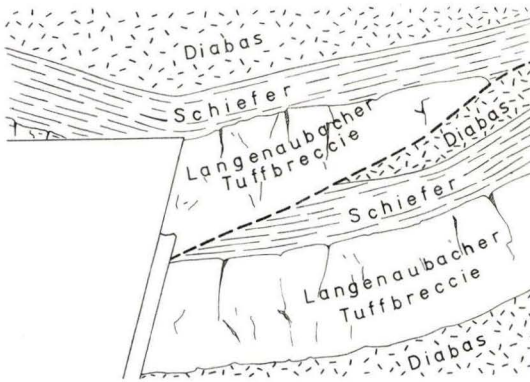


Abb. 3. Profil am Westausgang des Rabenscheider Tunnels S'Langenaubach. (Der Ausschnitt entspricht dem der Fig. 17 auf Taf. 5 in WIEGEL 1956).

bach, sowie an den auf Bl. Herborn etwa 1,2 km SE' Erdbach mit „Culm-Kalk“-Signatur versehenen Stellen. Leider sind diese Vorkommen, im Gebüsch verborgen, nicht mehr aufgeschlossen. Es finden sich aber, besonders am Kramberg, noch genügend Lesesteine, die den Kontakt zwischen Kalk und Diabas zeigen und oft eine reiche Fauna einschließen. Auch hier steht der Diabas in enger Verbindung mit dem $\text{CuII}\gamma$.

An der Straße Breitscheid-Erdbach ist der Kontakt zwischen Iberger Kalk und „Deckdiabas“ gut zu beobachten. Von dieser Stelle der Straße in Richtung Erdbach folgend sieht man mehrfach wechselnd Diabas und Kulmkieselschiefer anstehen, ohne daß jedoch der Kontakt zwischen beiden aufgeschlossen ist.

Die Lagerungsverhältnisse zwischen „Deckdiabas“ und Kulmkieselschiefer in der Gegend von Erdbach deuten darauf hin, daß der Diabas, der direkt am Kalkmassiv meist auf Iberger Kalk liegt, in mehr oder weniger großer Entfernung davon in enger Beziehung zum Kieselschiefer steht. Leider sind die Kontaktverhältnisse an den kritischen Punkten äußerst schlecht, so daß vorerst diese Verhältnisse nicht mit Sicherheit belegt werden können.

In der Gegend SE' Langenaubach liegt der „Deckdiabas“ auf der Langenaubacher Tuffbreccie, die, zumindest in ihren basalen Teilen, in den $\text{CuII}\gamma$ eingestuft

werden konnte. Dadurch wird auch die zeitliche Gleichstellung des in der Langenaubacher Tuffbreccie eingelagerten Kieselschiefers mit denen der übrigen Dillmulde gesichert. An anderer Stelle, wie z. B. am Wildweiberhäuschen, liegt der Diabas auf solchen Kieselschiefeln.

Dies wird auch durch einen Fundpunkt am W-Ausgang des Rabenscheider Tunnels (Bahnlinie Langenaubach-Medenbach) bestätigt, den WIEGEL (1956) beschreibt und auf Taf. 5, Fig. 17 abbildet. Hier soll nach WIEGEL (S. 98) „zwischen dem Deckdiabas ein ca. 2 m mächtiger Packen graugrüner bis grauer Feintuffe und braunvioletter bis rotbrauner milder Schiefer“ liegen. „Der Packen macht jedoch nicht den Eindruck einer mitgeschleppten Scholle, denn es zeigt sich keinerlei stärkere Beanspruchung. Die unteren Lagen der Schiefer gleichen zunächst die wulstige Oberfläche des unterlagernden Deckdiabases aus, indem sie teilweise schon in den Zwickeln auftreten.“ „Die Art der Ausbildung, sowie ihre räumliche Verbreitung (sie lassen sich in Bohrungen bis in das obere Medenbachtal verfolgen) beweist, daß diese Sedimente zwischen zwei Deckdiabas-Ergüssen abgelagert worden sind.“ In Wirklichkeit aber liegen die Schiefer nicht auf Diabas, sondern auf Langenaubacher Tuffbreccie, sich deren unebener Oberfläche anpassend (vgl. Abb. 3). Die in etwa 2 m Mächtigkeit erhaltene Tuffbreccie wird von Diabas unterlagert. Eine an der Grenze von Tuffbreccie und Schiefeln entnommene Probe erbrachte eine Conodontenfauna, die u. a. folgende wichtigen Formen enthält:

- Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF 1957
Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926
Palmatolepis glabra n. subsp.
Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934
Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934
Scaliognathus anchoralis BRANSON & MEHL 1941

Die jüngsten Vertreter entstammen also der Zeit des Erdbacher Kalkes¹⁾, d. h. auch an dieser Stelle ist der „Deckdiabas“ eng mit dem CuII γ verbunden. Der überlagernde Diabas scheint intrusiv zu sein.

Auch in der weiteren Umgebung des hier behandelten Gebietes konnten die bis jetzt erlangten Befunde bekräftigt werden. So ist im früheren Steinbruch der Fa. Heidrich, direkt N' der Bundesstraße 255, 100 m E' der Abzweigung nach Amdorf, die Überlagerung von Kieselschiefer durch intrusiven „Deckdiabas“ aufgeschlossen.

Besonders interessant ist der, schon von KAYSER (1907) und REUNING (1907) beschriebene Bahneinschnitt N' des Bahnhofs Herborn. Heute ist der obere, an der Westerwaldbahn gelegene Teil am besten aufgeschlossen. Der „Deckdiabas“, der mehrere Einlagerungen von roten Schiefeln, von Eisenkiesel und Kieselschiefeln enthält, wird von Kulmkieselschiefeln überlagert, die dann in fossilreiche hangende Alaunschiefer übergehen. Entlang des auf beiden Seiten des Einschnittes genau schichtparallel verlaufenden Kontaktes zwischen Diabas und Kieselschiefer wurden

¹⁾ Diese Alterseinstufung wurde auch durch anschließende Untersuchungen von Herrn Dipl.-Geologen KREBS bestätigt (freundliche mündliche Mitteilung), der den Verf. darauf aufmerksam machte, daß hier die vom Verf. gefundenen großen Blöcke von Iberger Kalk in Langenaubacher Tuffbreccie eingelagert sind.

mehrere Proben entnommen, die, teilweise im Dünnschliff, folgendes ergaben: Direkt am Kontakt zeigt sich eine nur wenige (2—3) mm breite Diabasglas-Zone, die jetzt meist sphärolithische Entglasung aufweist. In Richtung zum Diabas folgt darauf eine bis etwa 10 cm breite Zone, in der die Korngröße der Diabasbestandteile vom feinsten Korn (Taf. 13, Fig. 3) bis zu der Größe zunehmen, die im allgemeinen in diesem intrusiven Diabaskörper, der, durch Schiefer getrennt, über Pillow-Diabas liegt, angetroffen werden (Größe der Feldspäte im Durchschnitt etwa $\frac{1}{2}$ —1 mm, Taf. 13, Fig. 4). Es ist kaum anzunehmen, daß bei einem Erguß die Oberfläche des Diabasstromes eine große, so vollkommen ebene Fläche bildet, mit einem so gleichmäßigen zonaren Aufbau, wie in unserem Beispiel. Dies ist nur zu erklären, wenn man annimmt, daß der vorhandene Kontakt die Oberfläche eines intrusiven Diabaskörpers darstellt. Dieser intrusive Diabas, der hier in Kieselschiefern des höheren Unterkarbon II steckt (bestätigt durch freundliche Mitteilung der Herren J. KULICK und H. NICOLAUS) ist also, wie in den vorher beschriebenen Fällen, nicht älter als CuII γ . Die unter diesem Diabas liegenden, den Pillow-Diabas überlagernden roten Schiefer sind nach Conodontenfunden ebenfalls in das CuII einzustufen, sodaß auch dieser Diabas in enger Beziehung zum CuII steht. Durch diese Umdeutung der Datierung des hier vorliegenden Diabaskörpers entfallen auch die meisten der vielen, unnatürlichen Störungen, die E. KAYSER (1907) anbringen mußte, um den „Deckdiabas“ als Erguß im Oberdevon bestehen lassen zu können.

Auch für den Fall, daß im behandelten Gebiet einwandfrei älter einzustufender „Deckdiabas“ nachgewiesen werden kann, legen die hier beschriebenen Beziehungen zwischen Sedimenten und dem „Deckdiabas“ — der in allen genannten Fällen in direkter Verbindung mit weit verbreiteten „Deckdiabas“-Arealen steht — die Vermutung nahe, daß die Hauptförderung nicht oder zumindest nicht ausschließlich zu Beginn des Unterkarbons und vor dem CuII, sondern später erfolgte.

Auch in anderen Teilen der Dillmulde, weit außerhalb des behandelten Gebietes, ergeben sich bei den durch diese Arbeit angeregten und zur Zeit laufenden Untersuchungen Hinweise darauf, daß auch dort ähnliche Verhältnisse vorliegen.

Abgesehen von einer für das näher behandelte Gebiet sehr wahrscheinlich gemachten und in der übrigen Dillmulde eventuell auch zu erwartenden Umdatierung bzw. genaueren Fixierung des Alters der „Hauptförderphase“ und Erweiterung der Kenntnis der Entstehung des „Deckdiabases“, zeigen die hier angeführten Beispiele deutlich, daß der Deckdiabas auf keinen Fall, wie es von mehreren Autoren auch in jüngster Zeit geschehen ist, als stratigraphisches Bezugsniveau des tiefsten Unterkarbon verwendet werden kann.

Schriftenverzeichnis

- BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wiesbaden 1957.
- BRAUNS, R.: Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland II. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1889, 41, S. 491—544, Taf. 21, Berlin 1889.
- Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. — N.Jb. Min. etc., Beil., Bd. 21, S. 302—324, Taf. 14—20, Stuttgart 1906.

- DUFOUR, J.: Die Grube Constanze bei Langenaubach. Gutachten 1925 [Manuskript], [zitiert nach WIEGEL 1956].
- GÖTZ, H.: Zur Petrographie der devonischen Magmatite der Dill-Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, **104**, S. 277—286, 1 Abb., Hannover 1953.
- GUNDLACH, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. — Abh. preuss. geol. L.-A., NF. **157**, 59 S., 2 Abb., 2 Taf., Berlin 1933.
- HOLZAPFEL, E.: Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. — Pal. Abh., N.F., **1**, S. 1—74, Taf. 1—8, Jena 1889.
- KAYSER, E.: Über den nassauischen Culm. — N. Jb. Mineral. etc., Jg. 1900, **I**, briefl. Mitt., S. 132—134, Stuttgart 1900.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Lieferung **101**, Blatt Herborn (Neue Nr. 5315), 73 S., 3 Abb., Berlin 1907.
- KEGEL, W.: Über den Diabasvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 936—946, 1 Abb., Taf. 47—48, Berlin 1933.
- Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **160**, 48 S., 7 Abb., 18 Tab., 3 Taf., Berlin 1934.
- KLÜPFEL, W.: Diskussionsbemerkungen zu Problemen im Devon und Karbon der Rheinischen Masse. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, **104**, S. 247—253, 1 Abb., Hannover 1953.
- KOCKEL, C. W.: Geologischer Führer durch Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. Berlin (Bornträger) 1958.
- MATERN, A.: Das Oberdevon der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **134**, 139 S., 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Berlin 1931.
- PILGER, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, **104**, S. 198—218, 3 Abb., Hannover 1953.
- REUNING, E.: Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf. — N. Jb. Mineral. etc., Beil., Bd. **24**, S. 390—459, 14 Abb., Taf. 25—35, Stuttgart 1907.
- RICHTER, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — Intern. Bergwirtschaft u. Bergtechnik, **23**, S. 65—80, 85—101, 39 Abb., Halle a. S. 1930.
- SCHMIDT, H.: Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. — Senckenbergiana, **6**, S. 85—95, Frankfurt/M. 1924.
- SCHMIERER, T.: Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Biedenkopf. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, S. LXVI—LXXX, Berlin 1922.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau/Lahn. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, **105**, S. 1—19, 7 Abb., 1 Taf., Hannover 1954.
- mit einem Beitrag von D. GIESE: Oberdevonische Tektonik und kulmischer Magmatismus im nordöstlichen Dilltrog. — Geol. Jb., **71**, S. 595—616, 12 Abb., Hannover 1956.
- WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **15**, 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1956.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein

Von

URSULA HOCH, geb. TATGE, Hannover¹⁾

Mit 6 Abbildungen und Tafel 14

Die Anregung zu dieser Arbeit, die einen Teil meiner Dissertation darstellt, gab mir mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. KOCKEL. Ich freue mich, ihm an dieser Stelle für die Vermittlung der ersten Bekanntschaft mit der Geologie und für die spätere stete Hilfe und Förderung während der Studienzeit meinen Dank aussprechen zu können.

Inhalt

Einleitung	133
I. Die Schichtenfolge	134
1. Der Buntsandstein	134
2. Der Muschelkalk	135
3. Der Keuper	142
4. Das Tertiär	143
5. Das Quartär	145
II. Der tektonische Bau des Grabens	145
1. Der herzynische Grabenteil	146
2. Der eggische Grabenteil	152
3. Übergang von der herzynischen zur eggischen Richtung	156
4. Zusammenfassung der tektonischen Ergebnisse	157
5. Stellung des Momberger Grabens im saxonischen Raum	158
Schriftenverzeichnis	160

Einleitung

Der Momberger Graben, der etwa 4 km südlich des Kellerwaldes am Wohratal einsetzt, ist als schmaler Grabenzug in das Sandsteingebiet der Frankenberger Bucht eingebrochen. Seine Füllung besteht aus höherem Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Das Südende des Grabens wird vom Neustädter Tertiärbecken verhüllt, das bereits zur eigentlichen Hessischen Senke gehört.

Im Landschaftsbild ist der Graben vorwiegend im Bereich des Blattes Gilserberg (Nr. 5020) gut zu erkennen, da die Röt- und Muschelkalkböden als Ackerland bearbeitet werden, während der Wald, auf Buntsandstein stehend, den Grabenrand nachzeichnet. Auf Blatt Neustadt-Arnshain (Nr. 5120) dagegen wird der Eindruck verwischt durch die Lößbedeckung, die auch auf Buntsandstein geeignete Ackerflächen schafft.

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Die höchste Erhebung des Gebietes liegt mit knapp 420 m über N. N. auf dem Muschelkalkplateau der Hohen Warte nordöstl. Winterscheid. Von dort fällt das Gelände etwa im Streichen des Grabens nach beiden Richtungen ab. Da die Höhen östl. von Winterscheid von der Rhein-Weser-Wasserscheide gequert werden, erfolgt die Entwässerung des Gebietes einmal über Wohra und Ohm zur Lahn, zum anderen über Wiera und Schwalm in die Eder. —

In der Literatur erwähnt wurde der Graben zum ersten Male 1885 von v. KOEHNEN. 1916 bearbeitete HECKMANN den Muschelkalk des Grabens zusammen mit anderen hessischen Vorkommen. Im Rahmen der Aufnahme der geol. Spezialkarte von Preußen 1 : 25000 wurde der auf dem Blatt Gilserberg gelegene Anteil des Grabens von DENCKMANN (1902), der auf Blatt Neustadt-Arnshain gelegene Anteil von BLANCKENHORN (1931) mit bearbeitet. Die auf das Mbl. Gemünden (Nr. 5019) übergreifende Verlängerung des Grabens wurde bei den genannten Bearbeitungen noch nicht berücksichtigt.

Die Benennung des Grabens ist bei den zitierten Autoren unterschiedlich. Aus praktischen Erwägungen soll der von BLANCKENHORN benutzte Name „Momberger Graben“ beibehalten werden.

I. Die Schichtfolge

1. Der Buntsandstein

Da der Buntsandstein mit Ausnahme des Röt nur in sehr geringem Maße am Aufbau des Grabens beteiligt ist, andererseits der Grabenrand nicht voll auskartiert wurde, sollen die unteren Stufen nur kurz gestreift werden.

1a) Der Untere Buntsandstein. Nur die höheren Partien sind am Grabenrand zu finden, und zwar ausschließlich in *Avicula*-Fazies. Es sind dünnbankige, vorwiegend dunkelrote, feinkörnige Sandsteine mit reicher Glimmerführung. In lagenweise quarzitischen Bänken tritt *Avicula purchisoni* GEINITZ gar nicht selten auf.

1b) Der Mittlere Buntsandstein. Hier ist eine Unterteilung in drei Stufen möglich: sm_1 = Stubensandsteinzone¹⁾, sm_2 = Bausandsteinzone (= Marburger Bausandstein), sm_3 = geröllführender Bausandstein (= „Preuß.“ Bausandstein).

Der sm_1 ist durch zahlreiche, meist hellfarbige Sandgruben leicht aufzufinden. Seine Mächtigkeit beträgt 40—60 m. Darüber setzt mit deutlich steilerem Hangwinkel der sm_2 an. Seine Ablagerungen bieten das Bild der Küstennähe, etwa den Marburger Verhältnissen entsprechend, führen jedoch keine vergleichbaren Geröllagen. Am Grabenrand sind diese Schichten in ungestörter Mächtigkeit am Lischeider Berg zwischen Lischeid und Heimbach mit etwa 70 m vorhanden. Unmittelbar NW des Dorfes Heimbach ist jedoch auch im Graben eine Scholle sm_2 als ältester Anteil der Füllung nachzuweisen. Darüberhinaus dürfte der letzte schmale nordwestliche Ausläufer des Grabens im Schiffelbachtal ebenfalls aus sm_2 bestehen.

Der sm_3 besteht petrographisch aus recht unterschiedlichen Partien, deren gemeinsames Moment nur die starke Grobkörnigkeit ist. Auf der einen Seite sind helle, mäch-

¹⁾ Den hier als sm_1 bezeichneten Schichten entsprechen bei GUNZERT (1954) die Stubensandstein- und die Formsandzone gemeinsam. Die trennenden *Avicula*-Platten zwischen beiden konnten im Gebiet des Grabenrandes nicht nachgewiesen werden.

tige Sandsteinlagen mit Bankstärken bis zu 1 m vorhanden. Sie führen häufig grüne Tongallen, Gerölle jedoch nur in geringerer Anzahl. Andererseits kommen tiefviolette, stärker aufgespaltene Bänke vor, die fast immer eine recht starke Geröllführung aufweisen. Als Teil der Grabenfüllung sind die hellen Partien des sm_3 am Nordhang des Leiselberges (N Heimbach) schlecht aufgeschlossen, während die dunklen Anteile auf den Feldern und am Waldrand N Heimbach durch ihre Geröllführung relativ leicht zu verfolgen sind. Am Grabenrand sind die verschiedenen Ausbildungen am besten in den aufgelassenen Steinbrüchen SW Appenhain am Talhang und im Walddistr. 19 zu beobachten.

1c) Der Obere Buntsandstein (Röt). Das Röt bildet neben dem Muschelkalk den größten Teil der Grabenfüllung. Es besteht aus tiefroten und grünen Letten in die gelegentlich dünne grüne Quarzitbänkchen eingeschaltet sind. Darüberhinaus konnte im Gebiet der Domäne Bellnhausen die Einlagerung von Sandsteinbänken beobachtet werden. In temporären Aufschlüssen waren etwa 10 m unter der Basis des Muschelkalkes blaßgrüne, gelegentlich blaßviolett geflammte Sandsteine nachzuweisen. Die stärkste der einander ablösenden Bänke hatte eine Mächtigkeit von 40 cm. Der Rötsandstein, der später auch im Lesestein leicht wiederzuerkennen war, ist stets feinkörnig und recht fest, z. T. sogar quarzitisch. Er spaltet recht ebenflächig, was auf die relativ reiche Glimmerführung zurückzuführen sein dürfte.

Das Röt ist — tektonisch bedingt — an keiner Stelle des Grabens in voller Mächtigkeit vorhanden.

2. Der Muschelkalk

Eine der Hauptaufgaben der vorliegenden Kartierung bestand darin, den Muschelkalk im gesamten Grabengebiet einheitlich darzustellen und die Stratigraphie möglichst zu verfeinern. Aus diesem Grunde wurde dieser Abschnitt etwas ausführlicher gehalten.

Alle Stufen des Muschelkalks sind im Kartierungsgebiet vertreten. Den weitaus größten Anteil davon stellt

2a) Der Untere Muschelkalk oder Wellenkalk (μ).

Von den früheren Bearbeitern hatte nur BLANCKENHORN eine Unterteilung des Wellenkalk in μ_1 und μ_2 mit Hilfe der Terebratelbank vorgenommen. Bei der Neuaufnahme gelang es, alle drei Leithorizonte des μ , die Oolithbank, die Terebratelbank und die Schaumkalkbank nachzuweisen und zu verfolgen. Von den dazwischen liegenden Partien des Wellenkalk war jedoch kein vollständiges Profil aufzustellen. Bis auf wenige Steinbrüche waren die Aufschlüsse zu klein, um eine sichere Parallelsierung zu gestatten.

Der μ beginnt mit gelben Kalken bzw. gelbgrauen bis gelbbraunen Mergeln, die die Grenze Röt/Muschelkalk sowohl im Aufschluß, wie als Lesestein recht gut nachzeichnen. Die Mächtigkeit dieser Grenzschichten schwankt im untersuchten Gebiet zwischen 0,5—2 m. Grundsätzlich scheint die Mächtigkeit bei mergeliger Ausbildung erheblich geringer zu sein, als bei kalkiger. Die stärkste Mächtigkeit von 2 m wurde in einer Baugrube bei der Domäne Bellnhausen gemessen, wo die Kalke mit Bankmächtigkeiten bis 6 cm nach SW eintauchen. Auf den westlich anschließenden Feldern konnten dann bei der Begehung entlang der gewundenen Röt/Muschelkalk-Grenze einige charakteristische Bänke des μ verfolgt werden.

Etwa 2—3 m Profilhöhe über den Grenzkalken fallen Lesesteine einer konglomeratischen Bank auf, die etwa 8—10 cm mächtig sein dürfte. Dunkelblaue, kaum gerundete Kalkbrocken sind in etwas hellerer Kalkmasse eingebettet. Von der bekannten schwachen Geländekante, die diese erste Konglomeratbank in anderen Gebieten bildet, war hier allerdings nichts zu beobachten.

Etwas höher im Profil muß eine Bank vorhanden sein, die im Anstehenden als *Lima*-Pflaster erscheinen muß. Einzel-Exemplare von *Lima* wurden ungemein häufig gefunden. Sie sind durchschnittlich 5 cm groß, nach den Skulpturresten zu schließen ist sowohl *Lima striata* v. SCHLOTH. wie *L. lineata* v. SCHLOTH. vorhanden. NAUMANN gibt aus Thüringen eine Bank an, die dort 5,50 m über der Basis des Muschelkalk liegt und Limen und Terebrateln führt, letztere jedoch häufiger. Die Profilhöhe stimmt gut mit den hier gefundenen Lesesteinen überein, Terebrateln fielen jedoch bei der Begehung nicht in größerer Zahl auf. Da die in Frage kommenden Schichten anstehend nicht aufgeschlossen sind, war die Vergleichbarkeit mit der NAUMANNschen Bank nicht eindeutig zu klären.

Etwa aus dem gleichen Niveau wie die *Lima*-Bank oder aus nur sehr wenig höherer Lage dürften Lesesteine stammen, die massenweise kleine *Pentacrinus*-Stielglieder enthalten. *Encrinus* ist nur sehr untergeordnet vorhanden. Der feinkristalline, recht harte Kalk ist von den weiß angewitterten Steilgliedern wie gesprenkelt. Es dürfte sich hierbei um die unterste Trochiten führende Bank des mu handeln. Sie liegt mit etwa 6—6,5 m über der Muschelkalk-Basis etwas höher als z. B. in der Kasseler Gegend, wo die ersten gleichartigen Bänke bereits bei 4 m über den Grenzkalken einsetzen. HECKMANN gibt in seinem Normalprofil des Hessischen Muschelkalks die erste Trochiten führende Bank ebenfalls mit rund 6 m über der Muschelkalk-Basis an. Sie soll jedoch nur 2 cm stark sein, während bei den hier beschriebenen Lesesteinen eine Bankstärke von etwa 15—25 cm anzunehmen ist.

In den folgenden Partien des Wellenkalkes bis zur Oolithbank konnten keine charakteristischen Bänke mehr ermittelt werden. Es sind zwar mehrere Bänkchen mit Gastropoden-Steinkernen vorhanden, daneben kommen die üblichen Durchläufer-Formen vor. Sie lassen aber keine genaue Bestimmung zu und geben, besonders als Lesesteine, stratigraphisch keine Hinweise. Die letzten Meter unterhalb der Oolithbank lassen einen geringen petrographischen Wechsel erkennen. Der typische Wellenkalk tritt zurück zu Gunsten grauer, feinplattiger „Kalkschiefer“. Bänkchen dieser Art sind z. B. SW Momberg (jetzt Gefallenen-Ehrenmal) zu sehen. Dort fand HECKMANN einige Exemplare von *Beneckeia Buchi* v. ALBERTI, womit die Schichten recht sicher als dicht unterhalb der Oolithbank stehend angenommen werden können.

Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks unterhalb der Oolithbank kann mit etwa 25 m angesetzt werden.

Die Zone der Oolithbänke ist im untersuchten Gebiet nicht sehr typisch ausgebildet und zeigt obendrein stark wechselnde Beschaffenheit. Die gewohnte Unterteilung in Oolithbank α , Zwischenmittel und Oolithbank β konnte, mit einer Ausnahme, nicht durchgeführt werden. Lediglich an der kleinen Kuppe, die — ca. 250 m östl. Winterscheid — von Gesteinen der Oolithzone gekrönt ist, war eine Untergliederung möglich. Nach vorsichtiger Parallelisierung mehrerer Teilprofile kann man demnach mit folgenden Mächtigkeiten rechnen: Oolithbank α ca. 2 m, Zwischenmit-

tel 4—4,5 m, Oolithbank β ca. 0,5 m. Mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 7 m für die Oolithzone liegt also gegenüber anderen Muschelkalkgebieten bereits eine reduzierte Ausbildung vor.

In erheblich stärkerem Maße macht sich diese Reduzierung der Oolithzone bei einer anderen Art der Ausbildung bemerkbar. Im Haingrund und auf der Kappe beträgt die Mächtigkeit nur zwischen 3 und 5 m. Dabei geht die Farbe von gelb mehr in rostbraun über und das Gestein zeigt ein ausgesprochen grobspätiges Aussehen. Fast immer ist auch an solchen Stellen keine eigentliche Bankung mehr zu erkennen, sondern es liegt ein mehr oder weniger wirres Haufwerk von knauerigen Blöcken vor (die meist dicker sind, als es einer normalen Bankung entsprechen würde). Über die Ursache dieser ungewohnten Erscheinung kann nichts ausgesagt werden. Es wurde zunächst angenommen, daß es eine Auswirkung tektonischer Beanspruchung sein könnte (die bei einer Reihe der Vorkommen ohne Zweifel vorliegt), jedoch widerspricht dieser Annahme die Ausbildung, wie sie auf der oben erwähnten Kuppe östl. Winterscheid vorliegt. Denn auch dieser Schichtkomplex liegt in einem einwandfrei tektonisch beanspruchten Gebiet.

Daß es sich trotz der ungewöhnlichen Ausbildung im Haingrund um Bänke der Oolithzone handeln muß, ergibt sich aus der normalen Stellung zwischen der Basis des Muschelkalks und der Terebratelbank. Weitere Hinweise sind in der Tatsache zu sehen, daß diese knauerig-grobspätigen Lagen gelegentlich schaumig werden und fast stets eine Vergesellschaftung mit Konglomeraten erkennen lassen, sowie im Vorkommen von Bohrgängen von *Trypanites weisei* MÄGDEFRAU, die — wenn auch nicht häufig — im Hangenden der rotbraunen Spaltkalke zu finden waren.

Unterer Muschelkalk zwischen Oolith- und Terebratelzone. Im Hangenden der Oolithbänke treten wieder die grauen, meist kleinbröckeligen Wellenkalke auf. Sie zeigen Fossilführung lediglich in unregelmäßig eingelagerten Linsen, kaum in konstanten Bänken. Eine feinstratigraphische Gliederung war nicht möglich.

Die Zone der Terebratelbänke ist im herzynischen Teil des Grabens „auf der Kappe“, im südlichen, eggischen Grabenteil in der Feldmark „auf dem Loh“ vertreten. Die Ausbildung ist an beiden Stellen, soweit das wegen schlechter Aufschlußverhältnisse beurteilt werden kann, unterschiedlich. Auf der Kappe ist die Zone an mehreren (wahrscheinlich bis 40 cm mächtigen) Bänken eines hellgrau bis weißlichen, stark schaumigen Kalkes zu verfolgen. Die Kalke zerstäuben beim Anschlag mehlartig, besonders wenn sie angewittert sind und sind dadurch auch im Lesestein verhältnismäßig leicht zu verfolgen. Aus einigen Bodenrinnen im Waldgebiet „auf der Kappe“ (die wohl Reste eines kleinen Abbauversuches darstellen), kann man schließen, daß zwei festere Bankkomplexe (τ_1 und τ_2) vorliegen, die durch Wellenkalk getrennt sind. Die schaumigen Kalke sind ausgezeichnet durch massenhaftes Auftreten von *Myophoria orbicularis* BRONN, die mit der Schale erhalten sind.

Das Vorkommen der Terebratelzone im südlichen Grabenteil hat BLANCKENHORN (1931) beschrieben. U. a. erwähnt er „äußerlich gelbe, konglomeratische Bänke von ca. 8 cm Dicke“. Trümmer eines solchen Konglomerates ließen sich an dem fast völlig zugeschütteten Vorkommen „auf dem Loh“ noch nachweisen, allerdings ohne die von BLANCKENHORN erwähnte Fossilführung.

Das von BLANCKENHORN in der Wüstung Einzelrode (auch Nesselrode) bezeichnete Vorkommen wurde bei der Neuaufnahme zum Trochitenkalk gehörend eingestuft.

Der Untere Muschelkalk zwischen Terebratel- und Schaumkalkzone. Der Wellenkalk dieser Region ist mit etwa 15 m Mächtigkeit anzusetzen. Er ist im kartierten Gebiet nicht anstehend aufgeschlossen und zeigt, nach den Lesesteinen zu urteilen, keine charakteristischen Bänke.

Die Schaumkalkzone ist durch zwei Bankkomplexe vertreten, die durch mehrere Meter Wellenkalk voneinander getrennt sind. Die untere Schaumkalkbank (χ_1) besteht aus einer kompakten Trochiten führenden Bank, die obere (χ_2) zerfällt in eine Anzahl von dünneren Bänken, von denen keine Trochiten enthält. Wie so häufig ist auch hier der Ausdruck „Schaumkalk“-Zone (mindestens für χ_2) kaum noch zutreffend, da wirklich schaumige Bänke nur sehr untergeordnet auftreten.

Das nachfolgende Profil stammt aus dem Steinbruch Schnatz an der Hohen Warte bei Winterscheid, und zwar aus dem SW-Teil des Bruches, der unmittelbar bis an die SW-Grabenrandstörung hinanreicht:

- oben
- a) ca. 300 cm bröckeliger grauer Wellenkalk (im oberen Teil bereits in die *Orbicularis*-Schichten übergehend)
 - b) 100 cm ebenflächige, meist dünnplattige graue Kalke mit *Rhizocorallium commune* SCHMIDT, z. T. gelb angewittert
 - c) 6 cm blaugraue, etwas spätige, kristalline Kalkbank voller Gastropoden-Steinkerne (*Omphaloptycha* ?)
 - d) 18 cm mehrere dichte graue, z. T. wulstige Kalkbänkechen
 - e) 9 cm sehr dünnplattige graue Kalkmergel
 - f) 7 cm graue dichte Kalkbank, oben und unten mit dünnem Mergelbelag
 - g) 12—15 cm graue, sehr wenig schaumige, krist. Kalkbank mit zu braunem Mulm zersetzten Schalenresten
 - h) 150 cm grauer Wellenkalk mit *Rhizocorallium*, teils in sehr dünne Lagen aufgeblättert, teils in festerem Verband
 - i) 20 cm graue, wulstige, dichte Kalke mit angedeuteter Sigmoidalklüftung
 - k) 7 cm dünne Lagen von ebenplattigen grauen Mergeln
 - l) 4 cm sehr feinkristalline, etwas spätige, hellgrau bis bräunliche harte Kalkbank mit kleinen u. größeren Exemplaren von *Terebratula (Coenothyris vulgaris)* v. SCHLOTH
 - m) 90—100 cm dichte graue Kalke, z. T. wellig, z. T. ebenflächig, mit *Rhizocorallium*
 - n) 3—8 cm feinkrist. graue bis braune Kalkbank mit vielen, zu braunem Mulm zersetzten Schalenresten
 - o) 3 cm weiche dünnplattige Mergel, seidl. übergehend in dichten grauen Kalk (keilt aus)
 - p) 6—10 cm wie n)
 - q) 75 cm in verschieden starke Bänke aufgespaltene graue dichte Kalke mit sehr dünnen Mergellagern
 - r) 6 cm sehr dünnplattige, weiche graugelbe Mergel
 - s) 20 cm graubrauner krist., z. T. schaumiger Kalk, in mehrere Lagen aufspaltend
 - t) 75 cm 2 Bänke dichter bis sehr feinkrist., hellgrauer und sehr harter Kalk
 - u) 330—350 cm kleinbröckeliger grauer Wellenkalk
 - v) > 100 cm hellgrauer, teils dichter, teils kristalliner Kalk mit Trochiten (stellenweise schaumig)

Die Schicht v) ist nur noch in geringer Mächtigkeit erschlossen, meist von der Halde verdeckt. Es handelt sich hierbei um die untere Schaumkalkbank (χ_1). Nach HECKMANN, der 1916 die Möglichkeit hatte, das Profil weiter zu verfolgen, muß die Mächtigkeit der unteren Schaumkalkbank ca. 350 cm betragen, wobei überwiegend schaumige Ausbildung vorliegt.

Der südwestl. Teil des Steinbruches Schnatz, von dem obiges Profil stammt, ist vom nordöstl. Teil des Bruches durch eine Störung getrennt. An ihr ist Mittlerer Muschelkalk einseitig in das Niveau der Schaumkalkzone abgesenkt. Das Profil läßt sich jedoch auch im NO-Teil ohne weiteres parallelisieren, reicht jedoch nur bis zur Schicht m) hinauf.

In dem hier besprochenen Steinbruch sind die für die wirtschaftliche Nutzung besten Kalke (χ_1) an der Sohle des Bruches in früheren Zeiten im Stollenbetrieb abgebaut worden. Diese Stollen sind inzwischen bis auf einen verstürzt und durch den Schuttfächer vor der Bruchwand nicht mehr zu lokalisieren. Durch den Nachbruch der hangenden Schichten ist die ganze Wand stark in Mitleidenschaft gezogen, so daß die natürliche Klüftung nicht mehr zu erkennen ist.

Das vom Steinbruch Schnatz angegebene Profil (einschl. der Ergänzung durch die Angaben HECKMANN'S) läßt vermuten, daß die Unterkante der Schaumkalkzone hier noch nicht erfaßt wurde. Diese unteren Bänke sind aber an anderer Stelle, nämlich nördl. Winterscheid in einem kleinen, stark zugewachsenen Bruch anstehend zu beobachten. Meist plattige gelbbraune bis graugelbe Kalke (Mächtigkeit ca. 130 cm) werden überlagert von einem stark oolithischen, rostfarbenen Kalk mit starker Kalkspatausscheidung. Der Kalk geht nach oben über in ein Konglomerat von ungewöhnlichem Aussehen: Die Grundmasse ist ein gelbgrau bis rostfarbener oolithischer bzw. stark schaumiger Kalk (an manchen Stellen sind auch fahlgelbe bis bräunliche dichte Partien zu beobachten). Darin eingebettet sind flache (1—1,5 mm) Scheibchen von lichtgrauem, gelbem und hellbräunlichem Kalk oder auch Kalkmergel, außerdem Trümmer von unbestimmbaren Schalenresten. Die flachen Kalkscheiben (Durchmesser bis ca. 2 cm) und auch die Schalenreste sind auffallend horizontal eingeregelt. Die Mächtigkeit der oolithischen Kalkbänke einschl. des Konglomerates beträgt ca. 50 cm.

Zwischen diesen Bänken und den im Steinbruch Schnatz anstehenden Anteilen der Schaumkalkbank dürfte noch eine — wenn auch unbedeutende — Profillücke bestehen. Mangels Aufschlüssen war sie nicht zu beseitigen.

Im südlichen Teil des Grabens, NW Wüstung Nesselrode, konnte die Schaumkalkzone nur an Hand von Lesesteinen verfolgt werden. Rostbraune oolithische Kalkbrochen und massige, Trochiten führende graue Kalke gaben Hinweise sowohl auf untere wie auf obere Schaumkalkbank.

Die *Orbicularis*-Schichten als jüngstes Glied des mu an der Grenze zum mm sind an der Böschung der Bundesstr. 3 oberhalb des Steinbruches Schnatz angeschnitten. Es handelt sich um graue, dem normalen Wellenkalk sehr ähnliche dünne Kalkbänken, bei denen in mehreren Lagen die Unregelmäßigkeit der Oberfläche durch recht dichten Besatz mit *Myophoria orbicularis* BRONN hervorgerufen wird. Auch auf den Feldern konnte das häufige Auftreten der Myophorien entlang der Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk an etlichen Stellen beobachtet werden.

Eine Reihe der aus dem unteren Muschelkalk bekannten Fossilien konnten bestimmt werden¹⁾. Darüber hinaus war es möglich in den Kalken Conodonten nachzuweisen, die an anderer Stelle beschrieben wurden (vgl. U. TATGE 1956).

2b) Der Mittlere Muschelkalk (mm). Die Schichten des Mittleren Muschelkalks sind sowohl im nördl. Teil des Grabens wie im südlichen vertreten. In beiden Gebieten zeigen sie eine z. T. recht untypische Ausbildung.

Im nördl. Teil an der Hohen Warte und bei Winterscheid sind im Straßengraben in der Kurve der Bundesstr. 3 zunächst etwa 2 m mächtige graubraune bis gelbe, dünnplattige weiche Kalkmergel zu beobachten, die als Hangendes der *Orbicularis*-Schichten die untersten Lagen des Mittleren Muschelkalks darstellen. Auf den Feldern östl. der Straße überwiegen dichte gelbbraunliche, gelbe und gelbweiße Kalke in meist plattigen Bruchstücken von ca. 2 cm Bankstärke, weiche Kalkmergel finden sich kaum. In dem Streifen zwischen dem Oberen Muschelkalk und der SW-Grabenrandstörung sind außerdem dicke Brocken von großlöcherigem Zellenkalk und -dolomit vorhanden. Im ganzen gesehen ist der Dolomitanteil jedoch erstaunlich gering für die Schichten des Mittleren Muschelkalks.

Die gleiche Feststellung kann man an den im Steinbruch Schnatz eingebrochenen Schichten des mm machen. Aufgeschlossen war hier ein Profil von knapp 7 m Mächtigkeit und zwar fast ausschließlich dichter Kalke. In der Farbe überwiegen gelbe bis bräunlichgelbe Töne, meist gebändert, z. T. auch mit orangefarbenen Schlieren. Graue Kalke sind nur sehr untergeordnet beteiligt. Auffallend ist wieder der sehr geringe Dolomitgehalt, der lediglich an wenigen Stellen in der oberen Profilhälfte festzustellen war. Die gleichen Partien zeigen, ebenfalls in sehr beschränktem Maße, eine beginnende Zellenbildung an von Oberflächen-Wässern durchfeuchteten Stellen.

Häufiger dagegen sind drusige Kalkspatausscheidungen, die den Wert der Bänke für die industrielle Verarbeitung (Terrazzo-Fabrikation) stark herabsetzen. Gelegentlich findet man in den gelben Bänken Stücke, die eine leicht zuckerig-feinkristalline Ausbildung zeigen mit kleinen dunklen (Mangan-?)Flecken. Diese Ausbildung tritt hier nur untergeordnet auf, im südl. Teil des Grabens ist sie jedoch in stärkerem Maße verbreitet.

Da die im Bruch aufgeschlossenen Schichten nur einseitig an einer Störung abgesenkt sind, auf der W-Seite die Schaumkalkzone aber normal überlagern, kann es sich nur um die unteren Bänke des mm handeln. Mit dieser Einstufung ist auch zu verstehen, daß überwiegend kalkige Gesteine vorliegen und erst in den oberen Bänken des Profils die Anzeichen für Zellenbildung und Dolomitgehalt auftreten. —

Im südl. Teil des Kartierungsgebietes ist die Ausdehnung des mm auf Grund der massenhaft auf den Feldern vorliegenden gelben Kalke leicht zu verfolgen. Es sind hier vorwiegend zuckerig-feinkristalline Kalke (stark brausend mit HCl), daneben auch dichte feinplattige gelbe Kalke. Zellenkalke wurden nur in verschwindend geringer Zahl angetroffen.

HECKMANN und BLANCKENHORN konnten den mm noch unter dem Trochitenkalk im Steinbruch Schmidtdiel anstehend beobachten. Das ist nicht mehr möglich. Nur noch der in den Talwiesen vor dem Bruch in mehreren ca. 1,5 m tiefen Löchern ver-

¹⁾ Siehe Diss. TATGE, 1956, Marburg.

sickernde Bach deutet darauf hin, daß der mm unter dem Talboden durchziehend nach S unter den mo einfällt.

Im ganzen ist festzustellen, daß die saline Fazies des mm im Arbeitsgebiet stark zurücktritt und der Übergang vom mu zum mm fließend ist.

Die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks dürfte etwa 15—20 m betragen. — Fossilien, auch Conodonten, fehlen.

2c) Der Obere Muschelkalk (mo). Der obere Muschelkalk ist heute nur noch im südl. Teil des Grabens zu beobachten. Das kleine Vorkommen im nördl. Teil zwischen der Hohen Warte und Winterscheid ist schon im Anfang des Jahrhunderts, nachdem es völlig abgebaut war, aufgelassen und besteht nur noch aus zugewachsenen Halden.

Der Trochitenkalk im südl. Grabenteil ist in zwei unmittelbar nebeneinander liegenden Brüchen anstehend zu sehen, dem Steinbruch Schmidtdiehl und dem Gemeindesteinbruch Momberg. Der Gemeindesteinbruch erschließt nur Trochitenkalk, im Bruch Schmidtdiehl sind auch die Ceratitenschichten mit angeschnitten.

Die Sohle dieses Bruches lag z. Zt. der Aufnahme etwa 4 m über der Basis des mo₁, die Bruchwand selbst war 15—18 m hoch. Legt man die Obergrenze des Trochitenkalks an die letzte massenhaft Trochiten führende Bank, so ergibt sich — unter Berücksichtigung der verdeckten Anteile — für den mo₁ eine Mächtigkeit von ca. 12 m.

Nach HECKMANN und BLANCKENHORN, denen die liegenden Partien noch zugänglich waren, beginnt die Serie mit „lichten, splittrigen Bänken oolithischen Kalks, die noch wenig Crinoiden-Stielglieder enthalten“ (HECKMANN). Hornsteinführung an der Basis des Oberen Muschelkalks wird von beiden Autoren verneint. Das bei der Bearbeitung zugängliche Profil¹⁾ der Bruchwand zeigte an der Sohle bis 70 cm mächtige Bänke von blaugrauem dichtem Kalk mit zertrümmerten Schalenresten und massenhaft Trochiten. Diese Ausbildung herrscht vor, wobei die Stärke der Trochitenführung wechselt. Daneben treten Schichten mit grauem bis braunem, kristallinem Kalk auf, die meist rostbraun angewittert sind und ebenfalls meist reichlich Trochiten führen. In einigen Bänken wechselt die Ausbildung von dicht zu kristallin auf kurze Entfernung. Insgesamt nimmt die Mächtigkeit der Bankung nach oben ab, und es treten zunehmend Mergelzwischenlagen auf. Die höchste, zum Trochitenkalk zu rechnende Bank hat ca. 40 cm Bankstärke und ist dadurch und durch die Trochitenführung leicht zu erkennen.

Neben einer Anzahl hierher gehörender Fossilien konnten auch im mo₁ Conodonten nachgewiesen werden.

Die Ceratiten-Schichten. Im Steinbruch Schmidtdiehl sind etwa 5—8 m der Ceratiten-Schichten aufgeschlossen, die Höhe der Bruchwand gestattete jedoch nicht, ein genaues Profil aufzunehmen. So mußte versucht werden, die Angaben HECKMANNs an Hand von Ceratitenfunden von der Halde zu ergänzen. HECKMANN hatte *Ceratites atavus*, *C. Münsteri* und *C. compressus* nachgewiesen. Von diesen Formen gehört nach der RIEDELSchen Einteilung *C. atavus* zu den unteren, *C. compressus* und *C. Münsteri* zu den mittleren Ceratitenschichten.

¹⁾ Diss. TATGE, 1956, Marburg.

Leider konnten auf Grund des Erhaltungszustandes nur wenige der neu gefundenen Exemplare bestimmt werden. Immerhin waren die unteren Ceratiten-Schichten zu ergänzen durch *C. pulcher* RIED. und *C. robustus* RIED., die beide höher im Profil stehen als *C. atavus*. Die mittleren Ceratiten-Schichten beginnen mit der Zone des *C. compressus*. Einige der nicht sicher bestimmbareren Exemplare der vorliegenden Funde könnten ebenfalls hierher gehören. Aus der folgenden Zone mit *C. evolutus* wurde kein Vertreter gefunden. Die Zone mit *C. spinosus*, die nun folgt, wurde durch das Bruchstück eines etwa 11 cm großen Exemplares nachgewiesen. In diese Zone gehört auch der von HECKMANN genannte *C. münsteri*. Die obere Zone der mittleren Ceratiten-Schichten wurde durch den Fund von *C. enodis* bestätigt. Als einziger Vertreter der oberen Ceratiten-Schichten trat zu den oben genannten Formen der *C. nodosus*.

Es fehlen demnach zum vollständigen Profil nur noch die Zonen, die charakterisiert sind durch das Vorkommen von *C. levalloisi*, *C. intermedius*, *C. dorsoplanus* und *C. semipartitus*. Daraus ergibt sich beim Vergleich mit einem Gebiet, in dem das gesamte Ceratiten-Profil vorhanden ist, daß im Kartierungsgebiet eine bedeutend reduzierte Mächtigkeit vorliegen muß. Am Meißner z. B. haben die Ceratiten-Schichten nach PFLANZL eine Mächtigkeit von 60 m. Davon entfallen auf die Folge von den unteren Schichten bis einschl. der Zone mit *C. nodosus* (also dem Anteil, der im Kartierungsgebiet sicher vorhanden ist) insgesamt 35 m. Im Momberger Graben ist jedoch nicht einmal die Hälfte dieser Mächtigkeit vorhanden.

Ob die oberen Zonen der Ceratiten-Schichten überhaupt fehlen oder nur nicht durch Funde belegt wurden, läßt sich schwer entscheiden. An dem kleinen Vorkommen auf der Höhe von Momberg am Kälbachufer, das unter dem Keuper hervorkommt und theoretisch die höchsten mo_2 -Stufen zeigen müßte, wurde nur *C. spinosus* sicher bestimmt.

3. Der Keuper

Das Vorkommen von Keuper im südl. Grabenteil ist erst seit der Kartierung BLANCKENHORNS bekannt. Er unterschied unteren und mittleren Keuper. Beide Stufen konnten nachgewiesen werden, allerdings in etwas abweichender Verbreitung.

Die größte zusammenhängende Fläche von Unterem Keuper wurde zwischen der Straße Momberg-Speckswinkel und dem Kälbach nachgewiesen. Die Schichten setzen sich jedoch unter Löß und Tertiärbedeckung erheblich weiter nach Süden fort, wo sie noch bis ca. 1,5 km NNW Neustadt in Flachbohrungen nachgewiesen wurden (Neustadt I und Momberg I).

Im frisch angeschnittenen Straßengraben der Straße Momberg-Speckswinkel, auf der Felderfläche südlich davon, wie auch in den Bohrungen ergab sich, daß fast ausschließlich Letten in verschiedener Färbung vorliegen: Fahlgelb bis bräunlich (im Anschluß an den mo wohl die untersten Lagen), grün mit allen Übergängen nach graublau bis grauviolett. Nur ganz selten treten dunkelrote Farben auf. Außerdem kommen Anzeichen von extrem feinsandigen Anteilen vor. Diese meist 3—5 cm großen Brocken sind z. T. hellbraun und ziemlich ebenflächig mit Andeutung einer ganz feinen Schichtung, meist jedoch sehr weitgehend mit Mn-Lösungen getränkt und dann braunschwarz bis blauschwarz. Je stärker die Imprägnierung ist, um so weniger ist

von der Schichtung zu erkennen und desto knolliger werden die Bruchstücke. Eventuell ist ursprünglich auch ein gewisser Kalkgehalt vorhanden gewesen, da einige Stücke einen ausgelaugten Eindruck machen. In der Bohrung wurden diese Konkretionen, entsprechend dem Einfallen der Schichten nach Süden, in der Tiefe von 4 bis 4,60 m angetroffen.

Im Gegensatz zu den vorstehend beschriebenen Schichten steht nun das Vorkommen nördl. vom bzw. am H. P. 291,7 (am Weg von Momberg zum Momberger Wald). Die hier an der Wegböschung aufgeschlossenen Letten zeigen sehr gleichmäßig olivgrüne Färbung. In die Letten sind nicht selten unregelmäßig geformte Konkretionen eingelagert. Diese konnten, besonders nach einem Vergleich mit den Vorkommen bei Angersbach im Lauterbacher Graben, als Gipsresiduen erkannt werden. D. h. also, daß als jüngstes Schichtglied der Grabenfüllung Mittlerer Keuper, genauer Gipskeuper vorliegt. Die Konkretionen haben zum größten Teil traubige Form und sind bis zu ca. 8 cm groß. Daneben kommen, wie bei Angersbach, aber auch mehr plattige Gebilde vor. Die Reaktion mit HCl ist stark, der ehemals vorliegende Gips ist durch Kalk ersetzt worden.

4. Das Tertiär

Tertiäre Ablagerungen sind vorwiegend im südl. Teil des Arbeitsgebietes vorhanden. Es handelt sich einerseits um Quarzite und Quarzitsande des Eozän bis Unteroligozän, andererseits um Sande und Schotter des jüngeren Pliozäns.

4a) Die eo-unteroligozänen Quarzitsande sind am Simmesberg zwischen Momberg und Neustadt (auf dem östl. Grabenrand) anstehend aufgeschlossenen. Es sind helle, gelbe bis weiße Sande recht einheitlicher Korngröße. Darin sind im Liegenden feste knollige Quarzitlagen vorhanden. Das nächste nördliche Vorkommen, SW Momberg, ist von BLANCKENHORN nur mit sehr geringer Ausdehnung angegeben worden. Es setzt sich jedoch unter der Pliozän-Beschotterung nach N fort bis zum Kälbachufer, wo die weißen Sande in einer kleinen Grube unter Löß und pliozänen Gerölllagen zu sehen sind. Das Vorkommen an der Straße Momberg-Mengsberg (SO Wüstung Nesselrode) konnte nur durch Handbohrung festgestellt werden.

4b) Bohnerz und Bauxitschotter treten als weitere tertiäre Bildungen an einigen Stellen auf. Alle Vorkommen liegen auf Unterem Muschelkalk.

Bohnerz wurde, jeweils auf wenigen qm Fläche, an drei Stellen gefunden: 1. Am N-Hang des Haingrundes, 2. im Gebiet östl. der Kappe und 3) dicht W neben der Straße Itzenhain-Bellnhausen, auf der Höhe der Domäne.

Im Vorkommen 1) am Haingrund (Mächtigkeit ca. 20 cm) liegen die Erzbohnen in einem rostrot bis rostbraunen sandigen Verwitterungsgrus. Sie erreichen eine Größe bis zu 15 mm, das Maximum liegt jedoch unter 2 mm. An begleitenden Geröllen sind vorhanden: Zahlreiche gut bis sehr gut gerundete Milchquarze bis Haselnuß-Größe, die z. T. äußerlich schwarz gefleckt sind; in geringer Menge 2—3 cm große Gerölle aller Übergangsstadien von Basalt nach Bauxit; einige Kalkgerölle, sowie einige gelbrote hornsteinähnliche Gerölle.

Bei den Vorkommen 2) und 3) ist über das Einbettungsmaterial der Erzbohnen keine Angabe mehr zu machen, da der Boden durch die Beackerung ständig durchgearbeitet wird. Die Größe der gefundenen Erzbohnen geht wie im Vorkommen 1)

nicht über 15 mm hinaus. Die begleitenden Gerölle zeigen, übereinstimmend bei 2) und 3), jedoch einen anderen Charakter als beim Vorkommen im Haingrund. Quarze sind in erheblich geringerer Zahl vorhanden und vor allem viel weniger gerundet; die Bauxitknollen (bis 4 cm) zeigen keine basaltischen Relikte mehr im Kern, sondern sind restlos umgewandelt.

Auffallend ist bei allen drei Vorkommen das völlige Fehlen von paläozoischem Material unter den Geröllen. Weder Grauwacken noch Kieselschiefer oder Quarzitzerölle sind vorhanden. Man muß aus diesem Grunde eine Transportrichtung der Gerölle von Norden ausschließen, da sich dabei der nahe Kellerwald unbedingt stark in der Art der Geröllführung bemerkbar machen müßte. Die aus Basalt zu Bauxit umgewandelten Gerölle sprechen im gleichen Sinne für Transport von Süden bis Südosten.

Bauxitbeschotterung konnte an zwei Stellen festgestellt werden: a) Zwischen den Bohnerzvorkommen 2) und 3) westl. Bellnhausen und b) im südl. Grabenteil, NW Wüstung Nesselrode vor den Walddistr. 21/22.

Die Beschotterung zwischen den Bohnerzvorkommen 2) und 3) ist nur recht lose. Dabei werden die Bauxitgerölle bis faustgroß und sind vergesellschaftet lediglich mit wenigen kleinen Quarzen und einigen Kalkgeröllen, die der Struktur nach aus aller-nächster Nähe stammen dürften. Bei dem Vorkommen im südl. Teil des Grabens werden die Bauxitgerölle ebenfalls bis faustgroß, daneben kommen — erheblich weniger — Quarzgerölle bis etwa 5 cm Größe vor, sowie Buntsandsteingerölle.

Da bei allen Vorkommen, Bohnerz wie Bauxitschotter, keine hangenden Schichten vorhanden sind, ist über die Altersstellung schwer etwas zu sagen, bzw. ist man auf Analogieschlüsse angewiesen. Nach dem Vergleich mit den Beschreibungen anderer hessischer Vorkommen durch BLANCKENHORN und BISMARCK ist das pliozäne Vorkommen von Obervorschütz auf Blatt Gudensberg (BLANCKENHORN) als sehr ähnlich hervorzuheben. Die erwähnte Vergesellschaftung mit Quarzen, Basaltgeröllen und Sand entsprechen durchaus dem Bohnerz im Haingrund. Keines der von BISMARCK beschriebenen eozänen Vorkommen weist diese Erscheinung auf, sondern stets nur die Einbettung in Verwitterungstone. Dazu muß noch eine Beobachtung aus dem Momberger Graben selbst erwähnt werden. Bei den Flachbohrungen zur Klärung des Grabensüdendes wurden in Bohrung Neustadt 1 in 2 m Tiefe und in Neustadt 2 in 5,75 m Tiefe unter dem Löß rostrote sandige Lagen mit starker Geröllführung angetroffen, die eine überaus große Ähnlichkeit zu dem Einbettungsmaterial des Bohnerzes und auch zu Geröllführung des Vorkommens im Haingrund zeigen. In beiden Fällen müssen diese Lagen als oberste Lagen des Pliozäns angesehen werden. Danach ist anzunehmen, daß es sich bei den geringen Vorkommen von Bohnerz im Momberger Graben um Bildungen des Pliozäns handelt. Die Bauxitschotter dürften als etwa gleich alt ebenfalls ins Pliozän zu stellen sein.

4c) Die pliozänen Sande und Schotter bedecken zwischen Momberg und Neustadt größere Flächen. Sie bestehen in erster Linie aus meist kleinen, gut gerundeten Quarzen und größeren Buntsandsteingeröllen, die häufig durch Fe-Mn-Imprägnierung stark verhärtet sind. Dazu treten in wechselnder Menge Quarzite (bis Handteller-groß) und Bauxite. Auch größere Quarzit-Blöcke, aus dem Eozän mehr vererbt als umgelagert, sind zu finden. Die begleitenden Sande sind in Färbung und Korngröße

sehr viel uneinheitlicher als die älteren Quarzitsande. In kleinen temporären Aufschlüssen wurden in den Sanden auch wiederholt blaß gelbgrüne Tonlagen bzw. -linsen angetroffen. Mikrofauna oder -flora war jedoch nicht nachzuweisen, wie auch die gesamten Tertiärsande völlig steril erscheinen.

5. Das Quartär

Als diluviale Bildung ist in der Grabenzone in erster Linie der Löß zu nennen. Während er im nördl. Teil nur in geringer Verbreitung und wenigen Dezimetern Mächtigkeit vorliegt, nimmt er an Ausdehnung nach Süden stark zu und verhüllt gleichmäßig sowohl Grabenfüllung wie Grabenrand. Es handelt sich fast ausnahmslos um entkalkten Lößlehm, nur an einer Stelle, in der Flachbohrung Momberg 1, konnte sicher kalkhaltiger Löß mit Lößkindln festgestellt werden. In der Bohrung Neustadt 2 wurde die größte Lößmächtigkeit mit ca. 5,5 m erbohrt.

Zum Diluvium sind weiter gering-mächtige Terrassenbildungen zu rechnen, die in der nördl. Hälfte des Grabens östl. Bellnhausen dem Röt der Grabenfüllung auflagern. Sie bestehen aus Buntsandsteinmaterial der verschiedenen Stufen und stark zurücktretenden Muschelkalkgeröllen. Der sehr geringe Abrollungsgrad wie auch das Geröllmaterial zeigen an, daß es sich um Material der nächsten Umgebung handelt. Die Mächtigkeit der Aufschüttung beträgt etwa 1—1,5 m.

Alluvium. Der auf Blatt Gilserberg von DENCKMANN ausgeschiedene Kalktuff (SW von Itzenhain) war nicht wieder aufzufinden. Als weitere Bildungen jüngster Zeit sind noch die in schlecht gepflegten Wiesen beginnenden Vermoorungen anzusehen, wie sie in der Talaue unmittelbar W Mengsberg und, schon von BLANCKENHORN berichtet, im Wieratal zu beobachten sind.

II. Der tektonische Bau des Grabens]

Der Momberger Graben erhält seine Prägung durch zwei vorherrschende tektonische Richtungen. In seinem nördlichen Teil, dem Winterscheider Grabenstück, dominieren eindeutig herzynische Elemente, das südliche, Momberger Grabenstück, wird dagegen durch die eggische Richtung bestimmt. Eine genau zu definierende Grenzlinie zwischen dem Auftreten beider Richtungen ist jedoch nicht vorhanden, sondern der Übergang erfolgt mehr durch ein zwangloses Einlenken in einander.

Auch im inneren Bau der Grabenscholle sind beide Teile durchaus unterschiedlich: Der herzynische Teil erreicht — mit unsymmetrisch der SW-Randstörung genäherter Achse — bereits im Nordwesten bei Winterscheid seine tiefste Absenkung und wird in Richtung Mengsberg durch Achsenhebung immer flacher, so daß schließlich nur noch einzelne Muschelkalkreste auf dem Röt erhalten sind. Dabei ist in diesem Teil eine ausgeprägte Quergliederung zu beobachten.

Im eggischen Grabenstück tritt durch eine in Grabenlängsrichtung streichende Störung eine ausgeprägte Zweiteilung in die westliche tiefe und die östliche flache Grabenscholle auf. Beide erstrecken sich völlig parallel, ohne gegenseitige Beeinflussung erkennen zu lassen.

Ein weiteres Ergebnis der Neukartierung ist die Erkenntnis, daß das NW-Ende des Grabens nicht bei Heimbach mit dem gradlinigen Abschneiden des Röt vorliegt, wie

früher dargestellt. Es konnte nachgewiesen werden, daß sich die Grabenzone im Buntsandstein fortsetzt, d. h. höhere Teile des Mittleren Buntsandsteins sind ebenfalls von der Absenkung ergriffen und bis auf das Niveau des Unteren verworfen. Sein eigentliches Ende findet der Graben durch Konvergieren der Randstörungen erst etwa an der Mündung des Schiffelbachtals in das Wohratal südlich Gemünden.

Im südlichen Teil des Grabens wurde eine ausgedehntere Absenkung der Grabenfüllung festgestellt als bisher angenommen. Keuper ist noch bis 1,5 km N Neustadt durch eine Flachbohrung sicher nachgewiesen. Durch einen glücklichen Zufall ist es jetzt auch möglich, über die durch Tertiär verdeckte Fortsetzung des Grabens Aussagen zu machen. Durch eine Wasserbohrung der Gemeinde Wahlen, 5 km südlich Neustadt, konnte in der Tiefe von 106—112 m Muschelkalk nachgewiesen werden. Da bisher keine Bohrungen in der in Frage kommenden Gegend vorhanden waren, ist dies der erste sichere Hinweis auf die nicht unerhebliche Verlängerung des Momberger Grabens unter dem Neustädter Tertiärbecken.

1. Der herzynische Grabenteil

1a) Randstörungen. Das nordwestliche Grabenende besteht aus einem etwa 2,5 km langen schmalen Teilstück, das durch Konvergieren der Randstörungen im unteren Schiffelbachtal, unmittelbar an dessen Mündung in das Wohratal, sein Ende findet. Da nicht sicher zu erkennen ist, ob der letzte schmale Teil der Grabenfüllung, westl. Schiffelbach, aus sm_2 oder sm_3 besteht, ist die Sprunghöhe für diesen Teil nur ungenau mit 50—80 m anzugeben. Das Streichen des schmalen Streifens ist steil herzynisch, etwa 140° . Die erste Verbreiterung des Grabens erfolgt auf der Südwestseite, wo eine quer zur Grabenrichtung streichende Störung den Rand um knapp 500 m nach SW versetzt. Dabei bleibt die bisherige Randstörung unbeeinflusst und setzt in ihrer ursprünglichen Richtung in den Buntsandstein der Grabenfüllung ein.

Die nunmehr den Grabenrand bildende Verwerfung streicht — gegen das Endstück etwas abweichend — mit 110° an Heimbach vorbei bis nördlich des Lischeider Berges. In der gleichen Weise wie der Graben zwischen Schiffelbach und Heimbach an Breite gewann, erfolgt hier nun eine Verschmälerung. Eine quer zur Randstörung streichende Verwerfung schneidet das Röt der Grabenfüllung ab, obendrein springt ein Streifen Mittlerer Buntsandstein in das Rötgebiet vor. Alle diese Störungen sind als sehr steil stehend anzunehmen, aufgeschlossen sind sie an keiner Stelle.

Vom tief eingeschnittenen Heimbach an (beim H. P. 364,5) streicht die südwestliche Randstörung, mit nur kleinen Ablenkungen, um 120° bis etwa auf die Höhe von Bellhausen. Weiter nach SO dreht sie mit abflachendem Einfallen über 130° , um dicht nördl. der Straße Mengsberg-Lischeid bis auf 150° einzuschwenken.

Im Steinbruch Schnatz an der Hohen Warte (NW Winterscheid an der Kurve der Bundesstr. 3) wurde die Randstörung vor einigen Jahren freigelegt. Nach Aussagen der Arbeiter haben die Kalkbänke „beinahe senkrecht wie eine Hauswand“ neben hellem Sand abgesetzt. Der „helle Sand“ dürfte eine Scholle von Stubensand sein, die von SW gegen die Störung gekippt ist. In einem kleinen Sandloch unmittelbar neben dem Steinbruch ist das Einfallen des Stubensandes mit 14° E zu messen.

Für die Randstörung kann also hier ein etwa $75\text{--}80^\circ$ steil rechtssinniges Einfallen angenommen werden. Nach Überschreiten der Bundesstr. 3 in Richtung Winterscheid läßt sich die Verwerfung mit dem gleichen Ergebnis verfolgen. Das nur schwache Ausbiegen nach SW beim Verlauf über den Berghang spricht ebenfalls für steiles Einfallen. Unmittelbar SO von Winterscheid, vom Dorfrand bis hinunter in das N—S streichende Tal, konnte die Störung bei einer Wegverlegung bis auf 3 m etwa lokalisiert werden. Es ließ sich einwandfrei feststellen, daß hier der wenig weiter nordwestlich noch vorhandene, schmal ausgequetschte Rötstreifen keine Fortsetzung hat. Es liegt dunkelroter, grobkörniger Sandstein mit viel sandigen Letten direkt neben unterem Muschelkalk.

Der Verlauf des Tälchens östlich Winterscheid ist vorgezeichnet durch eine Querwerfung (siehe tekt. Karte, Querstör. III), die sich — wie später noch zu zeigen sein wird — im Muschelkalk der Grabenscholle als stark verästelte Störungszone zu erkennen gibt. Östlich des Tales setzt dann wieder der schmale Rötstreifen zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ein. Hier ist an dem von der Höhe ins Tal hinunter führenden Wege die Randstörung zwar nicht selbst zu sehen, jedoch die wenige Meter daneben liegende Störung Röt/Muschelkalk. Sie fällt mit $75\text{--}80^\circ$ nach NE ein. Die Schichten des Muschelkalks sind steil aufgeschleppt und zeigen unmittelbar neben der Verwerfung ein Einfallen von 75° NE. Etwa 8 m davon entfernt geht das Fallen bereits auf 50° zurück.

Verfolgt man die Randstörung weiter nach SO, so ändert sich der bisher fast unabhängig von der Geländeform gradlinige Verlauf. Sie beginnt zunächst schwach zu pendeln, paßt sich dann anähernd der Geländeform an und dreht dabei nach Überschreiten der Straße Itzenhain-Bellnhausen in der allgemeinen Streichrichtung nach und nach auf 130° (bis zum H. P. 327,8). Aufgeschlossen ist die Randstörung in diesem Teil bedauerlicherweise nicht mehr, so daß nur aus dem Geländeverlauf auf das flacher gewordene Einfallen zu schließen ist. Bemerkenswert ist vielleicht, daß der Wechsel von steilem zu flachem Einfallen der Grabenrandstörung gerade da einsetzt, wo die axiale Heraushebung des Grabens (siehe Profilerie) in Richtung auf Mengsberg zu beginnt spürbar zu werden.

Die nordöstliche Randstörung wird ebenfalls durch rechtsinnige, meist steilstehende Zersprünge gebildet. Sie versetzt vom nordwestl. Grabenende bis etwa zum „Spork“ Mittleren Buntsandstein gegen Unteren. Am „Leiseberg“ ist der Grabenrand durch eine quer zum Graben laufende Störung um etwa 350 m nach NO versetzt, wodurch der Graben die Breite gewinnt, die er dann mehr oder weniger im ganzen herzynischen Grabenstück beibehält. Vom „Spork“ an bis N Winterscheid grenzt Röt als Grabenfüllung gegen den Buntsandsteinrand. Weiter südöstlich ist jedoch auf kurze Erstreckung wieder Mittlerer Buntsandstein als Teil des Grabens gegen Unteren Buntsandstein am Grabenrand verworfen. Das Auslenken der Randstörung aus dem normal herzynischen Streichen nördl. Winterscheid zu einem nach N vorspringenden Winkel (Streichen 80° bzw. 135°) dürfte mit der schon erwähnten verästelten Störungszone in Zusammenhang zu bringen sein, die im und östlich des Tales entlang streicht. Von der Auslenkung nach N mit dem Streichen von 135° setzt die Randstörung dann wieder scharf ab und folgt bis Itzenhain der Richtung 120° , wobei Röt gegen Unteren Buntsandstein verworfen ist. Hier direkt am Ortsausgang

von Itzenhain liegt auch die einzige Stelle, an der die nordöstliche Randstörung vorübergehend durch einen temporären Aufschluß recht genau zu lokalisieren war, allerdings ohne das Messen des Fallwinkels zu ermöglichen.

Südöstlich Itzenhain tritt wieder ein Richtungswechsel der Randstörung ein. Mit 140—150° macht sich von hier nach Südosten zum ersten Male die eggische Richtung bemerkbar.

1b) Grabenschollen. Im herzynischen Grabenteil treten als Bauteile der Grabenschollen auf: Mittlerer Buntsandstein, Oberer Buntsandstein sowie Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk. Abgesehen vom nordwestlichen Ende zeigt die Grabenfüllung auf ihrer ganzen Erstreckung muldenförmigen Bau. Die Grabenachse liegt unsymmetrisch, näher der SW-Randstörung, was sich deutlich im Bild der Profile zeigt. Durch Querstörungen wird der Graben in mehrere Teilschollen gegliedert. Die Beschreibung erfolgt entsprechend der Quergliederung abschnittsweise von NW nach SO.

Der nordwestlichste Grabenabschnitt vom Schiffelbachtal bis etwa Heimbach ist, wie schon erwähnt, vorwiegend von den höchsten Schichten des Mittleren Buntsandsteins gebildet. Über das Einfallen der Schichten läßt sich mangels Aufschlüssen nichts aussagen. Nordwestlich Heimbach wird die Verbreiterung des Grabens durch eine Scholle sm_2 bewirkt, die im NO von der bisherigen Randstörung begrenzt wird. Ein kleiner Aufschluß, am Abhang nach Heimbach zu, zeigt horizontale Lagerung der Schichten an.

Nordöstlich Heimbach verzahnt sich im Kartenbild der sm_3 mit dem Röt. Daß es sich dabei um tektonischen Kontakt und nicht um normale Auflagerung handelt, ist bereits aus der Karte zu entnehmen. Anschließend ist die gesamte Breite des Grabens von Röt erfüllt, bis unter starker Zunahme des Absenkungsbetrages mit dem Plateau der Hohen Warte der Muschelkalk einsetzt.

Der Muschelkalkkomplex der Hohen Warte wird von einer parallel zur Bundesstr. 3 verlaufenden Querstörung (I in der tekt. Karte) abgeschnitten. Der Untere Muschelkalk läßt an seinem N-Rand normalen Verband mit dem Röt erkennen (gelbe Grenzkalke). Die südliche Begrenzung bildet die Grabenrandstörung. Eine im Muschelkalk parallel zum Rand streichende Störung verwirft unteren Wellenkalk gegen die Schaumkalkzone. Das umlaufende Streichen dieser Schichten ist im Gelände nachgezeichnet durch eine Reihe kleiner ehemaliger Abbaue, die den Werksteinbänken der Schaumkalkzone folgen.

Entsprechend dem muldenförmigen bzw. schüsselförmigen Bau und auch dem Einfallen der Grabenachse nach SO wird der Untere Muschelkalk vom Mittleren überlagert. Auch dieser ist deutlich eingemuldet bei geringer Kippung auf die Störung zu (Querstörung I). Diese Störung steht saiger und zeigt steil rheinisches Streichen (N 10° O). In ihrer Fortsetzung nach N ist eine Auswirkung der Störung westlich der Bundesstr. 3 noch einmal zu beobachten. An einer Wegböschung war, sichtbar durch eine grüne Lage innerhalb der roten Letten, ein Staffelsprung im Röt zu sehen (Abb. 1).

An der eben beschriebenen Störung (Querst. I) ist die nordwestliche Teilscholle relativ abgesenkt bzw. der südöstliche angrenzende Geländestreifen gehoben. Dieser gehobene Teil bildet einen kleinen *Querhorst* zwischen zwei Grabenschollen. Am N-Rand greift, durch Störungen (I und II) abgesetzt, Röt zwischen beiderseitig vor-

springendem Unteren Muschelkalk ein, anschließend trennt Unterer Muschelkalk die Flächen des Mittleren, wobei die westliche Begrenzung (I) eindeutig durch eine Störung hervorgerufen wird. Die östliche Störung nimmt jedoch hier gegen den Südrand des Grabens mehr flexurartigen Charakter an.

Die nächste, südöstlich anschließende Teilscholle reicht von dem Querhorst entlang der Bundesstr. 3 bis zu der Störungszone, die im und neben dem Tal östlich Winterscheid durchzieht (Querst. III).

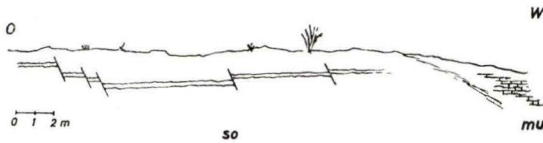


Abb. 1. Staffelsprung im Röt als Auswirkung der Querstörung I.

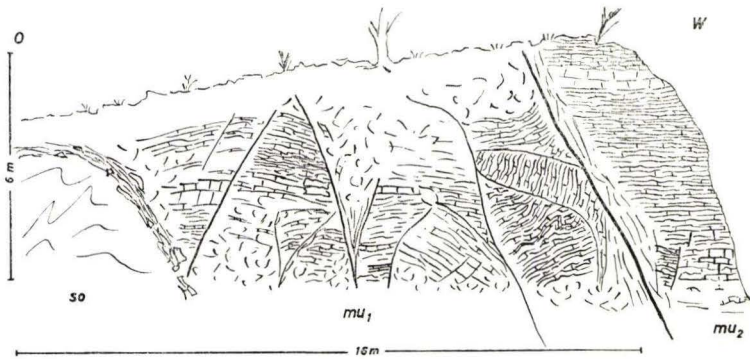


Abb. 2. Querstörung III im Tal östl. Winterscheid. Blick von N, rechts mu ungestört.

Auch hier wird der schon aus dem Kartenbild hervorgehende schüsselförmige Bau durch die im umlaufenden Streichen gemessenen Einfallwinkel bestätigt (siehe tekt. Karte).

Nicht eindeutig klar wird nach den gemessenen Werten, warum die nördlich um den Oberen und Mittleren Muschelkalk austreichende Schaumkalkzone so breit ist. Bei einem Einfallen von 20° zum Grabentiefsten dürfte der Streifen nur etwa halb so breit sein. Ob die Zone durch Schuppung mächtiger erscheint oder ob die Breite durch wechselndes und dabei wohl meist flacheres Einfallen bedingt ist, war nicht zu entscheiden.

Die Abgrenzung dieser tiefsten Grabenscholle des herzynischen Teiles nach Osten erfolgt durch die schon mehrfach erwähnte Querstörung III im Tal östlich Winterscheid.

Diese Störungszone ist zweifellos bedeutender in ihrer Auswirkung, als die bisher behandelten Querstörungen. Im Gegensatz zu ihnen greift sie über den Grabenrand hinaus und ist dort auch im Buntsandstein festzustellen. Am südlichen Grabenrand

werden verschieden alte Stufen des Mittleren Buntsandsteins gegeneinander verworfen, wobei bei der von Südosten an die Störung heranziehende Rötstreifen abgeschnitten wird. Nach Kreuzung der Grabenrandstörung verläuft die Querverwerfung sicher beobachtbar im Muschelkalk der Grabenscholle, und zwar etwa 15—20 m östlich des Talgrundes. Der am östlichen Talhang durch einen kleinen Bruch angeschnittene Wellenkalk zeigt von Westen gesehen normale ungestörte Lagerung. Sieht man dagegen (an dem nach der Feldmark „in der Strut“ führenden Wege) von Norden auf diesen Kalkkomplex, so zeigt sich, daß der ungestörte Teil nur wenige Meter breit ist, die anschließende Breite bis zum Röt jedoch von einer verästelten Störungsbahn durchzogen (Abb. 2).

Die Störung fällt mit 50—60° nach Westen, d. h. nach der tiefer abgesenkten Seite ein. Weiter nach Norden trennt die Störung Wellenkalk (hangend über der Terebratel-



Abb. 3. Flächenhafte Verbreitung der Oolithbank, bewirkt durch antithetische Verwerfungen

bank) von Röt und durchsetzt dann den mittleren Buntsandstein, geröllführenden von dem tieferen geröllfreien trennend. Bei weiterer Verfolgung der Störungsbahn nach N stellt sich dann heraus, warum diese Querstörung größere Bedeutung hat: Sie ist nicht nur durch die Grabenbildung hervorgerufen, sondern findet Verbindung mit der großen, bereits von DENCKMANN (Mbl. Gilserberg) kartierten und von BLANKENHORN (Manuskriptblatt 1932) verlängerten SW-Randstörung des Kellerwaldes, die SSW Moiseid in den Buntsandstein eintritt und, aus ihrer ursprünglichen Richtung nach S abbiegend, in die Grabenquerstörung einläuft.

In dem an die Querstörung III nach Südosten anschließenden Grabenstück, das zunächst bis zur Straße Itzenhain-Bellnhausen besprochen werden soll, tritt Buntsandstein als Grabenscholle auf („In der Strut“). Wie an der Geröllführung festzustellen ist, handelt es sich um den oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins, der gegen Unteren Buntsandstein der Randscholle verworfen ist. Als Geröllkomponenten waren nur Quarze mit Durchmesser bis zu 3 cm zu beobachten. Der Kontakt des Mittleren Buntsandsteins gegen den grabenwärts anschließenden Oberen Buntsandstein dürfte trotz der geschwungenen Grenzlinie leicht gestört sein, aufgeschlossen ist er nicht.

Der Muschelkalk dieses Teilabschnittes zwischen dem Tal östlich Winterscheid mit der Querstörung III und der Straße bei Bellnhausen ist das größte zusammenhängende Kalkgebiet des herzynischen Grabens. Im westlichen Teil sind zunächst die Auswirkungen der Querstörung III stark zu spüren. Die kleine, von der Oolithbank gekrönte Kuppe (östl. neben der Störung) muß stark von Sprüngen durchzogen sein, die die gelben Kalke der Oolithbank vermutlich in antithetischer Treppe verstellen. Nur so läßt sich die recht große flächenhafte Verbreitung der Oolithbank an dieser Stelle erklären, obwohl das Einfallen zwischen 5° und 55° um W pendelt (Abb. 3).

Das an diese Oolith-Kuppe östlich anschließende Waldgebiet „auf der Kappe“ wird durch das Tal des „Haingrund“ in eine Nord- und eine Süd-Kuppe getrennt. Beide Kuppen zeigen muldenförmigen Bau: die südliche mit der Terebratelbank im Kern, die nördliche, flachere, lediglich mit hangendem Wellenkalk über der Oolithbank. Getrennt werden die Mulden durch einen recht gut aufgeschlossenen, etwas gestörten Sattel. Der Kern des nach W abtauchenden Sattels besteht aus einer Wellen-

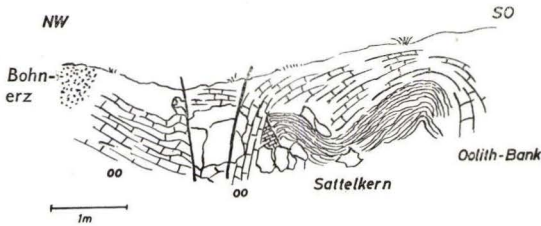


Abb. 4. Sattelbildung im „Haingrund“

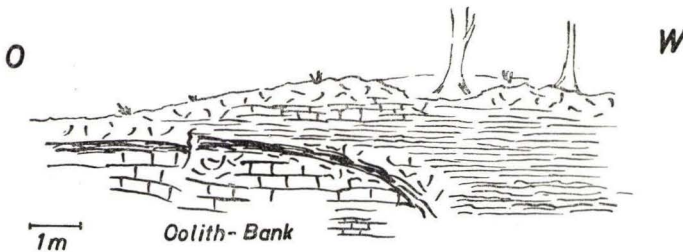


Abb. 5. Oolithbank abgeschnitten durch Abschiebung kleinen Ausmaßes.

kalkfalte, die von kompakten, rostgelben Kalken der Oolithbank ummandelt ist. Die Zeichnung zeigt das Bild, das an der nördlichen Böschung des Haingrundes zu beobachten ist (Abb. 4).

Etwa 80 m davon entfernt (an dem neuen Serpentineweg vom Haingrund zur N-Kuppe) ist der Sattel wieder gut zu sehen. Der Wellenkalk-Kern ist hier bereits breiter und die Oolithbank an den Flanken zeigt im Einfallen 27° N und 15° , S. 210° W (der Sattel ist durch den Weg schräg angeschnitten).

An dem gleichen Serpentineweg ist nun etwa 20 m vor der Oolithbank an der N-Flanke des Sattels entfernt noch einmal die Oolithbank zu sehen, und zwar mit dem gleichen Einfallen. Die Kartierung ergab, daß es sich hierbei nur um eine tektonisch bedingte Wiederholung handeln kann. Eine Störung, die schon an der Böschung des Haingrundes sichtbar wird (die Rechte in der obigen Zeichnung), trennt die repetierten Oolithbänke voneinander. Sehr ähnliche Verhältnisse liegen an der Südflanke des Sattels vor, wo eine vermutlich im Tal des Haingrundes verlaufende Störung ebenfalls ein doppeltes Auftreten der Oolithbank bedingt (siehe Profil 5).

Die Oolithbank der nordwestlichen Sattelflanke zieht zur N-Kuppe der Kappe hinauf und wird hier — in einem kleinen Bruch gut erkennbar — an leicht gebogener Bewegungsbahn von grauem Wellenkalk abgeschnitten. Es handelt sich um eine kleinere

Abschiebung in NW bis NNW Richtung, die die Oolithbank vorübergehend zum Verschwinden bringt (Abb 5).

Der übrige Muschelkalk der Teilscholle ist im wesentlichen ungestört. Die Grenze gegen das Röt nach N wird durch normale Auflagerung gebildet, wobei entlang dem gewundenen Verlauf bis Bellnhausen überall die gelben Grenzkalke zu finden sind. In einer Baugrube bei Bellnhausen war das Einfallen des Röt unter den Muschelkalk mit 8° in Richtung S 200° W zu messen. Bei weiterer Verfolgung der Röt/Muschelkalk-Grenze von der Domäne aus gegen den südlichen Grabenrand, zeigt sich bis an den Rand des Distr. 139 das gleiche Bild normaler Auflagerung. Parallel zur SW-Grabenrandstörung wird dann der ganze, schräg nach S gekippte Muschelkalkkomplex durch die mit 80° steil stehende Störung (siehe S. 147) abgeschnitten. Sie setzt einen langen, schmalen Rötstreifen neben die verschiedenen, durch die Einlagerung von Oolith- und Terebratelbank wohl charakterisierten Stufen des Unteren Muschelkalks.

Der vorstehend beschriebene Teilabschnitt (von Querstörung III bis zur Straße Itzenhain-Bellnhausen) vermittelt zwischen dem am tiefsten abgesunkenem Teil des herzynischen Grabens um Winterscheid und den in südöstlicher Richtung nun immer flacher werdenden folgenden Teilen. Durch das Herausheben des Muschelkalks von der Terebratel-Zone mit dem hangenden Wellenkalk bis zur normalen Auflagerung auf dem Röt (auf der Höhe von Bellnhausen) ist das Ansteigen der Grabenachse nach Südosten deutlich nachgezeichnet.

Noch deutlicher wird diese Tatsache in dem Grabenstück östlich der Straße. Hier, wo die größte Grabenbreite des herzynischen Teiles vorliegt, findet sich inmitten des weit ausstreichenden Röt nur noch ein schmaler Streifen von Unterem Muschelkalk (siehe Profil 8). Nach den gelben Kalken zu urteilen, die den Streifen an beiden Seiten begleiten, handelt es sich also nur noch um wenig mächtige Reste des unteren Wellenkalks, die im Grabentiefsten erhalten geblieben sind.

Nach Überquerung des Tales SW Appenhain erscheint der schmale Muschelkalkstreifen unter dem Löß heraus in der gleichen Form wie weiter nordwestlich, jetzt aber bereits im Streichen der eggischen Richtung angepaßt. Schichtköpfe im Weg (Fallen 16° E) und an einer Wegböschung (F. 12° W) lassen erkennen, daß die Schichten normal eingemuldet sind und innerhalb des nun sehr schmalen Grabens keinerlei Brüche mehr vorliegen.

2. Der eggische Grabenteil

2a) Das südliche Grabenende. Von einem Grabenende im Sinne des nordwestlichen Grabenabschlusses kann man hier im Süden nicht sprechen. Mit dem Auftauchen der Trias unter dem Neustädter Tertiärbecken hervor, ist auch der Graben in ganzer Breite vorhanden. Um das unter abklingendem Tertiär und der Lößbedeckung unklare Bild des Grabenbaues herauszuarbeiten, wurden drei Flachbohrungen ange-setzt.

Die südlichste, Neustadt 2, steht etwa 1 km NNW Neustadt, 255 m über NN. Sie brachte bis 5,75 m Lößlehm. Darauf folgt eine 10 cm mächtige Gerölllage mit rotbraunem Verwitterungsmaterial und Geröllen von Quarz, Buntsandstein und Bauxit. Ab 5,85 m setzt heller Sand ein, in dunklere Färbung übergehend, dessen Basis beim Einstellen der Bohrung in knapp 13 m Tiefe noch nicht erreicht war.

Die Bohrung Neustadt 1 steht etwa 400 m NNW Neustadt 2 im nächst nördlichen Tal, auf gleicher Höhe über NN. wie Neustadt 2. Das Bild ist trotz stark reduzierter Mächtigkeit sehr ähnlich: Lößlehm über hellem Sand. Die bei Neustadt 2 in 5,75 bis 5,85 m Tiefe liegende Geröllschicht mit dem roten Verwitterungsgruß ist hier bereits bei 2 m erreicht. Bei 2,25 m tritt Unterer Keuper auf, bei 2,50 m ist der anstehende Muschelkalk erreicht.

Bohrung Momberg 1, 400 m nördl. Neustadt 1, steht etwa 20 m höher als die beiden ersten Bohrungen. Hier wurde unter 3,80 m Lößlehm direkt der Untere Keuper angetroffen und bis 6,75 verfolgt.

Die Bohrungen lassen damit zwei Tatsachen erkennen: 1. Das Ausklingen des Tertiärs vom Neustädter Becken nach Norden, das im Prinzip schon aus dem Kartenbild zu entnehmen war. 2. Die Grabenscholle besteht ganz im Süden aus Muschelkalk, 500 m weiter nördlich bereits aus Unterem Keuper. D. h., daß vom Süden her die Grabenachse (mindestens von Neustadt an) nach Norden eintaucht und nicht, wie durchaus denkbar wäre, gleichsinnig mit dem ganzen Trias-Komplex unter dem Tertiär hervor auftaucht.

Diese Erkenntnisse konnten in unerwarteter Weise erweitert werden durch eine Bohrung der etwa 5 km südlich Neustadt gelegenen Gemeinde Wahlen/Kr. Alsfeld. Die Bohrung wurde auf Wasser angesetzt und von der Fa. Angers Söhne, Hess. Lichtenau, als Meißelbohrung ausgeführt. Das Bohrprofil ergab (stark zusammengefaßt):

1. von 0— 20 m grüne und graue, z. T. feinsandige Tone
2. 20—106 m lebhafter Wechsel von versch. gefärbten Tönen, sandigen Tönen und Sanden. Bei 70 m etwas sandige Braunkohle. Versch. dünne Lagen Sandstein
3. 106—112 m grauer Kalk

Die unter 1. zusammengefaßten Tone konnten als Rupel¹⁾ eingestuft werden. Bei 2. dürfte es sich um eine eo-oligozäne Folge handeln. Der graue Kalk unter 3. wurde durch den Fund einiger Conodonten-Bruchstücke der Art *Angulodus bockae* einwandfrei als Muschelkalk (verm. mu) bestimmt.

Damit ist der Nachweis erbracht, daß der Momberger Graben eine nicht unerhebliche Fortsetzung nach Süden besitzt, die durch die überlagernden tertiären Sedimente sowie die Basaltmassen des Neustädter Beckens verdeckt wird. Daß es sich hier bei Wahlen tatsächlich noch um eine Muschelkalkerhaltung durch Grabeneinbruch handelt, wird sichtbar, wenn man weiter östlich die anstehende Grenze des Buntsandsteins betrachtet. Gerade noch auf der SO-Ecke des Mbl. Neustadt-Arnshain, etwa 2,5 km östlich Wahlen wird der Untere Buntsandstein bei 350 m über NN. von miozänen Sanden bzw. Basalt überlagert. Die Bohrung Wahlen steht bei etwa 340 m über NN. und hat den Muschelkalk in 106 m Tiefe, d. h. bei 234 m über NN. erreicht. Auf 2,5 km Entfernung besteht also eine Höhendifferenz von fast 300 m, wenn man etwa von den mittleren Schichten des mu bis in die Mitte des su hinunterrechnet.

Setzt man die absolute Höhenlage der Bohrung Wahlen weiter in Vergleich zu den Flachbohrungen nördl. Neustadt, so ergibt sich folgendes: Der Bohrung Wahlen mit dem Unteren Muschelkalk bei 234 m über NN. steht als nächster Anknüpfungspunkt

¹⁾ Bestimmung von Dipl.-Geol. GRAMANN, Marburg.

gegenüber die Flachbohrung Neustadt 1 mit der Oberkante des Oberen Muschelkalks bei 252,5 m über NN. Unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Mächtigkeiten von mo und mm würde man also die Oberkante des mu in Neustadt 1 bei 210 m über NN. zu erwarten haben. Danach muß man schließen, daß der Graben von Neustadt an mit wenig abnehmendem Absenkungsbetrag nach SSO fortstreicht, d. h. also, nur wenig seichter wird. Das Ergebnis der Bohrung Neustadt 2 mit über 13 m Tertiär bei nur 400 m Abstand von Neustadt 1 paßt allerdings nicht ganz in diese Überlegungen hinein. Zu erwähnen ist noch, daß der Graben in seiner verdeckten Verlängerung offenbar in der Streichrichtung etwas wechselt. Die Verbindung der südlichsten oberirdisch zu beobachtenden Grabenteile mit dem Standort der Bohrung Wahlen am Ortsausgang des Dorfes an der Straße nach Neustadt ergibt etwa 165—170°, also etwas steileres Streichen gegenüber den 155° von Neustadt über Momberg hinaus.

2b) Randstörungen. Die Randstörungen des eggischen Grabenteiles sind an keiner Stelle direkt aufgeschlossen und z. T. von Lößlehm überdeckt, lassen sich aber trotzdem recht sicher verfolgen.

Die westliche Randstörung des Momberger Grabenstückes ist im südlichen Teil bis zum Kälbach von Lößlehm verdeckt. Sie ist zum ersten Male fixiert durch den Muschelkalk und Keuper in Bohrung Neustadt 1 und den etwa 400 m weiter südwestlich vorliegenden Buntsandstein des Grabenrandes. Weiter nach NW geben zunächst ebenfalls nur zwei kleine Buntsandsteinflecken Kunde von der Randscholle, doch nördlich des auf der Höhe von Momberg fließenden Kälbaches ist der Störungsverlauf genau festzulegen. Unterer Keuper und Oberer Muschelkalk sind gegen den Mittleren Buntsandstein verworfen. Man darf an dieser Stelle mit einer Sprunghöhe von 170—200 m rechnen, die sich nach NW noch etwas verstärkt (Mittlerer Keuper/Mittlerer Buntsandstein).

Der Verlauf der Randverwerfung ist gradlinig und zeigt keinen Einfluß der jeweiligen Geländeform, die Störung muß demnach steil einfallen. Diese Annahme ist für den weiteren Verlauf der Störung nach Norden wohl auch zunächst noch berechtigt. Beim Eintritt der Randstörung in den Wald (Distr. 13) sind Ceratiten-Schichten, Trochitenkalk und Mittlerer Muschelkalk gegen den Bausandstein verworfen. Die Sprunghöhe der Störung nimmt also deutlich ab.

Vom Süden bis auf die Höhe der Wüstung Nesselrode bleibt die westliche Randstörung — wenn man die sicher erkennbaren Teile verbindet und die vom Löß verdeckten ergänzt — auf ihrer ganzen Erstreckung mit 155° streng im eggischen Streichen. Mit nach Norden weiter fortschreitendem Abnehmen der Sprunghöhe beginnt die Störung nun aber aus der eggischen Richtung herauszudrehen (Waldrand Dist. 22), verläuft im Distr. 5 pendelnd fast N—S, um dann mit überraschendem Bogen bis in Nordost-Richtung umzuschwenken (Distr. 7). Gleichzeitig tritt ein der Störung parallel verlaufender, schmaler Rötstreifen wechselnder Breite auf. Beides, sowohl der unruhigere Verlauf der Störung, wie der Rötstreifen lassen vermuten, daß hier gleichzeitig mit der geringer gewordenen Sprunghöhe eine Verflachung der Störungsbahn eingetreten ist, die sich mehr und mehr einer normalen Flexur nähert (z. B. an dem NO streichenden Stück im Distr. 7).

Die östliche Randstörung zeigt einen ganz anderen Charakter als die steile Westrandstörung. Die Sprunghöhe ist erheblich geringer, da nur Röt neben Mittlerem

Buntsandstein liegt, und bleibt auch auf der ganzen Erstreckung die gleiche. Auch die Streichrichtung bleibt weniger konstant als bei der Westrandstörung. Im Großen gesehen wird die eggische Richtung vom Simmesberg über Momberg bis zum Hinterberg etwa eingehalten. Dort ist die Störung jedoch offenbar für ein kurzes Stück um einige 100 m nach Nordost ins Bachbett zurückversetzt, um weiter nach Norden dann in leicht gebogenem Verlauf bis Mengsberg in fast nördlicher Richtung weiter zu ziehen.

Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß es sich bei dieser östlichen Randverwerfung um eine sehr flache Störungsfläche handelt, die an manchen Stellen eventuell sogar nur flexurartigen Charakter hat.

2c) Die streichende Grabenlängsstörung. Ausschlaggebend für den Bau des eggischen Grabenstückes ist die streichende Längsstörung innerhalb des Grabens, die auffallend parallel zur SW-Randstörung verläuft, bedauerlicherweise aber gar nicht aufgeschlossen ist. Sie ist südlich Momberg belegt durch das Nebeneinander von Unterem Keuper und Unterem Muschelkalk. Am Straßenknick zwischen Momberg und Mengsberg stößt Unterer Muschelkalk der Flachschole gegen Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten der Tiefscholle. Nördlich Nesselrode setzt — z. T. von Löß verdeckt — Röt neben der Muschelkalkserie (Unterer bis Oberer Muschelkalk) ab und dann scheint die Störung im Fortstreichen mit der SW-Grabenrandstörung des Übergangsbereiches herzynisch-eggisch zusammenzutreffen.

2d) Grabenschollen. Die Grabenfüllung des eggischen Grabenteiles ist nicht durch Querstörungen in Teilschollen aufgegliedert, wie das im herzynischen Teil der Fall ist. Statt dessen liegt infolge der in Grabenrichtung streichenden Störung eine ausgesprochene Zweiteilung in Längsrichtung vor.

Die westliche, tiefe Grabenscholle, erfaßt durch die Bohrung Neustadt 1, beginnt im Süden mit Muschelkalk auf den mit normaler Überlagerung Unterer Keuper folgt. Seiner relativ großen Ausdehnung nach (bis zur Straße Momberg-Speckswinkel mindestens) dürfte er flach lagern. Eventuell kann man in der Höhe des Kälbaches eine leichte Kippung nach Nordost annehmen, da gegen den SW-Grabenrand noch etwas mo_2 unter dem Keuper herauskommt.

Nördlich der Straße Momberg-Speckswinkel erreicht die Grabenachse ihren tiefsten Punkt. Mittlerer Keuper ist hier als jüngstes Schichtglied des gesamten Grabensystems überhaupt erhalten. Unter dem nach Norden anschließenden, von Löß bedecktem Gelände ist wohl mit Sicherheit auch der untere Keuper wieder vorhanden.

Klar erkennbar ist die Heraushebung der älteren Schichten unter den jüngeren dann im großen Steinbruch Schmidtdiehl (N. H. P. 290,3), wo das Einfallen des Oberen Muschelkalks mit 10° , E 130° S zu messen ist. Im gleichen Bruch ist eine kleine N—S streichende Verwerfung von 1,50 m Sprunghöhe zu beachten, an der der Ostflügel gesenkt ist. Sie ist von mehreren Parallelstörungen noch geringeren Betrages begleitet. Diese Störungen schneiden am Hang unterhalb des Steinbruches den Mittleren Muschelkalk ab und fallen am jenseitigen Hang (Wüstung Nesselrode) mit der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk zusammen. Die Muschelkalkfolge dieses Hanges „Auf der Höhe“ zeigt eine deutliche Kippung der Scholle nach Südosten, spitzwinkelig gegen die große Grabenlängsstörung. Der Zwickel Trochitenkalk, der dabei zwischen dem Streifen der Ceratiten-Schichten und der Verwerfung eingeklemmt liegt, kann wohl auf Schleppung an der Störungsbahn zurückgeführt werden (siehe Profil 10).

Nördlich des nächsten Quertales (mit dem Anspann und der Sommermühle) dreht das Einfallen der Muschelkalk-Schichten über die Richtung E 125° S (gemessen an der Terebratelbank) nach N 80° E und schließlich bis auf N 60° E vor der Grenze gegen das Röt. Dabei hebt sich die Terebratel-Zone mit dem hangenden Wellenkalk über das Röt hinaus und damit findet die tiefe westliche Scholle des eggischen Grabens hier ihren natürlichen Abschluß. In der streichenden Verlängerung nach N ist im Buntsandstein kein Anzeichen tektonischer Vorgänge zu erkennen.

Die flache, östliche Grabenscholle, die — wie schon erwähnt — im Gegensatz zur Tiefscholle einen auf ihrer ganzen Länge etwa gleichmäßigen Absenkungsbetrag aufweist, umfaßt lediglich Röt und Unteren Muschelkalk. Von den fünf Punkten, an denen der Untere Muschelkalk zu Tage tritt, ist jedoch nur ein Vorkommen, und zwar das südlichste, stratigraphisch genau einzuhängen. An dieser Stelle [an der sich heute ein aus Trochitenkalk (!) gebautes Gefallenemahnmal befindet] fand HECKMANN einige Exemplare der *Beneckeia Buchi*. Damit sind diese Schichten dicht unter die Oolithbank zu stellen. Das heißt also, daß der Absenkungsbetrag gegenüber dem aus Mittleren Buntsandstein bestehenden Grabenrand nur wenig mehr als 100 m beträgt. Gegenüber der, an der tiefsten Stelle bis etwa 200 m abgesunkenen Tiefscholle besteht damit ein nicht unwesentlicher Unterschied.

Die flache, östliche Grabenscholle besteht vom Süden aus bis etwa zum Hinterberg aus einem — im Verhältnis zur Tiefscholle — schmalen Streifen (300—400 m Breite) eggischer Streichrichtung. Nördlich vom Hinterberg gewinnt die schmale Scholle jedoch schnell an Breite, da die östliche Grabenrandverwerfung in fast N—S-Richtung umbiegt, während die große Grabenlängsstörung, die ja die westliche Begrenzung der Flachschorle darstellt, ihr streng eggisches Streichen beibehält. Auf diese Weise trifft die Flachschorle mit stark verbreiteter Fläche auf den Übergangsraum zum herzynischen Grabenteil.

3. Übergang von der herzynischen zur eggischen Richtung

Betrachtet man — die vorstehende Beschreibung fortsetzend — das Gebiet, in dem beide tektonische Richtungen aufeinandertreffen, von S her, so muß als wichtigste Erscheinung zunächst die Heraushebung der Grabentiefscholle des eggischen Grabenstückes gewertet werden. Daß sie mit dieser Heraushebung tatsächlich ihr definitives Ende erreicht, darauf weist recht deutlich der Verlauf der westlichen Randverwerfung hin. Das Umbiegen aus der eggischen bis in nordöstliche Richtung bei nur noch geringer Sprunghöhe und sicherlich sehr flachem Einfallen schließt die Möglichkeit aus, eine Fortsetzung der tektonischen Linien in der ursprünglichen eggischen Richtung im Buntsandstein zu erwarten. Dadurch wird die westliche Grabentiefscholle — und damit das wesentlichste Element des eggischen Grabenteiles — völlig ausgeschaltet und bleibt ohne Einfluß auf die Vereinigung der herzynischen und der eggischen Grabenteile. Das drückt sich noch auffälliger dadurch aus, daß die große Grabenlängsstörung des eggischen Grabens nach der Heraushebung der Grabentiefscholle zur westlichen Randverwerfung wird, obwohl beide Teilstücke der Störung für sich betrachtet einen entgegengesetzten Bewegungssinn haben.

Am Bau der Übergangszone zwischen den beiden tektonischen Richtungen ist also von Süden her nur die flache, östliche Grabenscholle beteiligt, während vom herzy-

nischen Teil die gesamte, einheitliche Grabenbreite vorliegt. Beide Teile vereinigen sich zu einem langen Streifen von überraschender Einheitlichkeit, was besonders durch den gleichmäßigen Absenkungsbetrag (nur Röt und Unterer Muschelkalk als Grabenfüllung) unterstrichen wird.

Betrachtet man nun die Randstörungen selbst, so ist ein deutlicher Unterschied in ihrem Verhalten festzustellen:

Die SW-Randstörung zeigt einen klar festzulegenden Punkt, an dem der Richtungswechsel eggisch/herzynisch eintritt, und zwar ist das ziemlich genau am H. P. 327,8 (Grenze des Walddistr. 132, nördlich der Straße Mengsberg-Lisheid). Südlich dieses Punktes herrscht eindeutig eggisches Streichen, nordwestlich des H. P. herzynisches Streichen.

Im Gegensatz zu diesem klar absetzenden Richtungswechsel der SW-Randstörung, steht das mehrfache Umspringen der NO-Randstörung: Bereits auf der Höhe von Nesselrode beginnt zum ersten Male das Auslenken aus der eggischen Richtung, hier sogar in steileres, fast S—N-Streichen. Dann setzt sich — an Mengsberg vorbei bis zum Bachlauf südlich des Walddistr. 14 — wieder die rein eggische Richtung durch. Weiter nach NW erfolgt das Auslenken nach der anderen Seite, in NW-Richtung und ist somit etwa als flach eggisch bzw. steil herzynisch zu bezeichnen. Dann dreht die Verwerfung noch einmal für ein kurzes Stück in fast N—S-Richtung, von Appenhain an wieder in eggisches Streichen. Erst südlich Itzenhain kommt es dann zum endgültigen Umschlag in die herzynische Richtung.

Es steht also dem einfachen Umspringen von eggische in herzynische Richtung der SW-Randstörung ein mehrfach die Richtung wechselnder Verlauf der O- bzw. NO-Randverwerfung gegenüber. Dem entsprechend ist keine eindeutige Abgrenzung zwischen dem eggischen und dem herzynischen Grabenstück möglich, da in einem Übergangsbereich beide Richtungen (und auch noch dazwischen liegende Streichrichtungen) nebeneinander auftreten.

4. Zusammenfassung der tektonischen Ergebnisse

Aus der vorstehenden Beschreibung der tektonischen Verhältnisse im Graben ist zu entnehmen, daß sein Bau recht einfach und unkompliziert ist. Unabhängig von der tektonischen Richtung sind sowohl im Süd- wie im Nordteil des Grabens überwiegend Zerrungserscheinungen zu beobachten. Schon die überall rechtsinnig und z. T. sehr flach einfallenden Randstörungen bestätigen die Anlage des Grabens als Zerrungsgebilde. Demgegenüber sind nur geringe Anzeichen für Pressung vorhanden. Lediglich im herzynischen Teil konnten einige schwache Fältelungen im Wellenkalk sowie die Sattelbildung im Gebiet der Kappe in dieser Richtung gewertet werden. Auch wenn die schlechten Aufschlußverhältnisse nur dürftige kleintektonische Messungen zuließen, so hat es doch den Anschein, als ob die normalerweise vorliegende zweite Bewegungsphase der Saxonischen Grabenbildung, nämlich die Einengung sowohl in herzynischer wie in eggischer Richtung, im bearbeiteten Gebiet nur sehr untergeordnet zur Auswirkung gekommen ist.

Auch beim Zusammentreffen der verschiedenen tektonischen Richtungen zeigt sich der Bau des Grabens überraschend unkompliziert. Ohne Zwang lenken die eggischen Störungsbahnen des Südteiles in die herzynischen des Nordteiles über und bewirken

so einen ausgesprochen bogenförmigen Verlauf des Grabens. Recht bemerkenswert ist aber auch, daß keine Addition der Absenkungsbeträge beim Zusammentreffen beider Richtungen auftritt, wie es für echte Kreuzungen im Bereich der hessischen Gräben typisch ist. Im vorliegenden Falle haben beide Grabenteile ihren eigenen Tiefpunkt (Mittlerer Keuper im Südteil, Trochitenkalk im Nordteil), und im Übergangsgebiet ist die geringste Absenkung zu beobachten. Diese Tatsache legt die Vermutung nahe, daß es sich ursprünglich um zwei getrennt angelegte Elemente gehandelt hat, die mehr zufällig im Ausklingen zusammengetroffen sind. Daß lediglich die flache Grabenscholle des Südteiles mit der gesamten Grabenbreite des Nordteiles in Verbindung steht (siehe S. 156), könnte vielleicht als Bestätigung dieser Ansicht gewertet werden. Auch das Fehlen einer zu erwartenden Auffiederung der Randstörungen an der Konvexseite des „Bogens“, der durch das Einlenken der herzynischen in die eggische Richtung gebildet wird, sowie die nicht vorhandene gegenseitige Beeinflussung der Randstörungen wäre damit zu erklären.

Ob der im Gegensatz zu anderen hessischen Gräben relativ einfache Grabenbau hier auf das Fehlen oder Zurücktreten von Zechsteinsalz im Untergrund zurückzuführen ist, kann auch auf Grund der neuen Befunde nicht gesagt werden. Bei den Aufschlüssen in der Umgebung fehlt der Zechstein in Ruhlkirchen völlig, am SW-Rand des Kellerwaldes, bei Niederklein und in der Bohrung am Retschenhäuser Hof bei Kirtorf liegt er nicht in salinärer Fazies vor. Alle Komplikationen, wie sie beim Bau anderer Gräben im Gefolge herausspießender Zechstein-Dolomitklippen auftreten, fehlen im Bauplan des Momberger Grabens.

Die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Bewegungsvorgänge kann aus den im Graben selbst vorliegenden Anhaltspunkten nur mit „nach Keuper“ und „vor Eozän“ beantwortet werden. Gipskeuper ist im südlichen Teil noch als Grabenfüllung vorhanden, Eozän sowohl auf dem Grabenrand wie im Graben, wo es außerdem noch über die Störungen hinweggreift. In Analogie zu den übrigen Hessischen Gräben kann man aber wohl auch für die Bildung des Momberger Grabens vorkretazisches bzw. jungkimmerisches Alter annehmen.

5. Stellung des Momberger Grabens im saxonischen Raum

Betrachtet man den Momberger Graben als Ganzes in Bezug auf seine Lage innerhalb des saxonischen Faltungsraumes, so fällt zunächst seine isolierte Stellung auf. Es hat den Anschein, als habe er keine Verbindung zu den weitgespannten und vergitterten tektonischen Linien des Hauptgebietes, wie sie etwa zwischen Leine und Egge oder Thüringen und Nordhessen vorliegen. Zum Teil beruht diese Isolierung auf dem Vorspringen des Kellerwaldes in das Buntsandstein-Gebiet hinein. Es ist jedoch hervorzuheben, daß die Nähe des Kellerwaldes (teilweise nur 2—3 km entfernt) offenbar keinen Einfluß auf die Richtung des Grabens ausgeübt hat. Denn die südwestliche Randstörung des Kellerwaldes verläuft steiler und keineswegs parallel mit der herzynischen Streichrichtung des nördlichen Grabenteiles.

Als räumlich nächstes saxonisches Element, mit dem der Momberger Graben eventuell in Verbindung zu denken wäre, liegt östlich bzw. südöstlich des Kellerwaldes der N—S streichende Dittershäuser-Schlierbacher Graben. Würde dieser eine Verlän-

gerung nach Süden besitzen (wie es STILLE auf der Karte der saxonischen Gebirgsbildung durch eine vermutete Bruchlinie andeutet), so müßte man etwa in der Gegend von Ruhlkirchen sein Zusammentreffen mit einer Verlängerung des Momberger Grabens annehmen. Es sind jedoch keine Tatsachen bekannt geworden, die eine solche Fortsetzung des Dittershäuser Grabens nach Süden bestätigen würden.

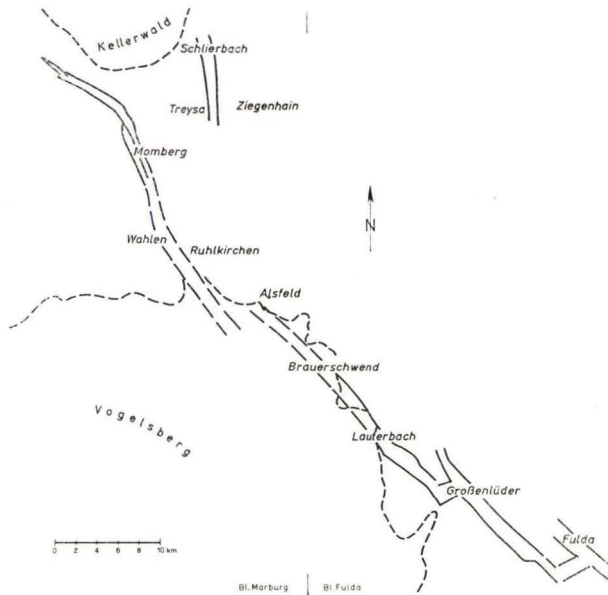


Abb. 6. Vermutete Verbindung zwischen dem Großenlüder-Lauterbacher-Graben und dem Momberger Graben.

Anders verhält es sich mit dem Momberger Graben. Die Verlängerung nach Süden bis Wahlen ist nachgewiesen. Als sicher ist auch anzunehmen, daß der Graben auch dort noch nicht sein Ende findet, sondern mit vermutlich gleicher Richtung weiterstreicht. Als eine Bestätigung dieser Vermutung ist der Basaltstreifen anzusehen, der vom geschlossenen Gebiet des Vogelsberges über Wahlen bis nach Neustadt zieht. Die Richtung dieser Basaltvorkommen deckt sich so genau mit der vermutlichen Fortsetzung des Momberger Grabens, daß man es nicht als zufallsbedingt ansehen kann. Es ist vielmehr anzunehmen, daß diese Aufstiegszone durch die Bruchtektonik des Grabens vorgezeichnet ist. Vielleicht ist obendrein die heutige Erhaltung der Basaltdecken gerade in dieser Zone einer schwachen posthumer, dem Momberger Graben folgenden Einsenkung zu danken.

Wenn aber eine so weitgehende Fortsetzung des Momberger Grabens im Bereich der Möglichkeiten liegt, ist die Frage zu stellen, ob der Graben nicht sogar in Verbindung steht mit dem Lauterbach-Großenlüderer Grabensystem, das von SO her spitzwinkelig auf den Ostrand des Vogelsberges trifft.

Als nordwestlichstes, zum Lauterbacher Graben gehörendes Vorkommen ist der Muschelkalk nördlich von Brauerschwend anzusehen. Die Karten 1 : 25000 und

1 : 200000 zeigen an dieser Stelle lediglich ein Vorkommen von Unterem Muschelkalk an. Dank einer Mitteilung des Kollegen GRAMANN wurde Verfasser aufmerksam gemacht, daß eine Ceratitenplatte vom Fundort Brauerschwend im Alsfelder Heimatmuseum vorhanden war. Diese Platte wurde von Herrn Dr. JÄCKEL aus Alsfeld gefunden und inzwischen liebenswürdigerweise von Herrn BUSSE, Kassel, auf das Genaueste analysiert. Herrn BUSSES Urteil gipfelt in folgendem Satz: „Zusammenfassend möchte ich also sagen, daß die vorliegende Platte nach allen Erfahrungen nur aus dem Oberen Muschelkalk stammen kann und vermutlich aus den Unteren Ceratitenschichten“¹⁾. Demnach ist bei Brauerschwend also auch noch Oberer Muschelkalk vorhanden, mit anderen Worten, der Lauterbacher Graben ist an dieser Stelle noch recht tief, und es ist mit seiner Fortsetzung unter dem Tertiär in Richtung auf das nahe Alsfeld zu rechnen (Abb. 6).

Das heißt aber: Die beiden Linien, einmal vom Norden nachgezogen durch den Basaltausläufer und zum anderen vom Südosten, dokumentiert durch das Auftreten des mo bei Brauerschwend in der Streichrichtung des Lauterbacher Grabens, würden unmittelbar südwestlich von Alsfeld gerade aneinander vorbeistoßen. Es liegt offenbar eine niedrige Ablösung zweier Grabenstücke innerhalb des im ganzen zusammengehörenden Grabenzuges vor, wie sie weiter im Südosten sowohl zwischen dem Fuldaer und Großenlüderer wie zwischen diesem und dem Lauterbacher Grabenstück so charakteristisch ist.

Nach diesen Überlegungen ist anzunehmen, daß der Momberger Graben keineswegs so isoliert liegt, wie es zunächst den Anschein hat. Wenn auch durch den Kellerwald der Anschluß an den Hauptraum in Nordost-Richtung verhindert wird, so besteht doch offenbar in der einzig möglichen Richtung nach Süden die Verbindung zu weitspannenden Linien saxonischer Prägung.

Schriftenverzeichnis

- BLANKENHORN, M.: Das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, Wiesbaden 1950.
 Erläuterungen geol. Karte Preußen 1:25000, Bl. Neustadt-Arnshain, Berlin 1931.
 BLANKENHORN & KURTZ, Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. — Sber. Ges. Beförd. ges. Nat.Wiss., 64, 2, 1929.
 BEETZ, W.: Beiträge zur Tektonik und Stratigraphie des Lauterbacher Grabens. — Notizbl. Ver. Erdk. u. geol. L.-A. Darmstadt, (IV) 33, 1912.
 BISMARCK, W.: Die Niederhessischen Böhmerze, ihre Altersstellung und Entstehung. Dipl.-Arb., Jena 1942.
 DENCKMANN, A.: Erl. geol. Spez.-Kte. Preußen 1:25000, Bl. Gilserberg, Berlin 1902.
 DIENEMANN, W.: Das oberhessische Buntsandsteingebiet. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1913, 34, II, Berlin 1914.
 DIEHL, O.: Erl. geol. Karte Hessen 1:25000, Bl. Lauterbach, Darmstadt 1935.
 GUNZERT, G.: Die Grenzziehung zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, Wiesbaden 1954.
 HECKMANN, F.: Beiträge zur Kenntnis des Hess. Muschelkalks, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen Oberhessens. — Diss. Marburg 1916.
 v. KOENEN, A.: Über das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1885, Berlin 1886.

¹⁾ Brief vom 16. 11. 1956 an das Gelo.-Paläont. Institut, Marburg.

- LOTZE, F.: Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. — Erdöl und Tektonik, 1948.
- MARTINI, H. J.: Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rhein. Schiefergebirge. — Geotekt. Forsch., 1, 1937.
- MEYER & LANG: Keuperprofile bei Angersbach im Lauterbacher Graben. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde Gießen; N.F., Nat.Abt., 5, 1912.
- MIXIUS, F. K.: Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle. — Geotekt. Forsch., 5, 1940.
- NAUMANN, E.: Beobachtungen in der Trias Thüringen. — Beitr. Geol. Thür.; Thür. Geol. Ver., IV, 6, 1937.
- PFLANZL, G.: Die Geologie des Meißners in Hessen. Diss. Marburg 1953.
- RIEDEL, A.: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen oberen Muschelkalkes. — Jb. preuß. geol. L.-A., 37, 1918.
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. Oehringen 1928.
- STILLE, H.: Die Hessische Tiefe im tektonischen Großbilde Europas. — Z. deutsch. geol. Ges., 88, 1936.
- Die Saxonischen Brüche. — Gött. Beitr., Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 95, 1923—25.
- TATGE, U.: Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. — Paläont. Z., 30, S. 108 bis 127, 129—147, 12 Abb., Taf. 5 u. 6, Stuttgart 1956.
- UDLUFT, H.: Ergänzungen u. kritische Bemerkungen zu der Arbeit von MAX BLANCKENHORN über das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), 1, 1950.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

„Heskemer Pollenbild“ und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges

Von

MARITA BROSIUS und FRANZ GRAMANN, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 1 Abbildung

„Melanienton“ werden seit LUDWIG 1863 Schichten der Hessischen Senke genannt, deren charakteristische Makrofauna von Süß- und Brackwassermollusken nach WENZ 1938—1944 zur Annahme von Sannois- bis Rupel-Alter berechtigt. LUDWIG beobachtete in einem, wie sich erst jetzt²⁾ herausgestellt hat, gestörten Profil die Auflagerung des Melanientons auf Rupelton. Aus diesem Grunde gilt der Melanienton in der älteren hessischen Literatur als Horizont über dem Rupelton. BLANCKENHORN und auch E. SCHRÖDER beobachteten aber in zahlreichen Profilen Melanienton unter Rupelton. Seit dieser Zeit hat sich die Einteilung in unteren und oberen Melanienton eingebürgert. Faunistisch lassen sich oberer und unterer Melanienton bemerkenswerter Weise nicht unterscheiden. Wenn im folgenden von Melanienton die Rede ist, so ist jeweils der untere Melanienton gemeint. Ob sich der obere Melanienton überhaupt aufrecht erhalten läßt, wird in einer in Vorbereitung begriffenen Arbeit diskutiert werden.

Im allgemeinen ist der Begriff „Melanienton“ gut anwendbar, denn die so bezeichneten Schichten sind meist auch Tone und führen zumindest in ihrem oberen Teil die charakteristische Fauna. Darin eingelagerte Kalke werden „Melanienkalk“ genannt. Melanienton kommt innerhalb der Hessischen Senke von der Umgebung von Kassel im Norden bis nach Leidenhofen bei Marburg und Alsfeld im Süden als normales Schichtglied des älteren Tertiärs vor. In diesem südlichen Teil der Senke ist er nur als grüner Ton mit mehr oder minder großer Beteiligung von Melanienkalk entwickelt. Die stark kohlige Ausbildung, die er in der eigentlichen „Niederhessischen Braunkohlensenke“ nördlich Ziegenhain oftmals zeigt, ist hier nicht beobachtet worden. Auch ist er hier nicht so mächtig wie im Norden.

MÜRRIGER & PFLANZL 1955 führen für eine charakteristische Pollenvergesellschaftung den Begriff „Heskemer Bild“ ein. Wie sie schreiben, steht das „Heskemer Pollenbild“ in enger Beziehung zum Melanienton, denn es treten Schichten mit diesem Pollenbild sowohl dicht über als auch unmittelbar unter dem Melanienton auf (vgl. Heskem und Borken, oberstes Flözchen).

Die gleiche Pollenvergesellschaftung nennt PFLUG 1957 „Bild der Melanientone“. Dabei schreibt er selbst, daß auch in Schichten, die nicht als Melanienton angesprochen werden können, das „Bild der Melanientone“ auftreten kann.

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

²⁾ Arbeit in Vorbereitung.

Es erhebt sich also die Frage, ob es nicht rein nomenklatorisch günstiger ist, den Begriff „Heskemer Bild“ statt „Bild erd Melanientone“ zu benutzen.

Im folgenden soll nun auf zwei Vorkommen von „Heskemer Pollenbild“ und deren Beziehung zum Melanienton näher eingegangen werden, da dies für diese Gegend vorläufig die ältesten paläontologisch erfaßbaren Tertiärschichten sind.

Wie MÜRRIGER & PFLANZL 1955 schreiben, liegt die Ziegeleigrube 1 km östlich Heskem in von BLANCKENHORN 1930 in das „Eo-Unteroligozän“ eingestuftes Tönen. Sie führen hier Kohlenstreifen. Diese Töne, die faziell von Sand vertreten werden

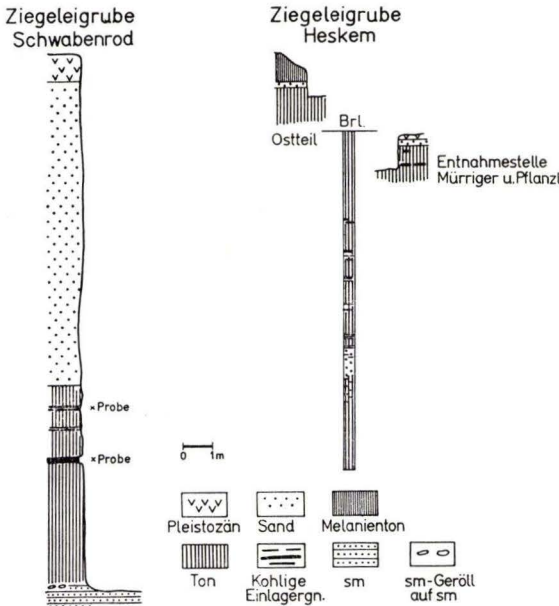


Abb. 1. Profil aus den Ziegeleigruben Schwabenrod und Heskem.

können, stellen das normale stratigraphisch Liegende des „unteren Melanientons“ bei BLANCKENHORN 1930 dar. Zugleich sind sie der älteste tertiäre Schichtenkomplex der südlichen Hessischen Senke.

Die Ziegeleitongrube steigt dem Gelände folgend in Terrassen nach Osten an. Im obersten Teil der Grube wird der eo-unteroligozäne Ton BLANCKENHORNS von lebhaft grünen Tönen mit Gipskristallen und Kalkknöllchen überlagert. Daß es sich dabei um den unteren Teil des Melanientons handelt, zeigt der Fossilfund etwa 100 m nördlich im gleichen Ton. 1 km weiter südlich wurde nachgewiesen, daß der Melanienton von Rupelton überlagert wird. Die Stelle, an der die von MÜRRIGER & PFLANZL untersuchten Kohlenproben entnommen wurden, liegt im tiefsten Teil der Grube, etwa 1,80 m unter dem erst im Ostteil der Grube aufgeschlossenen grünen Melanienton.

Im eo-unteroligozänen Ton BLANCKENHORNS, etwa 1 m über der Entnahmestelle MÜRRIGER & PFLANZLS wurde eine kleine Trockenbohrung niedergebracht. Sie erreichte eine Tiefe von 11,20 m und zeigte in verschiedenen Tiefen Kohlespuren oder

kohligen Ton. Die tiefste untersuchte kohlige Probe liegt bei 7,30 m, also etwa 8,10 m unter dem Melanienton, und zeigt ebenfalls noch typisch „Heskemer Bild“.

In Anlehnung an LUDWIG 1863 nimmt DIEHL 1926 für das Meßtischblatt Alsfeld nur den sog. „oberen Melanienton“ BLANCKENHORNS an. Unteroligozän kennt er nur aus Bohrungen. Auf dieses läßt er Rupelton folgen, welcher vom Melanienton überlagert wird. Schließlich wird auch dieser von sandig-tonigem Miozän überdeckt.

In solchen, von DIEHL als Miozän kartierten Schichten steht nun die Ziegeleitongrube von Schwabenrod, 4 km nördlich Alsfeld. Dieses „Miozän“ erinnert stark an die „eo-unteroligozänen Sande und Tone“ BLANCKENHORNS.

Das Liegende der Ziegeleitongrube Schwabenrod bildet im Nordteil des Aufschlusses unmittelbar gebleichter Mittelbuntsandstein. Im Südteil liegt auf diesem noch eine Lage nußgroßer Sandsteingerölle.

Es folgen dann 4 m grauer Ton, 0,20 m kohliger Ton mit 0,02 m erdiger Braunkohle, wiederum 0,85 m grauer Ton, abermals 0,18 m kohliger Ton, 0,50 m brauner Ton und schließlich wieder 0,15 m stark kohliger Ton. Das Hangende dieses oberen kohligen Bandes bildet unten roter, oben gelber Ton von insgesamt 0,70 m Stärke. Das Ganze wird überlagert von 10—13 m hellen, schräggeschichteten Sanden mit Quarziteinlagerungen im oberen Teil. 0—2 m Löß mit Quarzitbrocken schließen das Profil ab.

Pollenanalytisch untersucht wurde der stark kohlige Ton unter dem roten Tonband und die erdige Braunkohle des unteren Streifens. Es zeigte sich eine Vergesellschaftung folgender Formen:

A. Sporites

I. Triletes (REINSCH) IBRAHIM 1933

Cicatricosi-spor. dorogensis R. POT. & GELLET 1932

Cingulati-spor. marxheimensis (MÜRRIGER & PFLUG 1952)

Cingulati-spor. heskemensis MÜRR. & PFLANZL 1955

Divisi-spor. maximus PFLUG 1953a

Sterei-spor. stereoides (R. POT. & VEN. 1934)

Laevigati-spor. neddeni (R. POT. 1931)

Laevigati-spor. pseudomaximus TH. & PFLUG 1953

II. Triplanes PFLUG 1953a

Triplano-spor. sinuosus (PFLUG 1952) 1953a

Triplano-spor. pseudosinuosus (PFLUG 1952) 1953a

Triplano-spor. microsinosus PFLANZL 1955

III. Monoletes IBRAHIM 1933

Laevigato-spor. haardti (R. POT. & VEN. 1934)

Verrucato-spor. alienus (R. POT. 1931)

Verrucato-spor. favus (R. POT. 1931)

B. Pollenites

I. Bilateres PFLUG 1953a

Monocolpo-poll. tranquillus (R. POT. 1934)

II. Inapertures TH. & PFLUG 1953

Inaperturo-poll. dubius (R. POT. & VEN. 1934)

Inaperturo-poll. magnus (R. POT. 1934)

Inaperturo-poll. incertus TH. & PFLUG 1953

Inaperturo-poll. emmaensis (MÜRR. & PFLUG 1952)

III. Saccites ERDTMANN 1947

Pityo-spor. microalatus (R. POT. 1934)

IV. Normapolles PFLUG 1953b

fehlen!

V. Postnormapolles PFLUG 1953b

Triatrio-poll. rurensis TH. & PFLUG 1953

Triatrio-poll. bituitus (R. POT. 1931)

Triatrio-poll. coryphaeus (R. POT. 1931)

Triatrio-poll. plicatus (R. POT. 1934)

Polyvestibulo-poll. verus R. POT 1934

VI. Brevaxones PFLUG 1953a

fehlen!

VII. Longaxones PFLUG 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. parmularius (R. POT. 1934)

Tricolporo-poll. edmundi (R. POT. 1931)

Tricolporo-poll. megaexactus (R. POT. 1931) subsp. *brühlensis* (TH. 1950)

Tetracolporo-poll. obscurus TH. & PFLUG 1953

Es zeigt sich hier in diesen sporenenreichen Proben die für das „Heskemer Bild“ charakteristische Vergesellschaftung: *Spor. heskemensis*, *marzheimensis*, *microsinuosus*, *dorogensis* und *Poll. emmaensis*. *Spor. heskemensis* kommt hier mit bis zu 20% sehr häufig vor (in Heskem selbst 2%), dagegen weist *Spor. marzheimensis* hier nur 1% gegenüber 4% in Heskem auf.

Die für das Alttertiär so bezeichnenden Normapolles treten nicht mehr auf. Der Phönix-Palmpollen *tranquillus*, der im „Borkener Bild“ Massenfrequenzen zeigt, kommt hier nur noch vereinzelt vor („Schizaeaceen-Stufe“ über „Palmenstufe“ THIERGART 1940). Typisch für das „Heskemer Bild“ erweist sich immer wieder die *Spor. microsinuosus*-Form.

Nach diesen Untersuchungen handelt es sich also in Schwabenrod ebenfalls um „Heskemer Bild“. Demnach ist es ausgeschlossen, daß es sich bei diesen Schichten im Norden von Alsfeld, wie kartiert und in den Erläuterungen zur Karte angegeben, um Miozän handelt. Aus benachbarten Profilen kann überdies noch geschlossen werden, daß diese Schichten auch nach ihrer Lagerung mit BLANCKENHORNS „Eo-Unteroligozän“ übereinstimmen.

So liegt am Ortsausgang von Reibertenrod nach Schwabenrod eine kleine Sandgrube („Miozän“ bei DIEHL). Sie steht in ihrem unteren Teil in stark gebleichtem, dünnschichtigem Buntsandstein. Es folgen dann noch 2 m Tertiärsand. Etwa 100 m

südlich davon stehen grüne Tone, die auch DIEHL als Melanienton kartierte und in denen er ein Fossilzeichen vermerkt hat.

Das gleiche Profil ergab auch die Aufnahme der zahlreichen Neuaufschlüsse bei der Anlage des Siedlungsgebietes „In der Rambach“ am Nordrand der Stadt Alsfeld. Auch hier liegt auf Mittelbuntsandstein Tertiärsand und Ton wie in der Ziegelei-grube Schwabenrod, ebenfalls nach DIEHL „Miozän“. Darüber folgt hellgrüner Ton, der schließlich reichlich „Melanienkalk“ mit der typischen Fauna enthält. Als Hangendstes folgt dann noch etwas fossilführender Rupelton.

Ergebnisse

Aus den Profilen Heskem und Schwabenrod geht hervor, daß Kohlenstreifen mit Heskemer Pollenbild, im Verhältnis zur geringen Mächtigkeit des hiesigen Tertiärs, noch recht tief unter Melanienton vorkommen. Diese Schichten unter dem Melanienton, die direkt der Trias auflagern, stuft BLANCKENHORN 1930 in das „Eo-Unteroligozän“ ein. Auch nimmt er 1930 an, daß die darin auf Blatt Amöneburg-Homberg enthaltenen kohligten Einlagerungen gleichalt wie die Kohle des Borkener Hauptflözes seien. 1950 dagegen stuft er die Sande des „Eo-Unteroligozäns“ zusammen mit dem Borkener Hauptflöz in das Mitteleozän, während er für die gleichen kohligten Einlagerungen und die begleitenden Tone hier am Nordrand des Vogelsberges schreibt: „Ihre Einstufung in das Eozän ist nicht sicher.“ Da aber hier nie Borkener Pollenbild, sondern nur „Heskemer Bild“ nachgewiesen wurde, wird von dieser Seite der Zweifel an der Zugehörigkeit zum Eozän bestärkt; auf keinen Fall kann es Mitteleozän sein. Außerdem aber muß angenommen werden, da sich die kohleführenden Tone tatsächlich mit den Sanden verzahnen, daß die Schichten mit „Heskemer Pollenbild“ für diesen Teil der Senke bereits die ältesten Tertiärsedimente darstellen.

Die Schichten der Ziegelei Schwabenrod, die DIEHL als Miozän auffaßte, sind durch den Nachweis des „Heskemer Bildes“ mit den „eo-unteroligozänen Tönen und Sanden“ BLANCKENHORNS auf Blatt Amöneburg-Homberg gleichzusetzen. Außerdem ist anzunehmen, daß alles sandig-tonige „Miozän“ des Blattes Alsfeld, soweit es unmittelbar auf Buntsandstein liegt, das gleiche Alter hat.

Zusammenfassung

Es wird festgestellt, daß kohlige Schichten unterhalb des Melanientons auf dem Blatt Amöneburg-Homberg noch „Heskemer Pollenbild“ zeigen. Es kann angenommen werden, daß dies die ältesten Tertiärschichten in der südlichen Hessischen Senke sind.

Das von DIEHL nördlich Alsfeld kartierte Miozän wird durch den Fund von „Heskemer Bild“ in der Ziegeleitongrube Schwabenrod als älter erkannt und mit dem ältesten Tertiär auf Blatt Amöneburg-Homberg = „Eo-Unteroligozän“ BLANCKENHORNS 1930 gleichgesetzt.

Schriftenverzeichnis

- BLANCKENHORN, M.: Bl. Amöneburg-Homberg, Erl. geol. Kte. Preußen usw., 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.

- DIEHL, O.: Bl. Alsfeld, Erl. geol. Kte. Hessen, Darmstadt 1926.
— Über einige Bohrungen im oligozänen Tertiär bei Alsfeld. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) 14, 1931, S. 25—30, Darmstadt 1931.
- KRUTZSCH, W. & LOTSCH, D.: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. — Geologie, 6, S. 476—501, Berlin 1957.
- LUDWIG, R.: Der Septarienthon und die Süßwasserbildung mit *Melania horrida* im Tertiär-Becken Nieder- und Oberhessens. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (III) 2, S. 178—180, Darmstadt 1863.
- MÜRRIGER, F. & PFLANZL, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 83, S. 71—89, Wiesbaden 1955. Literaturverzeichnis!
- PFLUG, H.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 152—178, Wiesbaden 1957.
- SCHRÖDER, E.: Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 95, Berlin 1924.
- THIERGART, F.: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. — Brennstoff-Geologie, 13, S. 15—16, Stuttgart 1940.
- WENZ, W.: Gastropoda extramarina tertiaria. — Fossilium Catalogus, I: Animalia, 17, 18, 20, 21, 22, 23, 32, 38, 40, 43, 46, Berlin 1923, 1926, 1928, 1929, 1930.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Ophiomorpha LUNDGREN, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens

Von

H. BAATZ, Marburg¹⁾

Zusammenfassung

Auf Grund von Funden von *Ophiomorpha* LUNDGREN und Mollusken wird der untere Teil des Oberen Quarzitsandes als marines Oberoligozän erkannt. Oberoligozänes Alter des gesamten Oberen Quarzitsandes erscheint darum wahrscheinlich.

Der Obere Quarzitsand Niederhessens steht stratigraphisch zwischen dem Kasseler Meeressand im Liegenden und der nordhessischen jüngeren Braunkohlenstufe im Hangenden. Er galt bisher, Blattfloren ausgenommen, als fossillere und rein terrigene Bildung und unterscheidet sich außerdem vom Kasseler Meeressand durch das Fehlen von Kalk und Glaukonit.

Durch einen freundlichen Hinweis von Herrn F. GRAMANN wurde ich 1956 auf röhrenförmige Grabgänge in der Gemeindegandgrube von Niederkaufungen am Gelben Berg aufmerksam, die im Oberen Quarzitsand liegt. Bei der anschließenden Kartierung des Tertiärgebietes von Ober- und Niederkaufungen stellte es sich heraus, daß überall im Oberen Quarzitsand, der wegen der regen Bautätigkeit in Kassel in zahlreichen Sandgruben aufgeschlossen ist, ebensolche Röhren zu beobachten sind. Weitere Begehungen zeigten, daß sich diese röhrenförmigen Grabgänge fast überall in Niederhessen bis nach Ziegenhain und im Norden bis nach Göttingen im Oberen Quarzitsand finden.

Diese Röhren entsprechen in der Form genau der von HÄNTZSCHEL (1952) beschriebenen Lebensspur *Ophiomorpha* LUNDGREN, in der er Grabgänge von Decapoden vermutet. Es handelt sich auch in Hessen um gestreckte oder leicht gebogene, meist steilstehende Röhren, die aber auch jede andere Lage einnehmen können. Sie sind meist verzweigt und weisen an den Verzweigungsstellen gelegentlich blasenähnliche Erweiterungen auf. Ihr Gesamtdurchmesser reicht von weniger als 1 cm bis maximal 2,5 cm, die Gesamtlänge ist schwer festzustellen; an einer Stelle wurden 90 cm gemessen. Innen ist die Röhrenwand glatt, während diese außen von der charakteristischen warzigen Skulptur bedeckt wird. Im bergfeuchten Zustand ist die Warzenskulptur nicht zu erkennen, auch die Röhren selbst sind nur schlecht zu beobachten. Beim Trocknen werden die Röhren etwas fester als die umgebenden Sande und darum vom Wind sehr schön freipräpariert. Allerdings werden sie nicht so fest, daß man sie ohne künstliches Härten bergen könnte. Die Farbe ist nicht einheitlich, doch heben sie sich meist

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

durch etwas helleren Ton aus den gelblichen Feinsanden heraus, in die sie eingebettet sind. In den in der Kasseler Gegend nicht seltenen kräftig roten Sanden sind sie weiß und treten deutlich hervor. Die einzige Erwähnung dieser Spurenfossilien liegt wohl in einem Profil von SCHWARZ (1932) vor, der in der Gemeindegandgrube Niederkaufungen am Gelben Berg eine 3 m mächtige Lage „Sand mit rotgeflamten Lagen und Kalkröhren“ erwähnt, aber keine Deutung gibt. Kalkgehalt konnte nirgends festgestellt werden.

Ophiomorpha LUNDGREN tritt innerhalb des Oberen Quarzitsandes in einer Feinsandlage von etwa 0,5—8 m Mächtigkeit auf. Die darin auftretenden Grobsand- und Feinkieslagen durchsetzt sie, ist aber immer mit Material aus dem Hangenden gefüllt.

Mit Hilfe dieser Ophiomorphazone kann man in der Gegend östlich von Kassel den Oberen Quarzitsand zweigliedern: in einen unteren, sicher marinen Abschnitt einschließlich der Ophiomorphazone und in einen oberen zwischen dieser Zone und dem untersten Flöz der jüngeren Hessischen Braunkohlenstufe, dessen unterer Teil wohl auch marin entstanden ist, was bisher aber nicht nachzuweisen ist.

Der untere Abschnitt besteht aus Feinsanden, die häufig von Fällungsringen durchsetzt sind und zahllose glattwandige und wandlose Grabgänge verschiedener Typen enthalten, *Ophiomorpha* LUNDGREN jedoch nur sehr selten. Die Sande führen reichlich Glimmer und zeigen eine weitaus überwiegende Korngrößenverteilung zwischen 0,1 mm und 0,25 mm. Einzelne Gerölle bis 1 cm Durchmesser treten selten auf. Nach unten zeigen sich geringe Glaukonitlagen, der Tongehalt nimmt leicht zu. Der Übergang in den unterlagernden Kasseler Meeressand ist in zwei Bohrungen aufgeschlossen und zeigt kein Anzeichen einer Diskordanz. Mit der Unterkante der Ophiomorphazone beginnt das Sediment unruhiger zu werden, Grobsand- und Feinkieslagen setzen ein. Die zunächst außerordentlich zahlreichen Ophiomorphen werden nach oben weniger um schließlich allmählich ganz zu verschwinden. Eine scharfe Grenze gegen den oberen Abschnitt läßt sich nicht ziehen. In der Ophiomorphazone und dicht unter ihr, konnten an mehreren Stellen Lamelibranchiaten gefunden werden (Fdpkt. 11, 15, 22, 23). Sie waren so ungünstig als Abdrücke im lockeren Sand erhalten, daß nach der Bergung nur mehrere schöngerippte Exemplare von *Callista* (*Costacallista*) *beyrichi* (SEMPER 1861) zu bestimmen waren. Sie gilt als charakteristisch für Oberoligozän. Eine weitere Klappe könnte zu *Glycimeris* gehören.

Der obere Abschnitt beginnt mit Sanden, die lithologisch denen der Ophiomorphazone gleichen. Sie gehen nach einigen Metern in sehr helle Sande über, die z. T. sehr gut sortiert sind, z. T. zusammen mit Tonlinsen und sehr glimmerreichen Lagen Geröllbänder führen. Die Gerölle können faustgroß werden. Unter den größten findet man regelmäßig umgelagerte Kreide. In diesen hellen Schichten liegen auch die namengebenden Quarzite, meistens direkt im Liegenden der überlagernden Kohle, aber auch mitten im Sand. Darin findet man an einigen Stellen Wurzelröhren und Blattabdrücke. Das unterste Flöz der jüngeren Hessischen Braunkohle liegt den Sanden ungestört auf, gelegentlich unter Zwischenschaltung einer geringmächtigen Tonschicht.

Der gesamte Obere Quarzitsand ist außer der obersten hellen Schicht gelbbraun gefärbt und ist von leuchtend roten bis blaßrosa Schlieren durchsetzt.

Folgerungen

Ophiomorpha LUNDGREN scheint für einen großen Teil der Oberen Quarzitsande charakteristisch zu sein. Als marines Fossil, das auf flaches Wasser und Ufernähe hinweist, beweist *Ophiomorpha* LUNDGREN zusammen mit den Lamellibranchiaten und den uncharakteristischen Grabgängen die marine Entstehung des unteren Teils der Oberen Quarzitsande im Oberoligozän. Da der untere und der obere Teil des Oberen Quarzitsandes ineinander übergehen, erscheint im Gegensatz zur Ansicht BLANKENHORNS (1950) die Einstufung der gesamten erörterten Schicht in das Oberoligozän mit KLÜPFEL (1929), H. SCHMIDT (1936) und GÖRGES & PENNDORF (1952) möglich.

Da die jüngere hessische Braunkohle den marin stark beeinflussten Oberen Quarzitsanden ungestört auflagert, scheint die meeresnahe Entstehung wenigstens des untersten Teils der jüngeren Braunkohlenstufe auch in Niederhessen nicht ausgeschlossen (KIRCHHEIMER 1937).

Liste der bisher aufgefundenen Vorkommen

1. Sandgr. Reuttersruh, Mbl. Ziegenhain.
2. Kleine Gruben am Nordufer des Grenzebachs, Mbl. Ziegenhain.
3. Sandgr. über dem Sportplatz von Verna, Mbl. Ziegenhain.
4. Sand- und Tongrube der Tonwerke Hellwig, Remsfeld, Mbl. Ziegenhain.
5. Sandgr. an der Bundesstr. 254 an der alten Dorfstelle Lützelmaden, Mbl. Gudensberg.
6. Sandgr. am Südosthang des Odenberges, Mbl. Gudensberg.
7. Sandgr. ca. 1 km nordwestlich v. Eschenstruth, Mbl. Oberkaufungen.
8. Kasseler Basaltwerke auf dem Bielstein, Mbl. Oberkaufungen.
9. Gemeindesandgr. Vollmarshausen, Mbl. Oberkaufungen.
10. Sandgr. an der Schilfhecke, Mbl. Oberkaufungen.
11. Sandgr. Krause & Aistow am Schusterheckchen, Mbl. Oberkaufungen.
12. Sandgr. Sandgraben, östl. d. Str. Niederkaufungen—Vollmarshausen, Mbl. Oberkaufungen.
13. Alte Sandgrube Henckemann, an d. Straße Niederkaufungen—Vollmarshausen, Mbl. Oberkaufungen.
14. Sandgruben am Ostausgang von Lohfelden-C, Mbl. Oberkaufungen.
15. Gemeindesandgr. Niederkaufungen am Gelben Berg, Mbl. Oberkaufungen.
16. Sandgr. am Weinberg, Mbl. Oberkaufungen.
17. Sandgr. an der Straße beim Bahnhof Wellerode Wald, Mbl. Oberkaufungen.
18. Sandgr. nordwestlich Gut Albshausen, Mbl. Oberkaufungen.
19. Sandgr. am Südostende des alten Basaltbruches Tiefenrod an der Straße Wellerode-Wattenbach, Mbl. Oberkaufungen.
20. Sandgr. am Engelsplatz westlich des Belgerkopfes, Mbl. Oberkaufungen.
21. Sandgr. nordwestlich Mariendorf, Mbl. Hofgeismar.
22. Sandgr. ca. 500 m nordwestlich der alten Zeche Ahlberg, Mbl. Hofgeismar.
23. Sandgr. unterhalb des Steigerhauses der Zeche Gahrenberg, Mbl. Hannoversch Münden.
24. Sandwände in der tiefsten Sohle des Basaltbruches am Hohen Hagen, Mbl. Jühnde.
25. Sandgr. und Sportplatz am Teichberg b. Bühren, Mbl. Jühnde.
26. Sandwände am Eingang zum Steinbruch auf der Westseite des Backenberges, Mbl. Dransfeld.
27. Sandwand am oberen Ende des Bremsberges des Basaltwerkes auf der Bramburg, Mbl. Hardegsen.

Bei den Fundpunkten 6 und 25 konnte die charakteristische Warzenskulptur nicht eindeutig festgestellt werden. Bei Punkt 6 scheint eine *Ophiomorphen*bank nicht ausgebildet zu sein, bei Punkt 25 befinden wir uns wahrscheinlich unter der *Ophiomorphen*-zone.

Schriftenverzeichnis

- BLANKENHORN, M.: Das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 7—82, Wiesbaden 1950.
- GÖRGES, J. & PENNDORF, H.: Das niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), 3, S. 138—147, Wiesbaden 1952.
- GRAMANN, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Kirtorf 1:25 000, südwestlicher Teil. — Unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Marburg 1957.
- HÄNTZSCHEL, W.: Die Lebensspur *Ophiomorpha* LUNDGREN im Miocän bei Hamburg, ihre weltweite Verbreitung und Synonymie. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 21, S. 142—153, Hamburg 1952.
- KIRCHHEIMER, F.: Zur Frage des oligocänen Alters und der paralischen Entstehung deutscher Braunkohlen. — Zbl. Mineral. usw., Jg. 1939, B, S. 9—12, Stuttgart 1939.
- KLÜPFEL, W.: Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. — Ber. niederrhein. geol. Ver. 1927/1928, S. 75—135, Bonn 1929.
- MURAWSKI, H.: Die Entwicklungsgeschichte des jüngeren Tertiärs westlich des Leinetalgrabens. — Geol. Jb., 67, Hannover 1953.
- SCHMIDT, H.: Die stratigraphische Bedeutung der Knollensteinfloren von Dransfeld und Münden (Oberweser). — Festschr. 60. Geburtstag H. STILLE, S. 136—146, Stuttgart 1936.
- SCHWARZ, F.: Stratigraphie der Tertiärrelikte des Kaufunger Waldes. — Zbl. Mineral. usw., Jg. 1932, B, S. 91—100, Stuttgart 1932.
- SEIDEL, U.: Ein Vorkommen von *Ophiomorpha* LUNDGREN im Miocän der Niederrheinischen Bucht. — N. Jb., Monatsh., 1956, S. 489—493, Stuttgart 1957.
- UDLUFT, H.: Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu BLANKENHORN: Über das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 83—100, Wiesbaden 1950.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege

(23. Juni 1956)

Von

ERNST ACKERMANN, Göttingen¹⁾

Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 15 bis 16

Inhalt

Einleitung	172
Geologisch-tektonische Verhältnisse	173
Verlagerungen vor dem 23. Juni 1956	173
Vorbereitungsphase	174
Phase der kritischen Bewegungen	175
Vorgänge ab 23. Juni 1956	176
Der Bergsturz	176
Der Schuttstrom	178
Nachbewegungen am Südrand	181
Zur bodenmechanischen Kennzeichnung der Sturzfließung	182
Südliches Nachbargebiet	183
Zum Problem der Ursachen	183
Zusammenfassung	186

Einleitung

In Mitteldeutschland sind die Hänge der Schichtstufen des Wellenkalks über den roten Mergeln des Oberen Buntsandsteins häufig mit kleinen Buckeln bedeckt, die gewöhnlich als „abgerutschte Wellenkalkmassen“ bezeichnet werden. Neuere Untersuchungen ergaben (ACKERMANN 1958), daß die fast lückenlose Kette des konsolidierten Bergrutschmaterials in mehreren Verlagerungsperioden entstand, die durch Ruhepausen getrennt sind. Insbesondere wurden die nord- und ostexponierten Hänge noch in historischen Zeiten — nämlich nach der warmen und trockenen Periode des Mittelalters — von solchen Massenverlagerungen betroffen. Seit der Mitte des 19. Jahrhunderts sind jedoch derartige „Bergrutschungen“, die richtiger als „Fließungen“ zu bezeichnen sind (ACKERMANN 1953), zu äußerst seltenen Ausnahmerscheinungen geworden. Um so bedeutsamer ist es daher, daß sich eine solche Bewegung im Naßsommer 1956 am Schickeberg bei Breitau, 12 km südlich von Eschwege, ereignete (Blatt Herleshausen-Netra der Geologischen Spezialkarte 1 : 25000). Hier ist die seltene Voraussetzung erfüllt, daß der Zustand vor der katastrophalen Entwicklung und die Vorbewegungen in den vorangehenden Jahren beobachtet werden konnten. Daher war hier eine bessere Analyse der Bewegungsvorgänge möglich als bei den älteren,

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

meist schon konsolidierten Massenverlagerungen gleicher Art. Solche älteren Schuttmassen sind am Schickeberg mit dicken Bäumen ohne Säbelwuchs bestanden und nach Jahresringzahlungen seit mehr als 135 Jahren unbewegt. Eine Ausnahme bildete in letzter Zeit die Bergnase, die von Punkt 497,2 vorspringt. Im oberen Teil ihres westabfallenden Teiles ließen frisch aufreiende Spalten den Beginn frischer bzw. beschleunigter Verlagerungen erkennen, die sich am 23. Juni 1956 zu katastrophalem Ausmaß steigerten.

Geologisch-tektonische Verhältnisse

Das Verlagerungsgebiet befindet sich an der 100 m hohen Schichtstufe des Ringgaues, wo die nahezu sohlrig lagernden Wellenkalkschichten des Schickeberges in flaches Südfallen umbiegen und zur Gangstalsenke hinabziehen. Im oberen Teil der am Trauf freigelegten Felswand sind an Stellen schwacher Abbiegung der Schichten keilförmige, nach unten endende Spalten aufgeschlossen, die ESE-WNW streichen. Sie entsprechen offensichtlich Zerrspalten in der Abbiegungszone.

Die tektonische Abbiegung des Wellenkalkes liegt im Streichen von Verwerfungen, die 2—4 km südostwärts, im Westen von Renda, die Grenze des Oberen Muschelkalks zerstückeln. Es ist wahrscheinlich, daß Störungen dieses SO—NW-Systems bis zum Westrand des Ringgaues in den Schickeberg fortstreichen. Dort ist im nördlichen Teil der Felswand eine NO-fallende Störung aufgeschlossen, deren Nordflügel etwa 50 cm abgesunken ist. Wahrscheinlich ermöglicht dieses Störungssystem einen bevorzugten Grundwasserzudrang zum Rand des Plateaus. Der Schichtkopf ist außerdem von einem NNE-streichendem Kluftsystem durchzogen, das in dessen randlicher Zone zu Spalten erweitert ist, seinen Zusammenhalt lockert und das Einsickern von Niederschlagswässern erleichtert.

Verlagerungen vor dem 23. Juni 1956

In der Kette der älteren Buckelhange und Schuttströme von 250—300 m Breite bildete der Bereich des jetzigen Verlagerungsgebietes eine der an Bergnasen üblichen Lücken von etwa 100 m Breite (Abb. 1). Der hier lagernde alte mergelreiche Kalk-

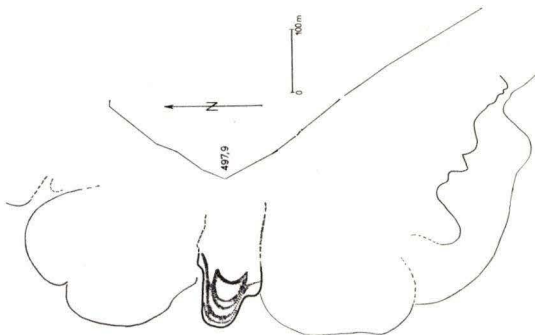


Abb. 1. Sturzfließung westlich der Höhe 497.9 zwischen Schuttströmen der Historischen Generation.

schutt zeigte nicht die auffälligen Buckel oder Böschungen wie die Nachbargebiete. Er ist anscheinend wesentlich älter als die beiderseitigen Bergrutschmassen aus historischer Zeit. Normalerweise ist der obere Hang der Älteren (vormittelalterlichen) Bergrutschgeneration schuttbedeckt und weniger steil als die mäßig veränderten Abrißwände der Historischen Generation. Am Vorsprung des Schickeberges jedoch unterschied sich die Böschung nicht wesentlich von den benachbarten 45—50° geneigten Hängen. Sie war ungewöhnlich steil und felsig. Hierin dokumentierte sich eine Hangversteilung, die durch langsame Verlagerungen während einer „Vorbereitungsphase“ des kommenden Bergsturzes entstanden war.

In der Vorbereitungsphase

löste sich eine etwa 5—12 m breite, 100 m lange mauerartige Felsscholle vom Plateaurand ab und bewegte sich mit kriechender Langsamkeit zur Talseite, wobei sie nur um etwa 2—4 m absank. Gleichzeitig teilten sich die abwandernden Felsmassen in eine nördliche und südliche Oberscholle. Während der Schollenbewegung verbreiterte sich die ursprünglich schmale Ablösungsspalte zu einer 15—17 m breiten Schlucht (Abb. 2).

Die Abrißwand verläuft wie gewöhnlich hangparallel und markiert mit einem Knick von der NNW- in die NE-Richtung den Vorsprung des Plateaus. Ihre einzelnen kleineren Vorsprünge und Flächen werden von zwei NO und NW-streichenden Klufsystemen gebildet. Letzteren folgen auch die hangabwärts gerichteten Spalten im nördlichen Randbereich. Bedingt durch die Divergenz des topographischen Hanggefälles an der Bergnase wird senkrecht zur (östlichen) Hauptabrißschlucht am Nordrand in außergewöhnlicher Weise ein zweites talwärts gerichtetes Spaltensystem wirksam. Es bildete sich beim westwärts gerichteten Abwandern der Fels- und Schuttmassen vom verharrenden Nordostflügel des Schichtkopfes. Die südwärtige Komponente der seitlichen Verlagerung, gemessen an der 7 m breiten, nördlichen Abrißschlucht, erreicht nur die knappe Hälfte der westwärts gerichteten Hauptverlagerungen der Oberscholle.

Die talwärts gerichtete Abrißschlucht ist zwar ebenfalls während der Vorbereitungsperiode entstanden, entwickelte sich jedoch zu ihrer vollen Breite später als die hangparallele Schlucht. Denn an ihrer Südflanke verlagerte sich eine mit 35° in die Hauptschlucht kippende felsige Zwischenscholle um 7 m nach SW. Sie liegt nun um 3,5 m abgesunken zwischen der hangparallelen Abrißwand und der nördlichen Oberscholle.

Ein weiteres Produkt der divergierenden Abwanderungskomponenten war ein etwa 10 m breiter rhombenförmiger „Spaltenkessel“, der unmittelbar vor der Oberscholle ebenfalls während der Vorbereitungsperiode aufgerissen war. Von ihm sind jetzt nur noch die Nord- und Westwände sichtbar. Durch die Vergitterung der beiden Spaltensysteme war hier ein unübersichtliches Spaltennetz zwischen schroffen Restpfeilern und glatten Mauern entstanden. Die nördlichen Randspalten erstreckten sich schon 1954/55 bis zum unteren Drittel des Steilhanges und zeugten mit ihren schroffen Wänden in wesentlich auffälligerer Form von der talwärtigen Verlagerung als der verwitterte Südteil der Oberscholle. Von deren Südende fehlten Spalten. Nur

die südliche Felsmauer der Oberscholle wurde von schmalen Vorläufern der heutigen Spalten durchsetzt.

In der hangparallelen Abrißschlucht ist ein Bergahorn gewachsen, an dem 109 Jahresringe gezählt wurden. Demnach erstreckte sich die Bildung der Schlucht über

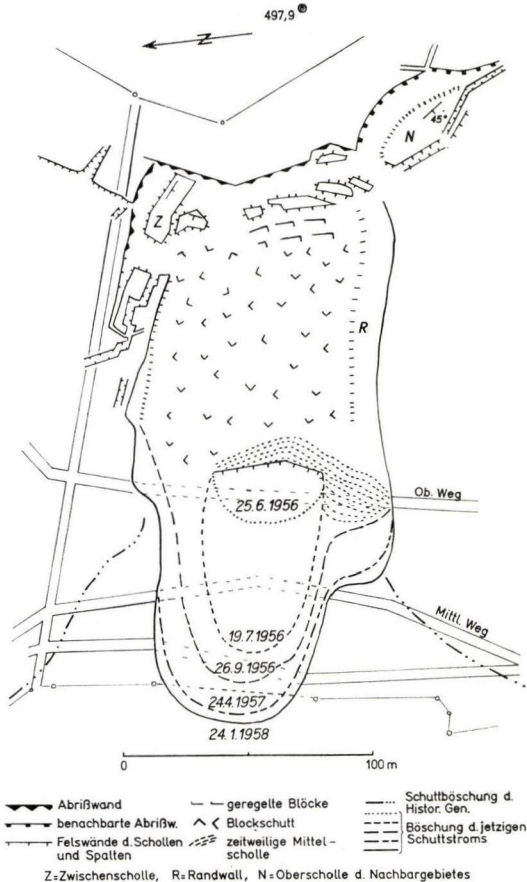


Abb. 2. Karte der Sturzfließung westlich Punkt 497.9.

mehr als 11 Jahrzehnte. Die Bewegungen waren kriechend, langsam und so stetig, daß sich 15 cm starke Kiefern mit geradem Wuchs auf der Oberscholle halten konnten. Der langen Vorbereitungsperiode folgte eine „Kritische Phase“ von mehreren Jahren, in welcher die Bewegungen allmählich beschleunigt wurden und sich schließlich zur Katastrophe steigerten.

Phase der kritischen Bewegungen

Durch die 15 m weite talwärtige Verlagerung der Oberscholle war deren Vorderhang soweit übersteilt, daß seine Standsicherheit verloren ging. Das Massengleichgewicht war so stark gestört, daß ein Ausgleich durch eine Massenverlagerung erfol-

gen mußte. Nun begann eine kritische Phase, die sich dank der Beobachtungen des Revierförsters Schneberger auf mindestens 6 Jahre zurückdatieren läßt. Die frischen Bewegungen sind am oberen Hang von der Abrißwand bis zum Fuß des Steilhangs am oberen Waldweg nachgewiesen.

Bis 1950 sank dieser auf eine Erstreckung von ungefähr 30 m ab und mußte um etwa 45 cm aufgefüllt werden, zwei Jahre später um weitere 25 cm. Gleichzeitig mit diesen Senkungen am Hang rissen innerhalb der vorgewanderten Oberscholle von unten her frische Spalten auf, die 1955 noch von geschlossenen, unzerklüfteten Mergelschichten überdeckt waren. (Abb. 1 in ACKERMANN 1958a) Über andere offen klaffende Spalten spannten sich 1954 1—5 cm dicke Baumwurzeln, die 1955 zerrissen waren. Ihre zurückgeschnellten Enden ließen frische talwärtige Verlagerungen von 20 und mehr Zentimetern erkennen. Einzelne Bäume und Baumgruppen waren in die Spalten eingesunken, schräg gestellt oder hineingefallen. An der nördlichen Abrißwand wurden schutterfüllte ältere Spalten sichtbar. In anderen Spalten hat sich eine verkittete Kalkbrekzie gebildet oder die Wände sind mit einer Kalksinterkruste bedeckt. Beide Bildungen zeugen von einer langen Existenz dieser Spalten. Am Fuß des Nordteils der Abrißwand war der humusfreie Schutt in jüngster Zeit um 120 cm und kurz vor dem Frühjahr 1956 um weitere 20 cm von dieser abgewandert. So wurde eine aktive talwärtige Bewegung schon an diesem Streifen meßbar.

Während die nachweisbaren Verlagerungen der vorbereitenden Periode auf die Abrißschlucht, die Oberscholle und deren Vorderhang beschränkt waren, griffen die Veränderungen der kritischen Periode noch weiter hangabwärts bis unter den oben genannten Waldweg vor.

Diese Verlagerungen lassen sich nur durch die Annahme erklären, daß die roten Mergel an der Basis der Kalke und unter deren Schuttmassen vom eingesickerten Gegen- und Grundwasser übernäßt und derartig aufgeweicht wurden, daß sie in breiiger Form subterran langsam talwärts flossen. Über einer der unteren Abflußstellen sank der obere Weg ab. Über einer oberen Abflußzone wurde der Schutt von der Abrißwand abgezerrt und die Oberscholle an mehreren Spalten auseinander gerissen.

Vorgänge ab 23. Juni 1956

Das häufigere Aufreißen von Spalten im Vorderteil der nördlichen Oberscholle ließ bereits erkennen, daß deren talwärtige und untere Teile ihrer Gipfelpartie voran-eilten. Sie wurden schneller bergab verlagert als die Region der Abrißschlucht. Die seit 1950 beobachteten, beschleunigten Vorbewegungen steigerten sich nach den außergewöhnlich hohen Niederschlägen des Sommers 1956 am 23. Juni zu einem typischen Bergsturz. Die seit langem eingeleitete Gleichgewichtsstörung der Massen am Hang und dessen Übersteilung führte zur Kombination zweier Bewegungen: plötzliches Abstürzen von Felspartien der Oberscholle und Ausfließen eines breiigen Schuttstromes am mittleren Hang.

Der Bergsturz

Schon einige Zeit vor dem Ereignis bemerkten Waldarbeiter ein fremdartiges Krachen und Knistern, vermutlich das beschleunigte Aufreißen von frischen Gesteinsspalten und das Zerreißen von Wurzeln. Am 23. Juni um 11 Uhr hörten Bauern

auf den näher liegenden Feldern ein lautes Poltern, Bewohner der nächsten Dörfer ein fernes dumpfes Grollen. Danach leuchtete aus dem dunklen Wald des Steilhanges der Kalkstein der Abrißwand und Bergsturm Massen in hellem Weiß (Taf. 15 Fig. 1). Die talwärtigen Flanken der mauerartigen Oberscholle waren abgestürzt und bildeten nun am oberen Hang einen groben Schutt mit wirr durcheinanderliegenden großen Blöcken (Taf. 15 Fig. 2). Lediglich am Fuß der restlichen Felsmauer der südlichen Oberschollen lagen die kompakten Bänke der abgestürzten Oolithbänke gut geregelt mit talwärtiger Neigung, an ihren Schichtflächen jeweils um wenige Dezimeter verschoben (Taf. 16 Fig. 1). Aus dem Gewirr der zerborstenen Felsen ragten die Stämme zerschmetterter Bäume, abgeknickte Baumkronen und zerrissene Baumwurzeln. Am Unterrand des abgestürzten Blockschutts, etwa in der Mitte des Hanges, blieb eine schmale Zone mit wenig gekippten Bäumen erhalten. Sie überragt pultdeckelförmig den hangunterhalb beginnenden Schuttstrom. Als sekundäre Mittelscholle liegt sie im Grenzbereich einer oberen Zone des Massendefizits zu einer unteren Zone des Massenüberschusses.

Im Bereich des Massendefizits sind die Schuttmassen — beginnend an der Abrißwand — um mindestens 2—3 m abgesunken. An der Abrißwand war der Schutt Ende Juli 1,50—2 m, Ende September 1956 3,20—3,80 m tiefer gesunken und hatte im unteren Teil der Felswand ein hellgelbes Band freigelegt, dessen frische Beschaffenheit sich deutlich gegen die obere, länger freiliegende und grau angewitterte Felswand abhebt. Der Schuttfuß, dessen zweimaliges Abrücken von der Wand schon früher gemessen wurde, ist in der südlichen Hälfte durch eine frisch aufgerissene Spalte abermals talwärts gewandert. Am Süden hat sich der Abstand eines kleinen Pfeilers von 180 auf 280 cm vergrößert. Weitere schmale Spalten von wenigen Dezimetern Breite sind innerhalb der Schuttfüllung der Abrißschlucht in 2—4 m Abständen frisch aufgerissen, aber wegen des Nachfalls undeutlich ausgeprägt.

Der südliche Teil der Abrißschlucht wird durch den mauerartigen südlichen Restklotz der Oberscholle und die neben ihm stehenden Pfeiler begrenzt. Der höchste Rest der südlichen Oberscholle ragt 14,5 m über die Sohle der Abrißschlucht empor. Ihr Südteil wird diagonal von zwei 3 m-breiten Grabenschluchten durchsetzt, deren eingesunkene Schollenteile jeweils beiderseits von 10—80 cm breiten Spalten begrenzt werden. Da diese Spalten senkrecht sind, ergibt sich aus diesem Befund, daß die talwärtigen Zerrungen mit einem subterranean Massenschwund verbunden waren. Als Vorläufer dieser grabenartigen Spalten wurden im Spätherbst 1955 lediglich an der Südwestflanke bis 0,4 und 1,1 m breite Spalten mit zerreißen Wurzeln beobachtet.

Der Nordteil der Abrißschlucht ist noch wie früher von der Zwischenscholle und Schutt aufgefüllt, der einen Rücken bis zum nördlichen Restklotz der Oberscholle bildet und gleichzeitig die Südbegrenzung der seitlichen, hangabwärts gerichteten Abrißschlucht darstellt. Im nördlichen Randgebiet stürzte ein Teil der nördlichen Oberscholle in den vorerwähnten rhombischen Spaltenkessel, wurde hier aufgefangen frühzeitig in seiner Fallwucht gebremst und konnte keinen Schuttstrom auslösen. Die nunmehr spitzwinklig zum frischen Verlagerungsgebiet abzweigenden alten Spalten wurden zeitweilig etwas verbreitert, in der Folgezeit durch seitwärtige Kippung einzelner Teilschollen wieder verengt und durch eingeklemmte Blöcke verstopft. So

wurde das Spaltennetz aus der Vorbereitungsperiode zwar im Einzelnen verändert, blieb aber in den Grundzügen seiner ehemaligen Anlage wenigstens im unteren Teil erhalten (Abb. 2).

Die Hauptmasse des abgestürzten groben Blockschuttes am oberen Hang hat in der Zone des Massendefizits am Nord- und Südrand eine unterschiedliche Begrenzung. Am Nordrand wird der frische Blockschutt von einer 1—2 m hohen Wand des stehen gebliebenen älteren Hangschuttes überragt. Diese „Randverwerfung“ wird hangabwärts niedriger und endete im Sommer 1956 am mittleren Hang. Dort begann anschließend die Zone des Massenüberschusses mit einer Randböschung, die hangabwärts von 0,5 auf über 5 m zunimmt. Die ständigen Veränderungen ihrer Höhe, Neigung und Lage (Abb. 3) bilden ein Maß für die weiteren Verlagerungen der Schuttmassen im Verlauf der fortdauernden Fließbewegungen.

Schon die beginnende niedrige Randböschung dringt seitwärts nach außen, preßt den unterschobenen Wurzelboden senkrecht empor, wie am Südrand (Taf. 16 Fig. 4), oder schiebt Schollen des Wurzelbodens übereinander (Nordrand). Hier zeigen sich ähnliche Tendenzen wie bei den „pressure ridges“ (KRAUSKOPF 1931) der „Rutschungen plastischer Tonmassen“.

Zwischen dem Blockschutt am Oberhang und dem unteren Schuttstrom befindet sich die Zone der Mittelscholle. Hier ereigneten sich nacheinander folgende Veränderungen:

In einer älteren Berggrutschperiode wurde eine über 5 m mächtige Zone fester Kalke und Mergel zum Mittelhang verlagert und dabei durch hangparallele, breite und schutterfüllte Spalten in schmale Scheiben zerlegt. Ein solcher Schollenteil ist jetzt aufgeschlossen. Nach der älteren Verlagerung waren die Schichten bis zum 23. Juni 1956 nur etwa 22° bergwärts geneigt. In der kritischen Phase der derzeitigen Verlagerungen senkte sich am Vorderhang der Scholle ein Teil des Weges, weil breiiger Mergel subterran abwärts floß.

Der Schuttstrom

Als beim Bergsturz die Wucht der aufprallenden Blöcke und ihre plötzliche Auflast die aufgeweichten Mergel in höheren Teilen des Hanges abwärts preßte, staute sich der vorgequetschte Mergelbrei am Fuß der Blockschutthalde und wölbte die alte Schuttbedeckung empor, so daß von oben breite Dehnungsspalten aufrissen. Dieses Entwicklungsstadium blieb im südlichen Drittel der Mittelzone ein halbes Jahr lang erhalten. Daher konnte in der südlichen Fortsetzung der Mittelscholle ein wesentliches Anfangsstadium der Verlagerungen noch bis zum Frühjahr 1957 beobachtet und der Ablauf der Verlagerungen am 23. Juni 1956 für die Hauptzone rekonstruiert werden. Dagegen waren im zentralen Streifen des Bergsturzes Fallwucht und Auflast der Blöcke wie auch der Masse des abwärts gequetschten Mergelbreies größer als im südlichen Randgebiet. Dadurch wurde die Mittelzone stärker emporgewölbt und die Schuttbedeckung völlig zerrissen. Der Schuttbrei wurde aus den aufklaffenden Spalten herausgepreßt und riß den Vorderteil der aufgebeulten und zerspaltenen Mittelscholle mit. Am verbleibenden Rest entstand mit 4—6 m hoher, steiler Böschung eine Abbruchnische, die der Hohlform eines ausgeflossenen Lavastromes vergleichbar ist.

Beladen und vermengt mit den Trümmern des zerborstenen Vorderteils der Mittelscholle und den Resten der mitgerissenen älteren Hangschuttdecke wälzt sich der Mergelbrei nunmehr als Schuttstrom oder Erdgletscher über die alte Oberfläche des unteren Hanges. Aus dem subterranean Fließen der vorbereitenden und kritischen Periode wurde jetzt ein supraterranes Fließen. Aber auch diese Fließbewegung wird nur mittelbar deutlich. Denn der Mergelbrei ist von viel Gesteinsschutt und Resten der Waldbodendecke mit ihren breit ausladenden Baumstümpfen bedeckt. Doch dringt er in den Zerrspalten, die immer wieder in der lockeren und oberflächlich austrocknenden Schuttdecke aufreißen, stets von neuem zu Tage. Beim unvorsichtigen Betreten solcher frisch aufgefüllter Spaltenstreifen sinkt der Fuß plötzlich bis über den Knöchel ein. Dieser dauernd bewegliche Brei ist reicher an toniger und kleinstückiger Substanz als der umhüllende Kalkschutt. Oft hat er die roten Farben des Rötmergels, deren schnelle Erweichbarkeit die Ursache der kriechenden und fließenden Verlagerung ist. Meist haben die aus dem Innern des Erdgletschers herausquellenden Breimassen die gelbgraue Farbe des Muschelkalkschutts, dessen hoher Anteil an zersetzten und locker gelagerten Mergeln eine gleichermaßen starke Übernässung und ebenfalls das Breifließen ermöglicht.

Die Oberfläche des Erdgletschers trocknet schnell aus. Doch läßt der lockere Schutt die Niederschläge und Schmelzwässer schnell einsickern, saugt sie wie ein Schwamm begierig auf und frischt auf diese Weise in den Naßperioden die Übernässung seines Mergelbreies immer wieder auf (Februar 1957, Abb. 14). So kann die Fließfähigkeit des Schuttstromes von der Zufuhr etwaiger Quell- oder Grundwässer aus dem Kalkplateau weitgehend unabhängig werden: der Erdgletscher wird zum Selbstversorger. Der Grad seiner Durchfeuchtung und Weiterbewegung hängt dann von den Witterungsverhältnissen ab. Eine solche Abhängigkeit zeigt sich aus dem Geschwindigkeitswechsel beim Vordringen seiner Zunge. In den ersten beiden Tagen schob sich der Schuttstrom täglich um etwa 11 m vor. Im übernassen Juli bewegte er sich 1,7 m am Tag. Dann brauchte er 3—10 Tage für einen Meter, im November 12 Tage und während der Frostperiode 2 Monate. Der Frost wirkte hemmend, die ungewöhnlich hohen Niederschläge des Juli 1956 und Februar 1957 beschleunigend auf die Weiterbewegung, die im Vorfrühling 1957 in jeweils 7 Tagen einen Meter betrug. Die von Revierförster Schneberger gemessenen Veränderungen ergeben für das Halbjahr bis Ende April 1957 eine Vorverlegung der Stirn des Erdgletschers um 13 m und eine seitwärtige Ausbreitung in gleicher Größe.

Tabelle 1. Bewegungen an der Zunge des Schuttstromes nach Messungen von Herrn Revierförster Schneberger

1. 11. bis 24. 11. 56	2,60 m	25. 6. 1957 bis 24. 7. 1957 . . .	0,45 m
25. 11. bis 23. 12. 1956	0,60 m	25. 7. 1957 bis 24. 8. 1957 . . .	0,25 m
24. 12. 1956 bis 24. 1. 1957 . . .	0,35 m	25. 8. 1957 bis 24. 9. 1957 . . .	0,45 m
25. 1. 1957 bis 24. 2. 1957	5,50 m	25. 9. 1957 bis 24. 10. 1957 . . .	0,50 m
25. 2. 1957 bis 24. 3. 1957	3,20 m	25. 10. 1957 bis 24. 11. 1957 . . .	0,40 m
25. 3. 1957 bis 24. 4. 1957	0,80 m	25. 11. 1957 bis 24. 12. 1957 . . .	0,20 m
25. 4. 1957 bis 24. 5. 1957	0,35 m	25. 12. 1957 bis 24. 1. 1958 . . .	0,25 m
25. 5. 1957 bis 24. 6. 1957	0,60 m		

2 Tage nach dem Ausbruch des Schuttstroms, am 25. Juni 1956, lag dessen flache Stirn noch etwa 20 m oberhalb des mittleren Weges (Abb. 3). Am 19. Juli war die Vorderböschung schon bis auf etwa 3 m Abstand vom unteren Weg vorgedrungen und hatte seine bergseitige Böschung am 27. Juli erreicht (Taf. 16 Fig. 5, 6). Am 26. September war die Schuttzunge bereits über den 4 m breiten Weg hinweg und etwa 5—6 m weiter geflossen. Dabei hatte sich die Stirnböschung versteilt und erhöht. Im Laufe des Jahres 1957 erreichte sie die untere Grenze des Hochwaldes und schiebt sich nun an das Ackerland heran. Die Länge des Schuttstromes ist Ende 1957 mit rund 100 m zu beziffern.

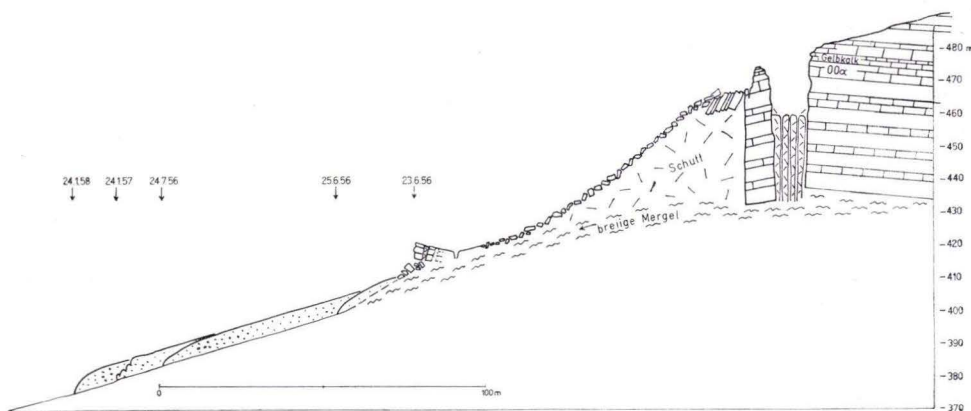


Abb. 3. Profil der Sturzfließung am Schickeberg mit Vorrückungsstadien des Schuttstroms.

Nach Vergleichen mit den benachbarten größeren Schuttzungen älterer Verlagerungsperioden und dem seit Jahrzehnten fließenden Erdgletscher bei den Fuchslöchern südlich der Mackenröderspitze ist auch hier mit einem längeren Weiterfließen des Schuttstromes um mehrere Zehner von Metern zu rechnen. Die Bewegungen am Schickeberg verlagern rund 250000 cbm.

Bei Schürfungen im konsolidierten Teil der Schuttzunge bei den Fuchslöchern konnte an ihrer Basis die alte Hangoberfläche mit der unversehrten Humus- und Laubdecke nachgewiesen werden (ACKERMANN 1953). Beim Schickeberg dagegen schiebt sich an vielen Stellen die Stirn des Hauptstromes wie auch die des noch zu beschreibenden südlichen Nebenlappens unter die Humusdecke und hebt diese bis zu einer zeitweiligen stagnierenden Linie empor. Dort wird sie mit dem Wurzelgeflecht der Nadelbäume vom nachdrängenden Brei steilgestellt und häufig zu einem walzenförmigen Fußwulst überkippt und vorgewölbt (Taf. 16 Fig. 4). Dieser ist den flacheren Wülsten in Fließerden der Froschutt- und Tundrenzzone vergleichbar.

Die Stirn des Erdgletschers war im Sommer 1956 noch bis zu rund 9 m Höhe von der alten Humusdecke mit ihren verkanteten Baumstümpfen umhüllt. Erst auf dem Rücken des Schuttstromes war sie auseinandergezerrt, so daß einzelne 2 m breite Schollen mit Wurzelballen und verkipptem Stangenholz in 2—8 m Abstand auf den kahlen Schuttmassen lagen. Die Aufschürfung wie auch das Empor- und Weitertragen der zerstückelten Humusdecke ist wegen der geneigten Bäume und verkippten

Baumstümpfe sehr eindrucksvoll. Sie ist aber wie die Fußwalzen nur für die vorderen Teile des Erdgletschers von Bedeutung. Dieser fließt gleichwohl auf dem 17—20° geneigten Hang abwärts, ohne dessen tiefere Teile zu verändern.

Nachbewegungen am Südrand

Die extreme Verlagerung bleibt auf die mittlere Zone beschränkt, in der die meisten Felsblöcke von der Oberscholle abgestürzt waren. Im südlichen Randstreifen des Verlagerungsgebietes verzögerte sich ein Teil der Bewegungen bis zum Frühjahr 1957.

Zunächst klingt 1956 die Intensität der Bewegungen seitlich der auflastenden Blockschutthalde rasch ab. Unter der geringeren Auflast im südlichen Randstreifen wurde weniger Mergel abwärts gepreßt und von diesem lediglich der Südteil der Mittelscholle um etwa 2—10 m emporgehoben und der obere Waldweg 4—6 m vorverlagert. Von zahlreichen Dehnungsspalten durchsetzt, blieb diese Aufwölbung vorübergehend erhalten. Vor ihrem Fuß entstand die Kümmerform eines 36 m langen subterranean Nebenstromes, dessen abwärts drängender Mergelbrei den Wurzelboden in 20 m Breite zunächst um wenige Dezimeter, dann um 1—4 m gehoben und dabei die Stirn versteilt und zur Fußwalze überkippt hatte. Auf der hangparallelen Terrasse blieb die Humusdecke monatelang erhalten, ohne zu reißen. Die vordere Fußwalze erhob sich wenige Meter oberhalb des mittleren Weges.

Hangoberhalb des flachen subterranean Nebenstroms stieg die steile Böschung der Wölbungszone 10 m hoch auf. In der ungewöhnlich milden und nassen Periode des Februar und März 1957 (Abb. 5) bewegte sie sich etwas seitwärts, hauptsächlich aber hangabwärts und drang bis zum Herbst in 8 m Höhe etwa 36 m weit bis auf die vorerwähnte Fußwalze dicht über dem mittleren Weg vor (Taf. 16 Fig. 4). So entstand nachträglich ein kürzerer Nebenlappen des Hauptstromes. Dessen Vordringen war verbunden mit einem Abwandern des Blockschutts am oberen Hang. Dort senkte sich die Oberfläche des Schutts mit Ausnahme eines schmalen randlichen Streifens, der nun einen hangabwärts ziehenden Randwall bildete (R in Abb. 2). Dessen Außenböschung entstand 1956 als Rand im Bereich des Massenüberschusses. Seine innere Böschung bildete sich 1957 — durch erneute Verlagerung der Zentralzone — zu dem nunmehr hangabwärts verlagerten Bereich des Massendefizits.

Auch in der Zentralzone wurde beim weiteren Vordringen des Erdgletschers von seinem oberen Ende und darüber hinaus Schutt nachgezogen. Wie aus der Neigung der Baumstümpfe ersichtlich, ist die Oberfläche der pultdeckelförmigen Mittelscholle bergwärts um 13° gekippt und ihre Masse unter Aufreißung weiterer Dehnungsspalten vom Oberhang abgezerrt. Die bergwärtige Kippung der Kalkschichten wurde dabei von 22° auf 35° verstärkt.

Die Entwicklung des verspäteten südlichen Randstromes zeugt von einer südwestwärts gerichteten Bewegungskomponente im nachdrängenden Mergelbrei bei extremer Durchnässung. Eine gleichgerichtete zusätzliche Komponente wurde bei der Bildung des Spaltenkessels der Fiederspalten am Nordrand des Oberhanges festgestellt. Die Divergenz des Hanggefälles wirkt sich in dieser diagonalen Komponente während der vorbereitenden Kriechbewegungen am oberen Hang wie auch während der Hauptfließung des Schuttstromes am unteren Hang aus. Die unsymmetrische Entwicklung mit

verharrenden Randspalten am oberen Nordrand und verspätetem Nebenstrom am Südrand ist auf die Umbiegung der Oberfläche am Bergvorsprung zurückzuführen.

Zur bodenmechanischen Kennzeichnung der Sturzfließung

Von umfassenden bodenmechanischen Untersuchungen des breiigen Schutts wurde wegen der beträchtlichen Schwankungen der Korngrößenverteilung des mergeligen Ausgangsmaterials, der Durchfeuchtung usf. abgesehen. Proben des kleinstückigen Anteils vom breiigen Schutt enthalten nach Untersuchungen — für die ich Herrn Prof. Dr. Ing. W. HENSEN an der T.-H. Hannover danke — folgende Korngrößenanteile:

15%	größer als 20 mm
62%	größer als 2—20 mm
12%	größer als 0,06—2 mm
11%	kleiner als 0,06 mm

Der Gehalt an Korngrößen der Tonfraktion ist also mäßig. Für den 13% betragenden Anteil der Korngrößen unter 0,1 mm wurde die Ausrollgrenze mit 20% und die Fließgrenze mit 34,5% bestimmt. Die Lagerung des im März 1957 entnommenen Materials war so locker, daß sich während des vorsichtigen Transportes ungefähr ein Fünftel des Probeglasses mit überstehendem Wasser füllte. Der Wassergehalt des gesetzten Bodenmaterials betrug 16,5%. Rechnet man zu diesem das durch die Erschütterungen abgesonderte Wasser hinzu, so ergibt sich ein Gesamtwassergehalt dicht über der Fließgrenze, welcher die breiige Beschaffenheit des Schutts erklärt. Seine Fließfähigkeit beruht also auf den gleichen bodenphysikalischen Beschaffenheiten wie beim Erdgletscher südlich der Mackenröderspitze (ACKERMANN 1953).

Aus den breiter werdenden Spalten und Gräben am oberen Hang ergibt sich, daß die jüngste Verlagerung der Abrißschlucht und Oberscholle keine Abschiebung mit bergwärtiger Kippung war, — wie dies bei den Gleitbewegungen eines Bergrutsches der Fall ist — sondern eine Absenkung um vertikal 3,5 m bei gleichzeitiger seitwärtiger Verlagerung aller Teile der zerspaltenen Füllung der Abrißschlucht und der Oberscholle. Dabei wurden deren vordere, talwärtige Streifen relativ am weitesten bewegt.

Der Verlagerungsvorgang bestand hauptsächlich aus dem Abstürzen der steilsten Felsen, Fließbewegungen der breiigen Mergel- und Schuttmassen und dem Fortzerren der trockenen Felsmassen auf dem Rücken des abfließenden Mergelbreis.

Dieser wird beim häufigen Klopfen mit der Fußsohle dünnflüssiger, er hat thixotrope Eigenschaften (ACKERMANN 1950). Eine ähnliche Verminderung seiner Zähigkeit wurde durch die Erschütterungen der herabstürzenden Felsblöcke verursacht. Durch die Fallwucht der Blöcke und deren plötzliche Auflast konnte in den übermäßigen Teilen des Mergelbreies der Zustand der Nullreibung (im Sinne der Bodenmechanik) ausgelöst werden. In diesem Zustand war der gesamte nasse Schuttbrei nicht mehr tragfähig, wurde subterran abwärts gequetscht, und — wie die Paste aus der Tube — aus den Dehnungsspalten der aufgewölbten Mittelscholle herausgepreßt. So entstand der für diese Massenverlagerungen typische Schuttstrom in enger Abhängigkeit von wichtigen Eigenschaften der Rötmergel: ihrer schnellen und extrem hohen Wasseraufnahme in den äußeren Teilen kleiner Krümel und der daran gebundenen thixotropen Verminderung der Festigkeit und Reibungseigenschaften.

Die entscheidenden Vorgänge bei den katastrophalen Verlagerungen waren das Herabstürzen der Felsblöcke und das Ausfließen des Schuttbreies. Hiernach läßt sich diese Art der Massenverlagerung als Sturzfließung kennzeichnen. Unter der Hauptmasse im Zentralgebiet preßte sich der Schuttbrei aus der aufklaffenden Mittelscholle heraus, riß ihren Vorderteil mit und hinterließ hangunterhalb der Abbruchnische eine Hohlform wie ein ausgeflossener Lavastrom.

Der von hier abwärts fließende „Erdgletscher“ stellt das Maximum der Verlagerungen mit katastrophalem Charakter dar. Doch bleibt die extreme Verlagerung auf die mittlere Zone beschränkt, in der die Felsblöcke von der Oberscholle abgestürzt waren. Seitlich der auflastenden Blockschutthalde klingt die Intensität der Verlagerung rasch ab. Die Bewegung setzt sich jenseits der Schuttränder sehr abgeschwächt auf den benachbarten Hängen fort. Im südlichen Streifen des Verlagerungsgebietes bildeten sich unter der geringen Auflast zunächst nur Zerrspalten im vorgeschobenen und emporgewölbten Südteil der Mittelscholle und vor ihrem Fuß die Kümmerform des Nebenstroms, dessen abwärts dringender Mergelbrei die Humusdecke nicht zu sprengen vermochte.

Südliches Nachbargebiet

Die frische Spaltenbildung in der Abrißschlucht des Hauptverlagerungsgebietes setzt sich noch 65 m weiter in das südliche Nachbargebiet fort. Vom vorspringenden Süden der Abrißwand zieht eine schmale Spalte zum Nordfuß der benachbarten Oberscholle und senkt den dortigen Schuttmantel in Form einer Abschiebung um 50 cm ab. Ihre Fortsetzung zieht durch die Oberscholle längs hindurch bis zum Süden der zugehörigen nischenförmigen Abrißwand. Parallele Spalten und Abschiebungen reißen auf und senken im Mittelteil der Oberscholle einen 2 m breiten Graben bis Ende 1956 um 20—60 cm ab, bis Ende 1957 um weitere 10—20 cm.

In den südlichen Teilen der noch humusüberdeckten Spalten von wenigen Dezimetern sinken reihenweise umkippende Bäume ein. Der Vorderhang der Oberscholle ist 45—50° gebösch und so übersteilt, daß immer wieder frische Kalkplatten vom felsigen Oberrand abbröckeln und nun den ganzen Steilhang bedecken.

Die aufreißenden Spalten mit darüber gespannten und schließlich zerreißenen Wurzeln ähneln den 1954/55 in der südlichen Oberscholle des Hauptverlagerungsgebietes beobachteten Spalten, den frühen schmalen Vorläufern der jetzigen breiten Spalten. Auf Grund der sich erweiternden Spalten wurde 1955 v. Verf. die Prognose eines sich entwickelnden Bergrutsches gestellt, diese aber nicht schon 1956 erwartet.

Durch Kontrolle der jetzigen Spalten wäre zu prüfen, ob hier Ausstrahlungen der Hauptbewegungen ins südliche Nachbargebiet nur vorübergehend gewirkt haben oder ob solche Impulse neue Bewegungen auslösten, die nun im Nachbargebiet als derzeitige Phase kritischer Bewegungen aufzufassen ist und in absehbarer Zeit zu bergrutschähnlichen Massenverlagerungen führt.

Zum Problem der Ursachen

Die Sturzfließung am Schickeberg ist in doppelter Beziehung eine Ausnahme: sie ereignet sich in einer Zeit, die im allgemeinen frei ist von Bergrutschungen am Wellenkalktrauf und außerdem betrifft sie einen Bergvorsprung.

Sie vollzieht sich in einer Lücke zwischen der Kette dicht benachbarter älterer Verlagerungen. Die jetzige Bewegung ist ein Nachläufer im Abtragungszyklus der Historischen Generation. Nachdem letztere den Trauf beiderseits der Höhe von 497,9 in langer Front zurückverlegt hatte, war nunmehr die Bergnase „an der Reihe“. Hierin ist die Hauptursache dafür zu suchen, daß die Verlagerungen an dieser Stelle erfolgten.

Im allgemeinen sind Bergvorsprünge der Abtragung durch bergrutschartige Massenverlagerungen weniger ausgesetzt als die Traufränder. Beispielsweise greifen die Abbruchnischen des Göttingerwaldes am Hühnstollen und der Mackenröderspitze

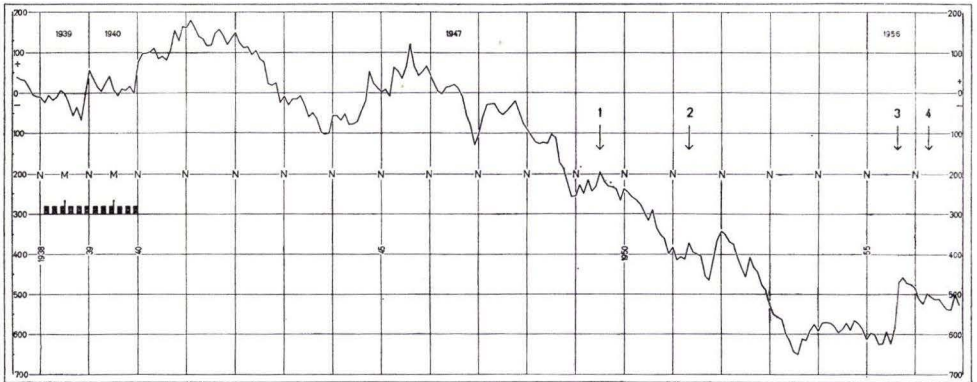


Abb. 4. Summenlinie der Abweichungen der Niederschläge (dicke Linie) für die Abflußjahre 1939—1957 in Eschwege. 1 = erstes beobachtetes Absinken des Oberen Weges am Schickeberg. 2 = zweites Absinken des Oberen Weges. 3 = Sturzfließung am 23. 6. 1956. 4 = Vorrücken des südlichen Nebenstromes.

von beiden Seiten bis dicht an die von diesen Spitzen abfallenden Hanggrate heran. Der Beginn des Auseinanderdriftens eines schmalen Kalkrückens am Bergvorsprung ist am Dreienstein westlich Lautenhausen (Bl. Friedewald) aus der Historischen Generation erhalten. Die Abtragung setzt an solchen Vorsprüngen mit zeitlicher Verzögerung ein, die am Schickeberg mindestens 135 Jahre beträgt, wahrscheinlich wesentlich länger ist.

Eingangs wurde darauf verwiesen, daß am Schickeberg westnordwest-streichende Störungen durchsetzen, welche die Kluftwässer auch bis zum Bergvorsprung leiten können. Vermutlich ist eine örtliche Änderung der Karsthydrographie, wie sie aus anderen Kalkgebieten bekannt sind, der Anlaß gewesen, erst von einem gewissen Zeitpunkt an die Grundwässer tatsächlich bis zum Bergvorsprung weiterzuführen. Damit dürfte die Beschleunigung der Bewegungen in der kritischen Phase begonnen haben.

Für die große Zahl der dicht benachbarten Bergfließungen der Historischen Generation ergibt sich als Ursache eine klimatisch bedingte allgemeine Übernässung der Berghänge in einer „Durchfeuchtungsperiode“ (ACKERMANN 1958 b). Es liegt nahe, die Ursache der Sturzfließung am Schickeberg ebenfalls in einer allgemeinen oder längeren Naßperiode zu suchen. Diese Vermutung läßt sich jedoch nicht bestätigen.

Im folgenden werden die Niederschlagswerte der Wetterwarte Eschwege verwendet, die gewöhnlich mit den Messungen des Landwirtes R. BIERSENK, Krauthausen, in 1400 m Abstand vom Schickeberg übereinstimmen.

Betrachtet man die Niederschlags-Mittel der Jahre 1891—1930 als Normalwerte und zeichnet — beginnend mit 1938 — die Summe der monatlichen Abweichungen vom langjährigen Durchschnitt kontinuierlich, so ergibt sich die Bilanzkurve der Abb. 4. Im ersten Jahrzehnt wechseln in der üblichen Weise jeweils mehrere Unterschlußjahre mit solchen, in denen der Überschuß so reichlich ist, daß sich die Kurve wieder über die Ausgangslage erhebt. Jedoch ergibt sich ab 1948/49 eine dauernde negative Bilanz, die auch durch ausgeprägte Naßjahre nicht wieder ausgeglichen wird.

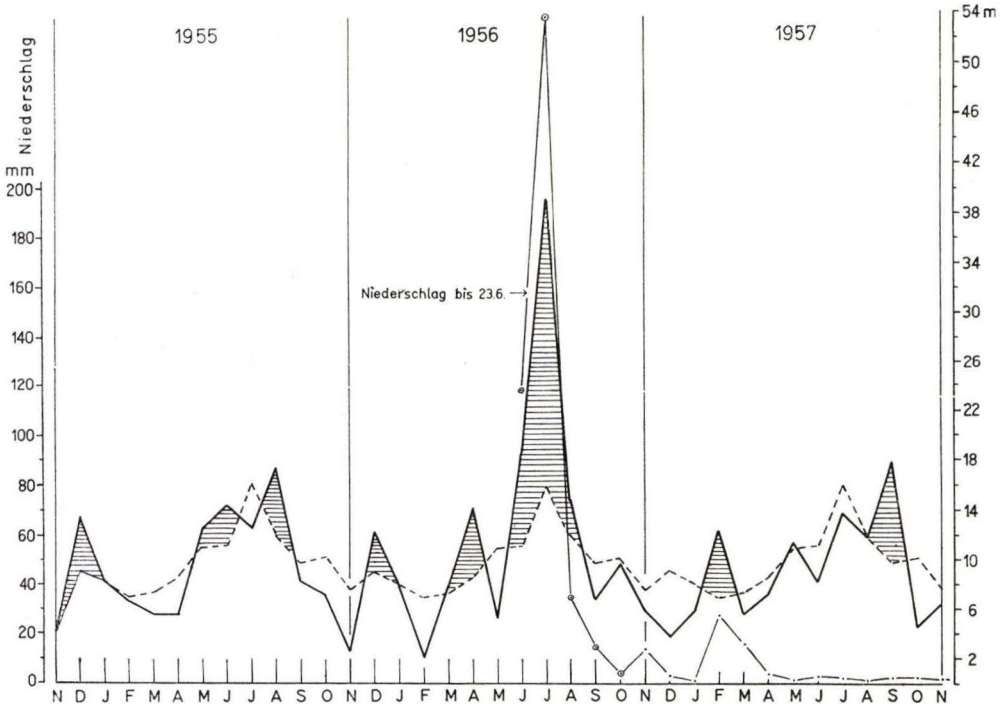


Abb. 5. Monatliche Niederschläge (dicke Linie) für die Abflußjahre 1955—1957 in Eschwege. Langjährige Mittel = gestrichelte Linie. Übernormale Niederschläge = schraffiert. Monatliches Vorrücken der Zunge des Schuttstromes = dünne Linie. Konstruierte Werte = Punkt im Kreis.

Sowohl die kritische Phase der Bewegungen wie auch die katastrophale Sturzfließung fallen in eine Zeit mit wesentlich geringerem Gesamtniederschlag als die langjährigen Mittel.

Im Rahmen dieses allgemeinen Niederschlagsdefizits sind nun auffällige Verlagerungen an kurze Niederschlagsspitzen gebunden (1—4 der Abb. 4). Das Absinken des Oberen Weges wurde erstmalig 1950 beobachtet. Es ist jedoch denkbar, daß die erste Beschleunigung der Bewegungen bereits in den kräftigen Naßperioden der letzten Vierziger Jahre einsetzte. Die Verlagerungen der Kritischen Phase haben sich fortgesetzt, obwohl sich die negative Niederschlagsbilanz bis 1954 verstärkte.

Nach den normalen Niederschlägen des Jahres 1955 setzten im Juni 1956 außerordentlich hohe Niederschläge ein (Abb. 5). „In vielen Orten des Bundesgebietes hat

es seit 1881, dem Beginn amtlicher Wetterbeobachtungen, im Juni noch nie so häufig geregnet, wie in diesem Jahr (1956)... Es handelt sich dabei nicht nur um leichte, sondern auch um ergiebige Regenfälle“ (Monatl. Witterungsber. d. Deutsch. Wetterdienstes, Juni 1956).

Die dem Bergrutsch vorangehenden Niederschläge erreichten vom 1.—23. Juni 153%, vom 24. Juni bis Ende Juli 255% des normalen Durchschnitts. Die Steigerung auf 153% des langjährigen Mittels genügte hier, um bei den beschriebenen weiteren Voraussetzungen den Bergsturz auszulösen.

Jedoch dürfen nicht etwa — wie es häufig angenommen wird — erhöhte Niederschläge als Ursache der Verlagerungen angesehen werden. Diese ist vielmehr im Zusammenwirken mehrerer Faktoren zu suchen (ACKERMANN 1953).

Vergleicht man die Monatssummen der Niederschläge mit der Schüttung der Kresenteichquelle im benachbarten Breitau (NÖRING 1955, Taf. 26), so entsprechen den Überschußzeiten der Jahre 1950/52 und 53 häufigere, hohe Schüttungswerte, den Unterschußzeiten mit kräftigem Abfall der Bilanzkurve der Abb. 4 in den Jahren 1949 und 1951 breite Schüttungsminima. Die Schüttung der vom Muschelkalk gespeisten Quelle reagiert schnell auf Niederschläge. Sie zeigt alljährlich einen ausgeprägten jahreszeitlichen Wechsel mit hohen Ergiebigkeiten um 600 l/sec im Sommer und breiten Herbstminima um 100 l/sec. Die Höchstwerte erreichten im Naßwinter 1952/53 620 l/sec, stiegen aber im Juli 1956 auf 960 l/sec, d. h. auf 155% des häufigen Maximums. Dem Verhalten dieser Quelle entsprechend, haben vermutlich auch die Kluftwässer im Wellenkalk des Schickebergs geschwankt. So ungewöhnliches Ansteigen der Niederschlags- und Kluftwassermengen konnte aber die katastrophalen Bewegungen erst auslösen, nachdem durch die Verlagerungen während der Kritischen Phase das Massengleichgewicht am Hang hinreichend gestört war.

Nächst den besonderen Schrumpf- und Quelleigenschaften der Rötmergel waren die in vielen Jahrzehnten entstandene Störung des Massengleichgewichts und die schnelle Zuführung von Kluftwässern entscheidende Faktoren für die Auslösung der katastrophalen Maximalbewegungen, während die weiteren Bewegungen des Schuttstroms im wesentlichen von übernormalen Niederschlägen und dem Grad der lockeren Lagerung bestimmt werden. Letztere vermindert sich mit zunehmender Zuschlämmung der Hohlräume und Poren, wodurch schließlich der Schutt verfestigt und die Fließbewegung des Erdgletschers zur Ruhe kommen wird.

Zusammenfassung

Zurückblickend ergibt sich, daß die bergrutschartige Massenverlagerung: vorbereitet wurde durch die jahrzehntelangen Kriechbewegungen der Oberscholle mit gleichzeitiger Bildung der Abrißschlucht, zahlreicher Spalten und großer Schuttmengen; „Vorbereitungszeit“; eingeleitet wurde durch beschleunigte Bewegungen während der mindestens 6 Jahre langen „kritischen Phase“ mit subterranean Fließbewegungen im mittleren Hang und zunehmender Störung des Massengleichgewichts am oberen Hang (Voraneilen der Vorderteile der Oberscholle);

ausgelöst wurde durch außergewöhnliche hohe Niederschläge (153% des langjährigen Mittels), dem damit verbundenen plötzlichen hydrostatischen Überdruck im Kluftwasser, außergewöhnliche Übernässung der Mergel- und Schuttmassen und daraus resultierenden ungewöhnliche Gewichtszunahme. Fallwucht und plötzliche Auflast herabstürzender Felsblöcke preßten den subterranean Schuttbrei aus der zunächst aufgebeulten, dann platzenden Mittelscholle zu einem supraterran weiterfließenden Schuttstrom heraus.

Die Kombination von Felssturz am oberen Hang mit langsamer Schuttfließung am unteren Hang wird als „Sturzfließung“ bezeichnet.

Das Erscheinungsbild gleicht in so vielen Einzelheiten den von historischen Massenverlagerungen des Wellenkalkes überlieferten Beobachtungen (vgl. Dohlenstein, Königental, Fuchslöcher) und den morphologischen Befunden an zahlreichen älteren „Berggrutschungen“, daß die Sturzfließung 1956 am Schickeberg als Beispiel für den normalen Ablauf vieler solcher Bewegungen anzusehen ist.

Lediglich die verharrenden restlichen Randspalten am oberen Nordrand und der verspätet einsetzende kräftige Nebenstrom am Südrand der Erdgletscher sind örtliche Besonderheiten, die durch das divergierende Hanggefälle am Bergvorsprung bedingt sind.

Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, E.: Quiekerden und Fließbewegungen bei Erdbeben. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1948, **100**, Stuttgart 1950.
- Der aktive Berggrutsch südlich der Mackenröderspitze in geologischer Sicht. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.Phys. Kl., Jg. 1953, Nr. 5.
- Schuttströme als Zeugen holozäner Feuchtperioden in Mitteldeutschland. — Résumés des Communications VIème Congrès International d'INQUA, Barcelona 1958 (1958a).
- Bergstürze und Schuttströme an der Wellenkalk-Schichtstufe Mitteldeutschlands in Gegenwart und Vergangenheit. — Natur u. Volk, Frankfurt 1958 (1958b).
- Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalkschichtstufe. — (Manuskript 1958), — Z. Deutsch. Geol. Ges., **111**, Hannover 1959.
- ACKERMANN, E. & SCHMEDES: Geologische und forstwirtschaftliche Erfahrungen an einer berggrutschartigen Hangfließung. — (Manuskript 1958).
- ANGERSBACH, A. L.: Der Felssturz im Königental bei Rambach. — Abh. u. Ber. XVI d. Ver. f. Naturk. z. Kassel über d. Vorjahr 1895—1896, S. 40—48, Kassel 1896.
- DEUTSCHER WETTERDIENST, Monatliche Witterungsberichte. — Jg. 1—4, Bad Kissingen, 1953—1956.
- KRAUSKOPF, K. B., FEITLER, S. & GRIGGS, A. B.: Structural features of a landslide near Gilroy, Calif. — J. Geol., **47**, 630—648, Chicago 1939.
- NÖRING, FR.: Der Hessische Landesgrundwasserdienst und Quellmeßdienst im Abflußjahr 1954. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **83**, S. 350—396, Wiesbaden 1955.
- MORTENSEN, H. & HÖVERMANN, J.: Der Berggrutsch an der Mackenröderspitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. — Premier Rapport de la Comm. pour l'étude des versantes, S. 149—155, Amsterdam 1956.
- SCHARPE, C. F. S.: Landslides and Related Phenomena. — New York, 1938.
- TERZAGHI, K.: Mechanism of Landslides. — Geol. Soc. of America Engineering Geology Vol. 1950, p. 83—123.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Bestimmung der Bewegungsrichtung an Verwerfungen mit Hilfe des Schmidt'schen Netzes

Von

PETER JÜRGEN HAMANN, Calgary, Alberta¹⁾

Mit 2 Abbildungen

Viele Probleme, die sich dem Feldgeologen im Gelände stellen, sind mit Verwerfungen verknüpft. Da eine rein geometrische Beschreibung der Lagerungsverhältnisse in vielen Fällen mehrere Deutungen zuläßt, erscheint es notwendig, Untersuchungen anzustellen, die die Bewegungsvorgänge an Verwerfungen analysieren. Hierbei ist zu beachten, ob es sich um Bewegungen unter Kompression oder Dehnung handelt, und die Richtung des Druckes und die dadurch bedingte Bewegungsrichtung ist zu ermitteln.

Die ersten Untersuchungen wurden von BRUNO SANDER (1948) mit der Beschreibung der sogenannten Tangentialwellung durchgeführt. Demnach werden Grenzflächen, an denen sich Lagen übergleiten, rhythmisch verbogen (z. B. in Tektoniten die Grenzflächen an Überschiebungen, Wasser als Wasserwellen unter Wind, Dünen unter Wind).

Im weitesten Sinne ist allen diesen Wellengleitungen dynamisch gemeinsam die Reibung zwischen den sich übergleitenden Lagen. Eine Grenzfläche wird während der Relativbewegung zweier Lagen verbogen dadurch, daß kleine Abweichungen von der Ebene durch Über- und Unterdruck hervorgehoben werden (PRANTL).

Durch Vermessung der Achsen von Tangentialwellungen kann man meist die Richtung der Bewegung, z. B. an Überschiebungen bestimmen, da es sich gewöhnlich um B-Achsen im Sinne von SANDER handelt, die senkrecht zur Transportrichtung angelegt wurden.

In der Praxis hat es sich jedoch gezeigt, daß die Homogenbereiche in Bezug auf die B-Achse von Tangentialwellung recht klein sind, da die B-Achsen oft eine starke Streuung zeigen.

Das mag darauf zurückzuführen sein, daß ja die Tangentialwellung durch schon vorhandene, ältere Inhomogenitäten bedingt ist.

Der Verfasser hat während der Geländearbeit für Imperial Oil Limited in den Canadian Rocky Mountains Schleppepfalten für die Bestimmung der Bewegungsrichtung an Verwerfungen mit gutem Erfolg herangezogen. Schleppepfalten erscheinen jedoch nur in hinreichend dünn geschichteten Gesteinen, und es war meist nicht möglich, die Bewegungsrichtung an Verwerfungen in massigen Gesteinen zu bestimmen.

Die Methode der Untersuchung soll an einem praktischen Beispiel an einer Überschiebung erläutert werden:

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

Als erstes messe man Streichen und Fallen der Verwerfungsfläche an verschiedenen Stellen und in der Nähe beobachteter Schleppepfalten, und stellt diese Daten in der flächentreuen Lagenkugelprojektion des SCHMIDT'schen Netzes (vgl. SANDER 1948, S. 127 ff.) dar. Es wird empfohlen, zunächst nur die Pole der Verwerfungsfläche auf der Oleate einzutragen. Aus deren statistischer Häufung ergibt sich die Lage der Verwerfungsfläche, die als Großkreis dargestellt wird (in Abb. 1 und 2 ist eine 44° West fallende Verwerfungsfläche dargestellt).

Anschließend hat man die Schenkel der Schleppepfalten an verschiedenen Stellen zu messen. Deren Flächenpole werden auf der Oleate eingetragen und liegen auf einem

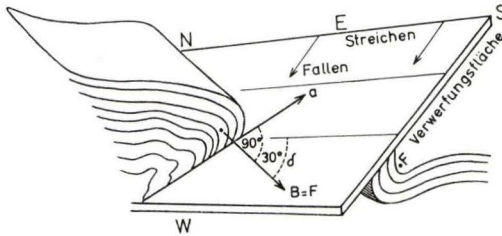


Abb. 1. (Erläuterung im Text.)

Großkreis, dem Faltengürtel, wenn es sich um eine zylindrische Falte handelt, wie es in den meisten Fällen der Fall ist. Die dazugehörige Faltenachse F liegt dann auf oder nahe dem Großkreis, der die Verwerfungsfläche darstellt, da normalerweise die Faltenachsen von Schleppepfalten parallel zur Verwerfungsfläche liegen. Der Winkel δ zwischen dem Streichen der Verwerfungsfläche und der SSW fallenden Schleppepfaltenachse, gemessen in der Verwerfungsfläche, beträgt im gewählten Beispiel (Abb. 1 und 2) 30° .

Im Diagramm erhält man diesen Winkel durch Abzählen der Kleinkreise, die den Großkreis, der die Verwerfungsfläche darstellt, schneiden. Hierbei müssen südfallende Faltenachsen (wie im gegebenen Beispiel) von nordfallenden sorgsam unterschieden werden.

Die Annahme, daß die Richtung des Druckes sowie die Bewegungsrichtung an der Verwerfung senkrecht zur B-Achse (in diesem Fall die Schleppepfaltenachse F) erfolgte, ist in fast allen Fällen gerechtfertigt. Daher kann man die relative Bewegungsrichtung (nach B. SANDER „a“-Richtung) leicht im Diagramm ablesen. Man erhält „a“, indem man vom Punkt F , der Schleppepfaltenachse, 90° entlang dem Großkreis, der die Verwerfungsfläche repräsentiert, abzählt. Da der Faltengürtel der Schleppepfalte eine Zone zu F ist, d. h. jeder Punkt auf dem Faltengürtel bildet mit F einen rechten Winkel, so ist „a“ dort zu finden, wo der Faltengürtel die Verwerfungsfläche schneidet.

Die Verlängerung von „a“ durch den Mittelpunkt des Netzes ist die gesuchte Bewegungsgerade (im Beispiel entweder nach E 130° S oder W 310° N).

Unter Berücksichtigung der Schleppe kann im Gelände meist entschieden werden, ob es sich um eine Aufschiebung (Bewegungsrichtung des hangenden Blockes nach E 130° S) oder um eine Abschiebung (Bewegungsrichtung des hangenden Blockes nach W 310° N) gehandelt hat.

Es ist notwendig, das Streichen und Fallen der Verwerfungsfläche hinreichend genau zu bestimmen, da sich, bei gleichbleibendem Streichen der Verwerfungsfläche (im Beispiel N—S) und gleichbleibendem Winkel δ (im Beispiel $\delta = 30^\circ$, zwischen dem Streichen der Verwerfungsfläche und der Schlepfpaltenachse F und B_1 in Abb. 2) aber verschiedenem Einfallen der Verwerfungsfläche, die Bewegungsrichtung (a_1 in Abb. 2) mit zunehmender Versteilung der Verwerfungsfläche ändert. (In Abb. 2 ist zu ersehen, daß die Bewegungsrichtung bei flachem Einfallen $a_1 = E 120^\circ S$, bei senkrechtem Einfallen der Verwerfungsfläche aber $a_1 = S 180^\circ$ ist.)

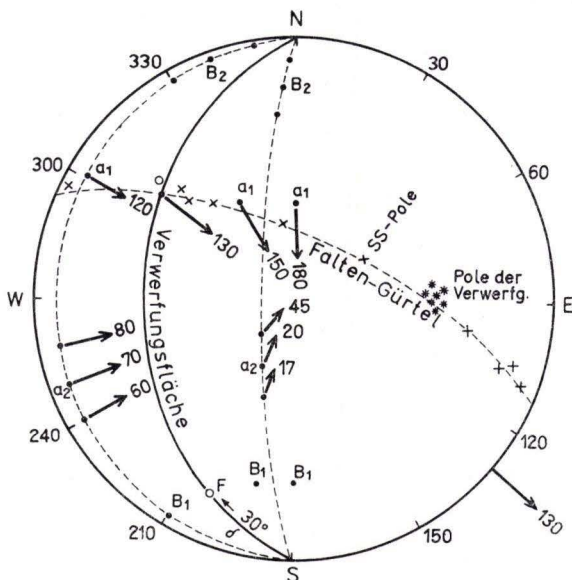


Abb. 2. (Erläuterung im Text.)

Die Analyse der Bewegungsrichtung ist bei Verwerfungen mit flachem Einfallen hinreichend genau, wird dagegen ungenauer, je steiler die Verwerfungen einfallen. Das wird in Abb. 2 deutlich gemacht an zwei N—S streichenden Verwerfungsflächen mit 1. $10^\circ W$ und 2. $80^\circ W$ fallen. (In Abb. 2 als gestrichelte Linien eingetragen.)

Wenn der Winkel $\delta = 20^\circ$ nordfallend gleich bleibt und sich beim Messen mehrerer Schlepfpalten eine Streuung von $\pm 10^\circ$ ergibt, so ist die Streuung der Bewegungsrichtung a_2 an der $10^\circ W$ fallenden Verwerfungsfläche zwischen N $080^\circ E$ und N $060^\circ E$. Die Streuung an der $80^\circ W$ einfallenden Verwerfungsfläche ist dagegen zwischen $a_2 = N 045^\circ E$ und N $017^\circ E$.

Im gewählten Beispiel sind an einer saiger stehenden Bewegungsfläche nur Bewegungen nach N oder S möglich, mit dem Grenzfall einer vertikalen Bewegung.

In der praktischen Anwendung hat es sich gezeigt, daß Streichen und Fallen von Verwerfungen oft großen Änderungen unterworfen sind. Die Bewegungsrichtung zeigte dagegen oft gute Vergleichbarkeit, selbst über weitere Bereiche hinweg, so daß eine Typisierung des untersuchten Gebietes nach der Bewegungsrichtung an Verwerfungen möglich war.

Schriftenverzeichnis

- BALK, R.: Fabric of Quartzites near Thrust Faults. — Journ. of Geol., **60**, S. 415—435, Sept. 1952.
- BECKWITH, R. H.: Fault Problems in Fault Planes. — Bull. Geol. Soc. Amer., **58**, S. 80 bis 108, 1947.
- BILLINGS, M. D.: Structural Geology. Prentice-Hall, Inc. New York 1954.
- BUCHER, W. H.: The Mechanical Interpretation of Joints. Part. I. — Journ. of Geol., **28**, S. 707—730 (1920); **29**, S. 1—28 (1921).
- The stereographic Projection, a handy tool for the practical geologist. — Journ. of Geol., **52**, S. 191—212, 1944.
- CLOOS, ERNST: Tectonic transport and fabric in a Maryland Granite. — Soc. Geol. Finlande Compte rendu, **20**, S. 1—13, 1946.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. geol. Reichsanst., **11**, 1919.
- HAMANN, P. J.: Die Geologie des Hochvogelgebietes in den Allgäuer Alpen. Inaugural-Diss. Marburg/L. 1956.
- KNOPF, E. B.: Recognition of Overthrusts in metamorphic terrane. — Am. Journ. Sci., **30**, 1936.
- LARSSON, W.: Die Swinesund-Kosterfjord-Überschiebung. — Sveriges Geologiska Undersökning, Stockh. Ser. C., **411**, 1938.
- MORISHITA, M.: On the Graphic Method of Representing Faults and Strata. — Jap. Journ. Geol. Geogr., **15**, S. 207—239, 13 Abb., 1938.
- PHILLIPS, A.: The Use of Stereographic Projection in Structural Geology. — Edward Arnold (Publishers) Ltd., London 1954.
- PILGER, A.: Die Anwendung moderner tektonischer Methoden, besonders der Gefügekunde, an Erzgängen des Ruhrgebietes. — Zeitschr. Erzbergbau und Metallh., **8**, Mai 1955.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper (I). Wien und Innsbruck (Springer Verlag) 1948.
- WALLACE, R. E.: Geometry of shearing stress and relation to faulting. — Journ. of Geol., **59**, S. 118—130, 1951.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen)

Von

WITIGO STENGEL — RUTKOWSKI, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung: An der Hasenfluh westlich Zürs — als Triasmasse auf Lechtaler Kreide „schwimmend“ eine viel diskutierte Merkwürdigkeit der westlichen Lechtaler Alpen — wurden bei einer Neukartierung zwischen Trias und Kreide vermittelnde Schichtglieder, außerdem ein deutlicher Invers- und Normalschenkel eines Sattels gefunden. Es wird an Hand aller gefundenen stratigraphischen und tektonischen Tatsachen dieser Sattel beschrieben und die Möglichkeit seiner Herkunft und Entstehung erörtert.

Die Hasenfluh erhebt sich als isolierter Bergstock von ca. 2500 m Höhe westlich von dem Wintersportort Zürs und dem das Lechtal mit dem Klostersattel verbindenden Flexenpaß in unmittelbar östlicher Nachbarschaft der Wildgrubenspitzen-Roggalspitzen-Gruppe. Diese trennt als schroffer Felsriegel die Mulde des Spullersee im Westen von der des Zürser Sees im Osten.

v. RICHTHOFEN (1859/61) nennt die Hasenfluh selbst in seiner Beschreibung der Umgebung von Zürs nicht, er erwähnt lediglich mächtige Massen von oberem Dachsteinkalk, die den Ort umschließen. Auf einem beigegebenen Profil Stuben-Lech trägt die Lage des Berges jedenfalls die Signatur des oberen Dachsteinkalks (= Oberrhätkalk) und zeigt den S-Flügel der mit Allgäuschiefern gefüllten Mulde des Zürser Sees an.

In den Blickpunkt wissenschaftlichen Interesses rückte die Hasenfluh erst mit den grundlegenden Kartierungsarbeiten O. AMPFERERS. 1910 erkannte AMPFERER die „Allgäuschichten“ als Oberkreide, 1913 fiel ihm notwendigerweise die Triasmasse der Hasenfluh auf dieser Kreide ruhend als 3. tektonisches Stockwerk in den Lechtaler Alpen auf. 1914 ordnete er sie der Inntaldecke zu. Genauere stratigraphische Angaben über den Berg erhielten wir von AMPFERER 1930: Hauptdolomit, Kössener, Oberrhätkalk, bunte Liaskalkbreccie und Aptychenschichten sind an seinem Aufbau beteiligt. Wegen des Vorkommens roter Breccien an der Ostseite des Berges in Verbindung mit der übrigen Schichtfolge verglich AMPFERER die Hasenfluh mit der Roggspitze östlich Zürs und deutete sie ebenfalls als Tauchfaltenkern. Aus der Verzahnung von Aptychenkalk und Hauptdolomit im westlichen Teil des Berges las AMPFERER einen heftigen Anschlag gegen das Wildgrubenmassiv ab. 1931 ergänzte AMPFERER die bisherige Schichtfolge um die weiteren Schichtglieder roter Liaskalk, Fleckenmergel, Radiolarite und Kreide, die er auf dem dachartigen Plateau des Berges auffand. In seinen Erläuterungen zu den geol. Karten 1 : 25000 bezeichnete AMPFERER die Hasenfluh als isolierte tektonisch zugeschnittene Schubmasse. Auf dieser sollte eine Decke zerzerrter Aptychenschichten liegen, darüber Radiolarit und endlich eine Decke von Kreideschiefern.

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

1934 erschien AMPFERER die Theorie von STEPHAN MÜLLER richtiger, der in der Hasenfluh eine Sekundärabspaltung der Lechtaldecke sehen wollte, und rechnete sie in Abwandlung dieses Vorschlags erneut der Inntaldecke zu. In späterer Zeit sei dann das höchste tektonische Stockwerk, die in der Roggalspitz-Wildgrubenspitzgruppe vorliegende Krabachjochdecke über die Hasenfluh, einen Spezialmuldenkern der Inntaldecke, hinweggewandert.

Damit stand die Zugehörigkeit dieses Berges zur Inntaldecke für die kommende Zeit fest, und erst E. KRAUS (1949) faßte Zweifel an seiner Deckennatur, nachdem er die Roggalspitzmasse im SE und NW mit ihrer Unterlage verwurzelt hatte. Zwar konnte er die Hasenfluh nicht auch auf diese Weise festheften, doch gab er den Gedanken an einen Fernschub weit aus dem Süden her auf und deutete sie als Schubbrett, welches in Fastschichtfugen-Gleitung in den Kreideschiefern steckt.

Dagegen hielt E. SPENGLER (1951) am Deckenbau fest und suchte durch Aufspaltung der alten Decken in Teildecken neue Lösungen. Die Hasenfluh sollte mit der Fallesinspitz S' Kaisers einer unteren Krabachjochdecke zugehören. Auch in seinen weiteren Arbeiten (1953, 1955, 1957) sucht SPENGLER die Deckschollennatur zu beweisen und gegenteilige Ansichten zu widerlegen. 1955 spricht er von einer „Hasenfluhdecke“, die einem Raum ca. 17 km südlich ihres heutigen Standorts entstammen soll.

M. RICHTER (1954) spricht die Hasenfluh als autochthone Klippe an. Äquivalent sei die Krabachmasse östlich Zürs; allerdings nicht in dem Maße eingengt. Es sind die Ergebnisse von E. KOCH abzuwarten, um dort Genaueres sagen zu können.

Entgegen RICHTERS Annahme neigte C. W. KOCKEL auf Grund der bisherigen Aufnahmen zu einer Deutung als Schubbrett im Sinne von KRAUS. Nachdem R. HUCKRIEDE (1956) die Deckenzugehörigkeit der Fallesinspitz widerlegen konnte, und auch E. KOCHS Untersuchungen in der Krabachmasse neue Möglichkeiten zur Erklärung ihres Baues bieten, schien es lohnend, eine Neukartierung der Hasenfluh und ihrer nächsten Umgebung durchzuführen. Die Anregung zu den Untersuchungen erhielt ich von R. HUCKRIEDE und E. KOCH, denen an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

Im Sommer 1957 wurden die Hasenfluh und ihre Umrandung neu aufgenommen und dabei soweit als möglich tektonische Daten gesammelt. Die Untersuchungen ergaben, daß in der Hasenfluh eine Sattelstruktur vorliegt.

Es ist zweckmäßig, mit der geologischen Beschreibung an der Ostseite und Südostkante des Berges zu beginnen, weil dort allein die Schichtfolge ungestört und fast vollständig von der Kreide zum Hauptdolomit erhalten ist (Abb. 2).

AMPFERER hat dort bereits jüngere, zwischen Nor und der Kreide vermittelnde Schichtglieder in die Karte 1 : 2500 eingetragen, sie aber als einer gesonderten Schuppe zugehörig betrachtet und dementsprechend auf Blatt „Klostertaler Alpen“ mit roten Störungslinien umgeben. Auf Blatt „Arlberggebiet“ unterblieb dieses.

An die Kreideschiefer, wie sie in den Lechtaler Alpen an zahlreichen Stellen bekannt und beschrieben sind (z. B. zuletzt von R. HUCKRIEDE 1956) und deren Alter vom Apt bis in das Untercrenoman reicht, grenzt Schwellenfazies des Jura. Es handelt sich um eine Serie massiger aus dem Oberrhätalkalk sich entwickelnder Kalke, die häufig ziegelrote unregelmäßig begrenzte Einschaltungen — mächtige grobe Breccien

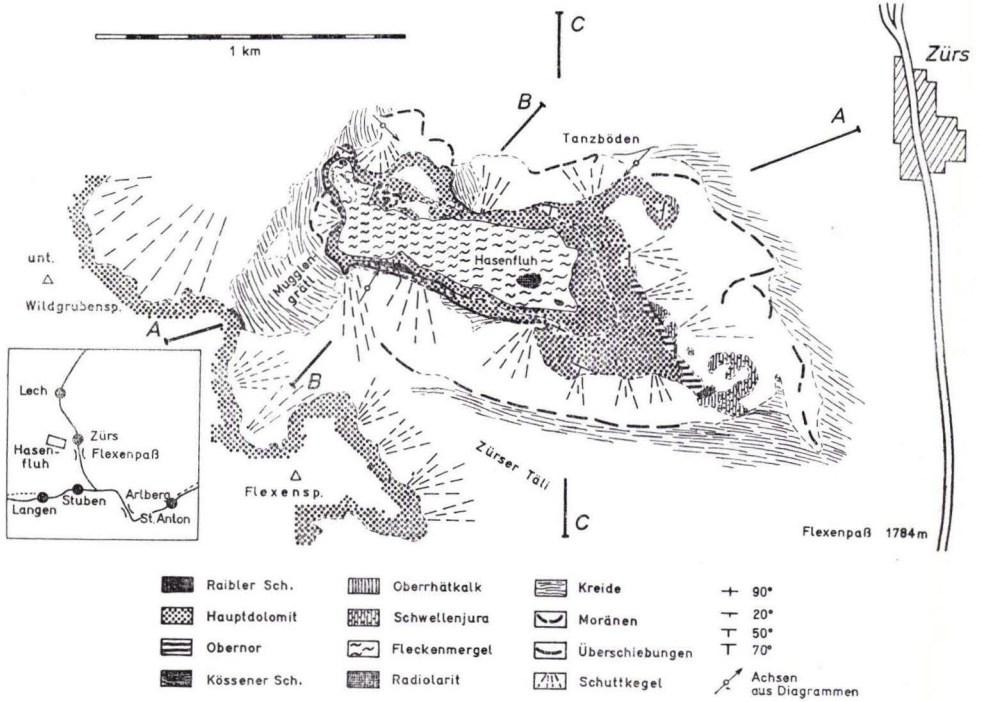


Abb. 1. Geologische Karte der Hasenfluh.

SE

NW

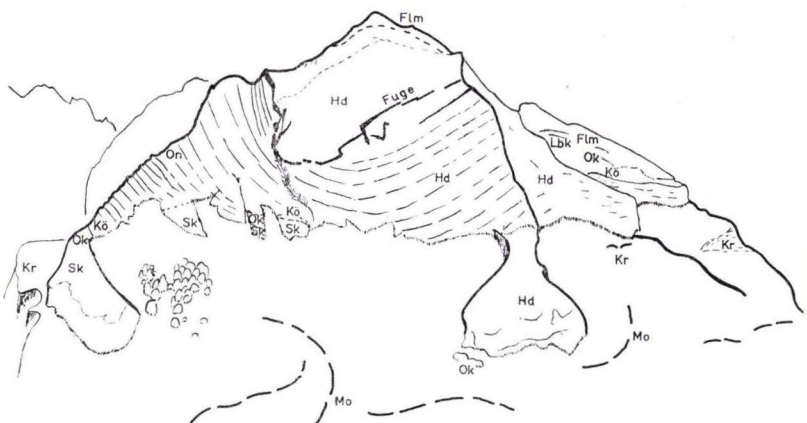


Abb. 2. Hasenfluh von Osten (Ochsenböden E Zürs). On: Obernorischer Plattenkalk, Hd: Hauptdolomit, Kö: Kössener, Ok: Oberrhätkalk, Lbk: Liasbasiskalk, Sk: Kalke des Schwellenjura, Flm: Fleckenmergel, Kr: Kreide, Mo: Moränen.

oder Brauneisenschwarten — enthalten und schließlich in roten oder rot-grauen Liaskalk übergehen können. An anderen Stellen kann diese Facies auch die Fleckenmergel, den Radiolarit und die Aptychenschichten vertreten. Juraschwellenkalk sind um den Flexenpaß und nahe dem Kalkalpensüdrand gegen das Stanzertal sehr verbreitet. Ein solches Vorkommen an der Trittalm östlich Zürs enthielt nach freundlicher Mitteilung von E. KOCH *Hildoceras bifrons* (BRUGIERE). Dort ist also zumindest Lias Epsilon in Schwellenkalk enthalten. HUCKRIEDE beschreibt die Entwicklung dieser Facies aus der normalen Ausbildung des Jura ausführlich aus der Gegend S' vom Kaiserjochhaus. Auch am Zürser See, am Monzabonsee N' Zürs und S' der Wösterspitze bilden die Schwellenkalk unter Auslassung des mittleren und oberen Jura oder in deren geringmächtigen Vertretungen das unmittelbar Liegende der Kreide. Diese Gebiete werden z. Zt. noch genauer untersucht. An der Hasenfluh enthält die Schwellenfacies auch Wiederaufarbeitungsmaterial tieferer Schichtglieder: Gerölle von Oberrhätalkalk, fossilführenden Kössernern und feingeschichtetem Hauptdolomit sind an ihrer Zusammensetzung beteiligt. Offenbar griff die Juratransgression bis auf den Hauptdolomit herab. E. KOCH fand Entsprechendes an der Roggspitze, R. HUCKRIEDE an der Eisenspitze bei Flirsch (beiden Kollegen danke ich für die Mitteilungen). Die Schwellenkalk an der südöstlichen Hasenfluh lieferten an Fossilien nur *Phylloceras* sp. Der bestimmbare Fossilinhalt dieser Schichten ist leider nicht eben reichlich. Große, besonders schöne Blöcke bunter Breccie finden sich unterhalb der SE-Kante des Berges als Schutt.

Der Oberrhätalkalk ist über die ganze Ostseite des Berges in kleinen Vorkommen zu verfolgen; er enthält selten blaßrote Scherben. In der SE-Kante grenzt er an geringmächtige fossilreiche Kössener, die aber nach N zu ausgequetscht werden. Die von AMPFERER auf Blatt „Klostertaler Alpen“ angegebenen Kössener sind unrichtig eingetragen. Es folgen nämlich im Anschluß an die Kössener normale obernorische Kalke, die rasch in mächtigen Hauptdolomit übergehen. Dieser bildet die Hauptmasse des Berges.

Etwa in mittlerer Höhe der Ostwand erscheint, schon mit bloßem Auge von der gegenüberliegenden Talseite (Ochsenböden) her zu erkennen, eine deutliche Fuge im Hauptdolomit (Abb. 1). Sie biegt gegen die Mitte der Wand zu kräftig nach unten ein. Verfolgt man diese Fuge die Südwand des Berges entlang, so findet der Beobachter etwa in Höhe der schon von AMPFERER 1930 bemerkten „auffallenden Höhle“ und östlich davon Raibler Rauhacken. Genauere Nachforschungen ergaben folgendes kleine Profil (Abb. 3): Der oben beschriebene Hauptdolomit unterhalb der Fuge geht über in eine offensichtlich sedimentäre Breccie (Kalkgerölle in dol. Bindemittel). Eine solche Breccie führt auch V. JACOBSHAGEN (1957) als kennzeichnend für die Grenze Raibler Rauhacke/Hauptdolomit im Hornbachgebiet auf, und in der engeren Umgebung von Lech ist dieser Horizont ebenfalls überall charakteristisch. Ein orientierter Schriff aus dem Hauptdolomit zeigt deutlich geopetales Gefüge im Sinne einer inversen Lagerung (B. SANDER 1936).

An die oben beschriebene Breccie grenzen die Rauhacke und weiter eine Folge zerquälter dm-bankiger Dolomite im Wechsel mit milden, olivgrünen, uneben spaltenden Tonschiefern. Leider geben diese Schiefer keinerlei Hinweis auf ihr Alter, petrographisch ähneln sie sehr den Partnachschiefern, doch sind ihrer Stellung im Schicht-

verband nach auch Raibler Schichten möglich. Jedenfalls handelt es sich mit diesem Vorkommen um einen Sattelnern karnischer und vielleicht sogar älterer Schichten, denn nun beginnt das normal liegende Profil. Es folgen wieder Rauhwacken, Breccien und stellenweise sehr mächtiger, normal liegender Hauptdolomit. Die Fuge des Sattel-

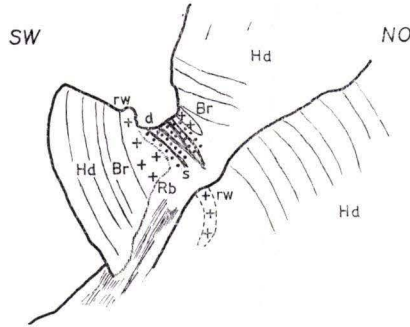


Abb. 3. Ansichtprofil 200 m SE dem Muggengrät, Hasenfluh—S-Wand. Br: Hauptdolomitreccie, Rb: Raibler, rw: Rauhwacke, d: Dolomite, s: Schiefer.



Abb. 4. Hasenfluh von SW (Muggengrät). Der Pfeil zeigt auf die „Höhle“, die ihre Entstehung den Raibler Schichten in der Fuge verdankt.

kerns läßt sich bis an das Muggengrät verfolgen, wo sie im Schutt verschwindet (Abb. 4).

Auch auf der Hasenfluh – N-Seite findet man diese Fuge, wie sie steil von der NE-Kante des Berges herabziehend S der „Tanzböden“ unter Schutt verschwindet (Abb. 5). Hier liegt Hauptdolomit auf Hauptdolomit, lediglich ein Rollstück zelligen Dolomites weist möglicherweise auf ältere Gesteine hin.

Die Beschreibung sowie die Abbildungen zeigen, daß im ganzen NW-Teil der Hasenfluh nur der Normalschenkel des Sattels erhalten ist, während im Ostteil des Berges beide Schenkel am Aufbau beteiligt sind. Das erklärt z. T. die unterschiedliche Mächtigkeit des Hauptdolomites im Osten und Westen.

Der Normalschenkel ist tektonisch stark beansprucht. Nicht nur, daß die Feinschichtung zugunsten tiefgreifender Mylonitisierung verloren gegangen ist, auch die hangenden jüngeren Schichtglieder finden sich auf dem flach eingebogenen, nach N zu abfallenden Plateau des Berges nur fetzenweise. Dennoch wurden Oberror, Kössener und Oberrhätkalk in der Nähe des von N her führenden Einstieges auf das Plateau nachgewiesen, sowie besonders schöne Liaskalkbreccien mit Hauptdolomit – und Kössenerkalkgeröllen. Interessant ist die von AMPFERER (1931) beschriebene Stelle nahe dieses Einstieges, wo solche Breccien neben wenigen Zentimetern weinroten foraminiferenreichen und gelben fossilereeren Kalken dicht auf Hauptdolomitbreccien lagern. Auch am NW-Eck des Berges findet sich eine schöne Breccie mit gelbem Bindemittel.

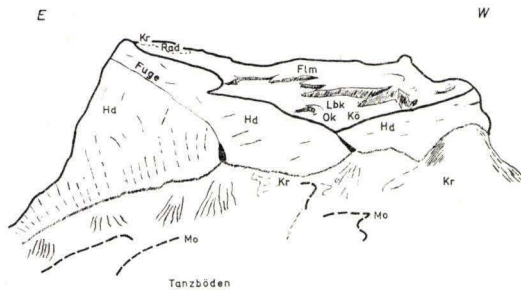


Abb. 5. Hasenfluh von N (Seebüchel E vom Zürser See). W der Fuge liegt der Hauptdolomit flach auf der Kreide.

Die Masse der das Plateau deckenden Gesteine besteht aus tektonisch sehr stark ausgewalzten und verfäلتelten Kalken, oft mit dunkel glänzenden Tonhäutchen und gelb anwitternden Hornsteinkauern. Sie enthalten außer wenigen schlecht erhaltenen Radiolarien keine Fossilien. Wegen der starken tektonischen Beanspruchung fällt es schwer zu entscheiden, ob es sich bei diesen Gesteinen um Fleckenmergel oder, wie AMPFERER meinte, um Aptychenschichten handelt. Ein bräunlicher Stich, der einem Großteil des Materials anhaftet, läßt nach Erfahrungen aus anderen Gebieten eher an Fleckenmergel denken. Wahrscheinlich sind beide Gesteine, Fleckenmergel und Aptychenschichten auf dem Plateau vorhanden.

Auf diesen Schichten, die meistens durch ausgeprägte Disharmonien von dem unterlagernden Hauptdolomit getrennt sind, liegt nahe dem Ostgipfel (= vordere Hasenfluh) eine Fläche übersät mit roten, schwarzen, grünen und bräunlichen Radiolaritbrocken. Etwa 10 m W' vom Gipfelkreuz gleichen einige Handvoll bräunlicher Schiefer und Sandsteine der üblichen Lechtaler Kreide, desgleichen im NW des Plateaus bei HP 2474 m.

Die Gesteine des Plateaus machen im Einfallen die muldenartige Verbiegung des ganzen Gipfelkörpers mit. Fallwerte mit mäßigem NW-, N-, NE- und E-Fallen wurden gemessen. Die Kleinfältelung in den zerwalzten Kalken zeigt sowohl NE- als auch SW-Vergenz. Bei gemessenen Achsen wurde WNW—ESE-Streichen festgestellt. AMPFERER erwähnt 1931 in den zerwalzten Aptychenschichten E—W-streichende Zerrklüfte, die bestätigt werden konnten.

Während sich auf der Ostseite des Berges wegen gewaltiger Schuttmengen und eiszeitlicher Ablagerungen der Kontakt des Gipfelkörpers zur unterlagernden Kreide nicht ausmachen läßt, liegt der westliche Teil relativ flach den Schiefen und Sandsteinen der Kreide auf. Messungen ergaben dort überall ein Einfallen der Überschiebungsfächen in den Berg hinein um 10—50 Grad. Auch die Faltenachsen der liegenden Kreide streichen im N und S der Hasenfluh gegen einen unter dem Ostteil des Berges liegenden Punkt.

Die Meßwerte im Hauptdolomit des Normalschenkels sind dürftig, weil die Bankung fast völlig verloren gegangen ist. Besser sind die Meßbedingungen im Inverschenkel, der die vordere Hasenfluh vorwiegend aufbaut. So findet man bei Betrachtung der NE-Kante ein Versteilen der Schichten von 280,20 zu 232,85 nach W zu

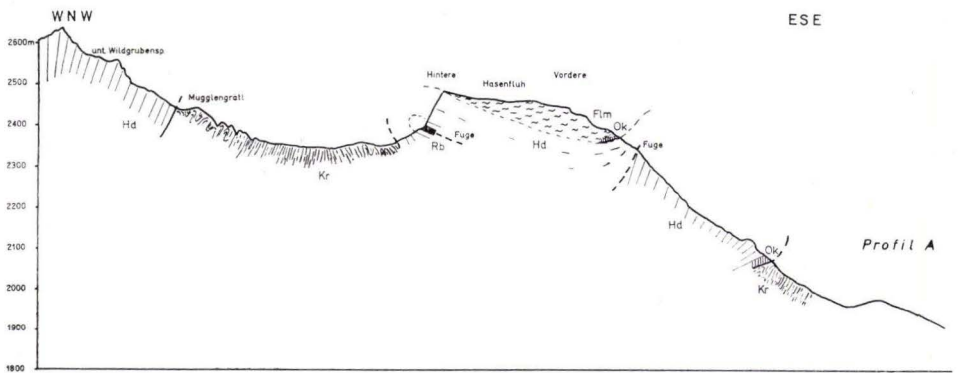


Abb. 6. Profil A (vgl. Abb. 1).

(Abb. 5 und 6). Die Ostseite zeigt das schon oben beschriebene Einbiegen der Schichten; besonders steil stehen die Schichtflächen in der östlichen S-Wand, mit Einfallen gegen SW oder gar saigerer Stellung (Profil C in Abb. 7).

An der flach gelagerten westlichen (= hinteren) Hasenfluh ist deutlich eine kräftige Bewegung des Berges gegen WNW festzustellen, was besonders die tiefen Verkeilungen der Hauptdolomit-Unterseite mit der unterlagernden Kreide anzeigen (Abb. 8).

Die NW-Ecke der Hasenfluh scheint geradezu in die Kreide gerammt, so zerbrochen und vermischt sind Hauptdolomit und Fleckenmergel. Zwischen dem Hauptdolomit des Normalschenkels und den Fleckenmergeln findet sich unterhalb des Gipfels der hinteren Hasenfluh eine Schicht dunkelglänzender Tonschiefer, zermahlen und geknetet. Es liegt nahe anzunehmen, daß hier von W her Kreide in eine Fuge gepreßt wurde. Endlich ist bei diesem Transport der Bergkörper zerbrochen. Eine besonders tiefe Spalte zieht sich ca. 50 m ESE' des hinteren Gipfels in Richtung auf den Einstieg von N zum Plateau des Berges.

Wir haben also in der Hasenfluh einen Sattel vor uns. Legt man ein Profil im äußersten W des Berges von NE nach SW, so zwingt vielleicht die ungleich hohe, flache Auflagerung der Triasmasse auf der Kreide dem Betrachter die Vorstellung eines von SW angefahrenen Schubkörpers auf (Profil B in Abb. 7), ja man mag an eine NE-schauende Faltenstirn denken. Eine Gesamtbetrachtung des Berges sowie die

Profile A und C sprechen jedoch dagegen. Profil C zeigt deutlich das steile Auftauchen der Hauptdolomitbänke aus der Kreide, Profil A läßt als WNW—ESE-Schnitt beide Kontakte des Hauptdolomits zur Kreide als flachere Berührungsflächen erkennen.

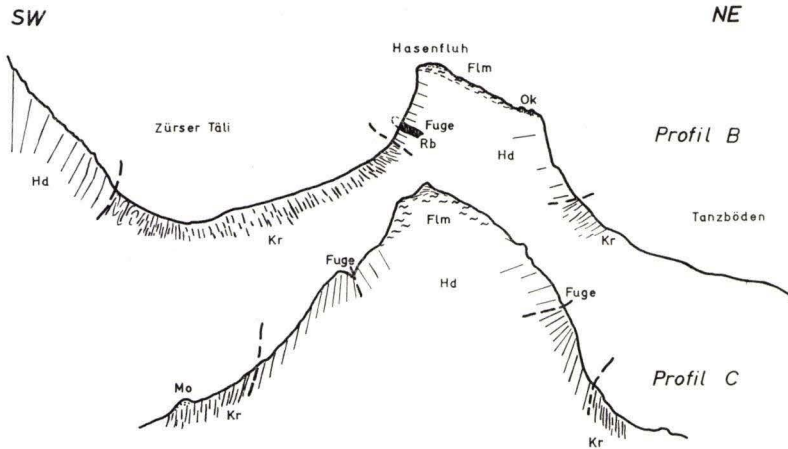


Abb. 7. Profil B und C (vgl. Abb. 1).

Gegen die Auffassung als Schubkörper sprechen also folgende Gründe:

1. Die oben behandelte Schwellenfacies des Jura beherrscht sowohl die Hasenfluh als auch das unterlagernde „Stockwerk“ westlich und östlich davon. Dieser Schwellen-

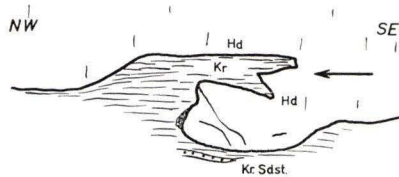


Abb. 8. Mittlere Hasenfluh-Südseite, Kontakt Hauptdolomit gegen Kreide. Die Kreideschiefer sind tief in eine Spalte des Hauptdolomits hineingedrückt gegen die Richtung des erfolgten Schubs.

jura ist aber nur auf einen schmalen Streifen am Südrand der Lechtaler Alpen beschränkt. Der Körper der Hasenfluh kann also nicht aus einer anderen, weiter südlich gelegenen paläogeographischen Region stammen als seine Unterlage.

2. Die Spuren eines Fernschubes von Süden oder Südwesten müßten zumindest in der Kreide um die Hasenfluh sichtbar sein. Eine Bewegung von S ist überhaupt nicht nachweisbar, einen Anschub von weiter östlichen Räumen — eine Westbewegung ist ja erwiesen — machen die Beobachtungen am östlichen Teil der Hasenfluh unmöglich, wo die Schichten des Hauptdolomits steil aus der Kreide tauchen.

Ein ehemaliger oberflächlicher Zusammenhang mit der Flexenspitzen-Wildgrubenspitzengruppe westlich der Hasenfluh muß ebenfalls verneint werden. Die gegen die

Hasenfluh steil SW-fallenden Hauptdolomitbänke der Flexenspitze lassen auch nicht eine Spur einer Fuge erkennen, ebensowenig Anzeichen für vorhandene ältere Schichtglieder. Gleich an beiden Gebirgszügen ist die Nordostvergenz, die möglicherweise einen engeren Zusammenhang im Untergrund andeutet.

Ein einfaches Gleitbrett im Sinne von KRAUS liegt in der Hasenfluh sicher nicht vor. Unter einem Schub Brett will KRAUS weniger plastische Platten, z. B. Hauptdolomit, als Späne durch sehr mobile Medien, hier die Kreideschiefer, gespießt verstanden wissen. Einen ganzen Sattel wird man aber nicht nur als einen solchen Span bezeichnen können. Eher scheinen die Vorstellungen von M. RICHTER zuzutreffen, der bereits im Widderstein und im Karhorn pilzartige Sättel erkannte, mehr oder weniger deutlich mit einem „Stiel“ dem Untergrund verwachsen. Im allgemeinen sollten sich als Mittelschenkel-Reste eines pilzförmigen Sattels noch vermittelnde Schichtglieder zwischen dem Sattel und dem umgebenden Medium finden. HUCKRIEDE (1956) wies eine solche Pilzstruktur an der Fallesinspitz südlich Kaisers nach. Auch in der Hasenfluh sehe ich einen solchen Sattel, vielleicht noch mit dem Untergrund durch einen „Stiel“ verwurzelt. Die vermittelnden Schichtglieder zwischen Hauptdolomit und Kreide sind entweder bei der starken Einengung des Sattels verloren gegangen oder sind bei der Gestaltung der heutigen Oberfläche reduziert worden bis auf die durchgehende Schichtfolge an der SE-Flanke der Hasenfluh. Außerdem bewirkten die starke Faltung, die Bewegung des Sattelkörpers in der Kreide und die zusätzlichen Kräfte, die zur Schaffung der jetzigen Gestalt notwendig waren, eine fast völlige Zerstörung und Zerwulzung der Schichtfolge auf dem heutigen Hasenfluhplateau. Wie die Entstehung dieses pilzartig überlappenden Sattels im einzelnen vor sich ging, ist schwer vorstellbar. Die Faltenachsen der Kreide (N—S-streichend im W, NW—SE-streichend im N, SW—NE-streichend im S des Berges), die NE-Vergenz des ganzen Systems, die umlaufenden Einfallswinkel der Überschiebungsflächen gegen den Berg an der hinteren Hasenfluh, die E—W-streichenden Zerrklüfte sowie lokal begrenzte E—W- und N—S-streichende Harnischstriemen sprechen von verschiedenen Bewegungsrichtungen, die bei der Formgebung bis zum heutigen Bild eine Rolle gespielt haben. Ob nun das Überlappen nach W besonders weit ausfiel, so daß der ausgedünnte Normalschenkel im NW allein flach auf der Kreide zu liegen kam, oder ob man noch eine zweite, spätere Ost — West-Bewegung annehmen muß, die den Berg nach Westen in die Kreide stieß und z. B. die Zerbrechung des Normalschenkels bewirkte, kann aus den vorhandenen Beobachtungen nicht angegeben werden. Einen „Stiel“ selbst sollte man, wenn überhaupt ein solcher noch vorhanden ist und es sich nicht um eine autochthone Klippe (LOTZE 1934, RICHTER 1954) handelt, etwa unter dem heutigen Ostgipfel vermuten.

Über die bei der Entstehung solcher überlappenden Sättel herrschenden Druck- und Plastizitätsverhältnisse sind wir bis heute leider noch allzusehr auf Vermutungen angewiesen. An einer gebundenen Tektonik der Hasenfluh ist aber auf Grund der angeführten Tatsachen kaum zu zweifeln.

Schriftenverzeichnis

- AMPFERER, O.: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. — Verh. k. k. geol. Reichsanst. S. 58—59, Wien 1910.
- Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. — Z. D. u. Ö. A. V., 44, S. 1—25, Wien 1913.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst., 64, S. 307—326, Wien 1914.
- Beiträge zur Geologie des oberen Lechtales. — Jb. geol. Bundesanst., 80, S. 407—451, Wien 1930.
- Beiträge zur Geologie des oberen Lechtales und des großen Walsertales. — Jb. geol. Bundesanst., 81, S. 25—48, Wien 1931.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1:25000. — Geol. Bundesanst., Wien 1932.
- Geologische Karte der Lechtaler Alpen im Maßstab 1:25000. Blatt „Klostertaler Alpen“ u. Blatt „Arlberggebiet“. — Geol. Bundesanst., Wien 1932.
- Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. Bundesanst., 84, S. 41—54, Wien 1934.
- AMPFERER, O., ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spulseeerwerkes. — Jb. geol. Bundesanst., 75, S. 365—422, Wien 1925.
- HUCKRIEDE, R.: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). — Ungedr. Diss., 208 S., Marburg/Lahn 1956.
- HUCKRIEDE, R., JAKOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). — Z. deutsch. geol. Ges., 109, S. 373—388, Hannover 1957.
- JACOBSHAGEN, V.: Geologie des Hornbachgebietes und der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf. — Ungedr. Diss., 158 S., Marburg/Lahn 1957.
- KOCKEL, C. W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. Bundesanst., S. 205—212, Wien 1956.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., B, 90, S. 31—95, Stuttgart 1949.
- LOTZE, F.: Über „autochthone Klippen“ mit Beispielen aus den Pyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. IV, S. 1—10, Berlin 1934.
- RICHTER, M.: Die Stuktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Mineral. usw., Abh., B, 63, S. 1—62, Stuttgart 1930.
- RICHTER, MAX u. SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 57—79, Hannover 1954.
- RICHTHOFEN, F. Frh. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 10, S. 72—137, Wien 1859 u. 12, S. 87—206, Wien 1861.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. — Z. Kristallogr. usw., B, 48, S. 27—206, Leipzig 1936.
- SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. — Z. deutsch. geol. Ges., 102, 1950, S. 188—202, Hannover 1951.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., 96, S. 1—64, Wien 1953.
- Über den Wert von flächenhaften Abwicklungsversuchen für die Erkenntnis tektonischer Vorgänge. — Mitt. geol. Ges. Wien (KLEBELSBERG-Festschrift), 48, S. 305—313, Wien 1956.
- Zur Frage des Deckenbaues der nördlichen Kalkalpen. — Verh. geol. Bundesanst., S. 201—212, Wien 1957.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg

Von

K. ERICH KOCH, Marburg¹⁾

Mit 2 Abbildungen und Tafel 17

Zusammenfassung: Die hydrothermal-metasomatische Vererzung in der mittleren Trias der Krabachmasse wird geschildert, mögliche Beziehungen zur Tektonik des Gebietes aufgezeigt.

Während der geologischen Neubearbeitung des Gebirges östlich von Zürs am Arlberg im Rahmen meiner Doktorarbeit ergab sich das äußerst interessante petrographisch-tektonische Problem der Entstehung der dort auftretenden Vererzung, auf das ich hier eingehen werde. — Dabei möchte ich nicht versäumen, meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor C. W. KOCKEL, für seine wertvollen Anregungen und Unterstützung zu danken. —

Östlich von Zürs liegt auf der Kreide der großen Lechtaler Mulde die schuhsohlenförmige Krabachmasse. Sie lagert zunächst mit zerwalztem Jura (Aptychenschichten, Radiolarit und Fleckenmergeln), Hauptdolomit und Kössener Schichten — AMPFERERS „Inntaldecke“ — den Kreideschiefern auf. Darüber folgt dann, beginnend mit Skyth, die im allgemeinen sehr vollständige Serie der unteren, mittleren und oberen Trias, bis zum Hauptdolomit hinauf — AMPFERERS „Krabachjochdecke“.

Bei der Deutung dieses letzteren Komplexes als Ferndecke stützte AMPFERER seine Theorie nicht alleine auf die tektonische Struktur. Er glaubte seine Ansicht damit untermauern zu können, daß der Muschelkalk der Krabachmasse eine vollständig andere Fazies als wenig weiter im Nordwesten und Süden aufweise, also durch Deckenschub in seine jetzige Umgebung gelangt sein müsse (AMPFERER 1914 u. 1932).

Als Faziesverschiedenheiten führte er folgende Beobachtungen an:

1. Die starke Hornsteinführung im Oberanis, die allerdings bereits innerhalb der Krabachmasse stark wechselt und nach Nordosten schnell zurücktritt.

2. Die Vererzung des Unteranis, die — wie schon W. PETRASCHECK (1932) erkannte — noch bis in die ladinischen Kalke hinaufreicht, und die dieser bereits für metasomatischen Ursprungs hielt.

Inzwischen wurde der Deckenbau der nördlichen Kalkalpen und somit auch der der Krabachmasse von vielen Seiten angezweifelt. Wie aber fügen sich die erwähnten Faziesverschiedenheiten — vor allem die von AMPFERER (1932) offensichtlich für sedimentär gehaltene Vererzung — in das neue Bild ein?

Die Erzführung in ihrer Gesamtheit zeigt sich als eine verbreitete Ankeritisierung im Südost-, Süd- und Westteil der Krabachmasse, die sich an vielen Stellen bis zur Bildung von grobspätigem Breunnerit verdichtet. (Abbau vom Mittelalter bis gegen das Ende des vorigen Jahrhunderts.) (Abb. 1.)

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

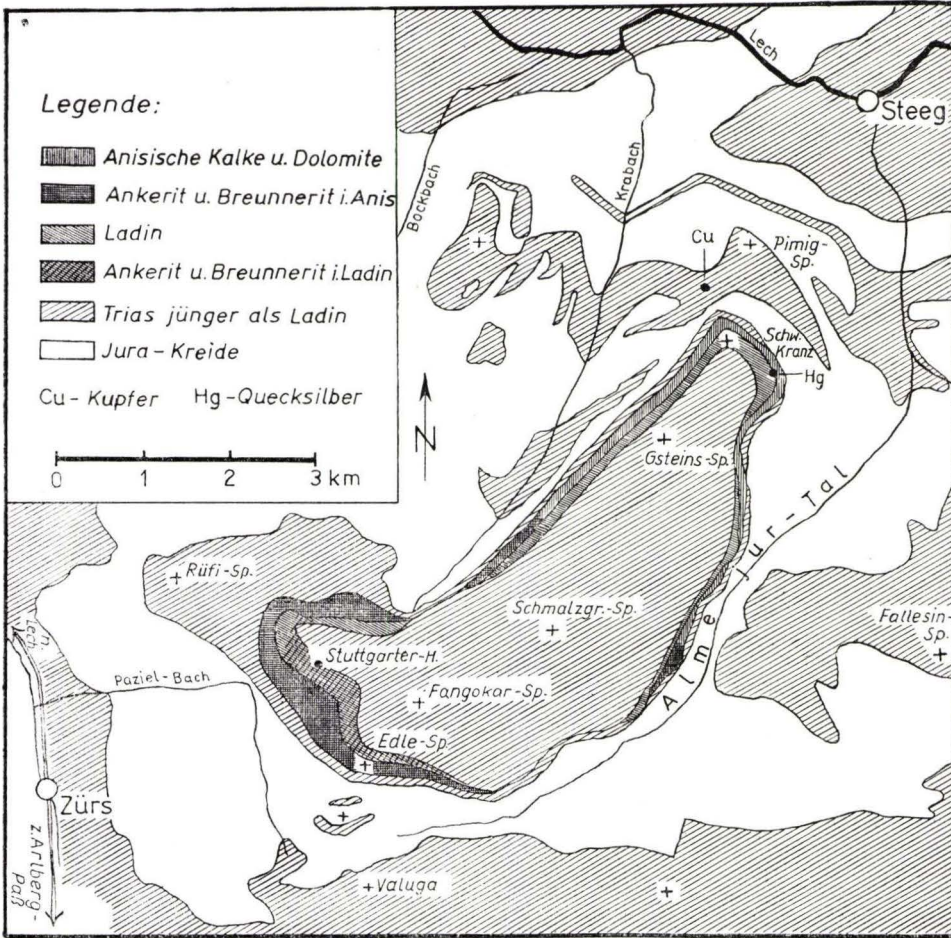


Abb. 1. Verbreitung der Vererzung im Bereich der Krabachmasse.
(Durch ein Versehen wurde Valluga mit 1 l geschrieben).

Von Dr. O. HACKL (AMPFERER 1932) ausgeführte Analysen des Ankerits und Breunnerits ergaben folgende Werte.

Ankerit:

	%	%
Unlöslicher Rückstand	8,03	(darin 0,16% FeS ₂) 0,94
Fe ₂ O ₃	12,07	5,21
Mn ₂ O ₄	0,30	Spur
CaO	26,16	29,68
CO ₂	20,51	23,26
MgO	13,37	19,01
CO ₂	14,75	20,96
H ₂ O	5,15	1,38
	100,34	100,44

Geringe Mengen organischer Substanz.

Breunnerit:

Unlöslicher Rückstand	6,02
Al ₂ O ₃	1,57
FeO	31,85
CO ₂	19,50
MnO	0,17
CO ₂	0,10
CaO	3,82
CO ₂	2,99
MgO	15,66
CO ₂	17,27
H ₂ O	0,64
	99,59

Geringe Mengen Fe als Oxyd und organische Substanz.

Auf den ersten Blick erscheint es, als sei die Eisenführung dem Anis und den ladinischen Kalken schichtweise eingelagert. Häufig finden sich — besonders in letzteren — Partien, die deutlich eine streng bankweise Ankeritisierung aufweisen, und auch der knollig auftretende Breunnerit folgt nicht selten in großen Zügen der Schichtung. Nun ist aber bekannt (FRIEDRICH 1951 und PETRASCHECK 1932), daß die Bildung von Erzen der Spateisenreihe bei Sauerstoffanwesenheit im Wasser — die hier unbedingt gefordert werden muß — unmöglich ist, da das Eisen in diesem Falle als Limonit fixiert würde. So bleibt alleine aus diesem Grunde eigentlich nur die Möglichkeit einer postsedimentären, metasomatischen Entstehung übrig. Hierbei wiederum treten die gleichen Schwierigkeiten auf, wie bei den Eisenerzvorkommen der Grauwackenzone weiter im Osten: Keinerlei Spalten oder Klüfte sind erkennbar, die als Zufuhrwege der Lösungen angesprochen werden könnten.

Erst bei näherem Zusehen finden sich sichere und eindeutige Beweise dafür, daß es sich bei der Mineralisation in diesem Gebiet um hydrothermal-metasomatische Bildungen handeln muß.

Quer zur Schichtung durchgreifende Ankeritisierung: Dies ist z. B. ausgezeichnet etwa 250 m nördlich der Stuttgarter Hütte an dem Weg, der in den „Oberen Langen Boden“ hinabführt, zu beobachten. Taf. 17 Fig. 1 zeigt die Schichtfläche eines ladinischen Kalkes. Im oberen Drittel ist durch die rauhere Anwitterung des Ankerits deutlich die Grenze gegen das unveränderte Gestein, die nach hinten dann quer zur Bankung durchsetzt, zu erkennen.

Vordringen der Lösungen und progressives Verdrängen der Grundmasse (Taf. 17 Fig. 2): 4—500 m westlich der Stuttgarter Hütte, wo der Weg nach Zürs unterhalb der Wand des Anis vorbeizieht, findet sich hierzu Material, an dem die stufenweise Verdrängung ausgezeichnet abgelesen werden kann: Von einer Partie (a), bei der der grobspätige Breunnerit die Grundmasse vollständig ersetzt hat, nehmen die Erzlösungen über Klüfte ihren Weg, wobei das Ausgangsgestein mehr und mehr verdrängt wird (b). Dadurch entsteht sehr häufig eine scheinbare Breccie (Taf. 17 Fig. 3), bei der die Komponenten aus Ausgangsgestein in eine Grundmasse von Breunnerit bzw. Ankerit eingelagert erscheinen. Von hier wiederum gehen feinste, nur im Dünnschliff erkennbare Haarrisse aus (Abb. 2), auf denen sich im sonst unveränderten Gestein Knötchen oder Kristallsprossungen bilden (Taf. 17 Fig. 2c).

In Abb. 2 ist außerdem deutlich zu erkennen, daß auf die Ausscheidung von Breunnerit, die eine Volumenverkleinerung gegenüber dem Ausgangsmaterial zur Folge hatte (Molekularvolumen von Kalk bzw. Dolomit > Breunnerit), eine weitere Phase mit Dolomitspat folgte, wobei der entstandene Hohlraum wieder ausgefüllt wurde. Dies ist eine durchaus verbreitete Tatsache, die allerdings im Handstück nicht sehr klar zum Ausdruck kommt. Gleiche Angaben finden sich bei PETRASCHECK (1932) und FRIEDRICH (1951). Da das Gestein, in dem der Breunnerit in Nestern und Putzen auftritt, meistens ankeritisch ist, folgte hier dessen Ausscheidung offenbar einer flächenhaften Ankeritisierung. Die Mineralsukzession im Bereich der Krabachmasse lief also folgendermaßen ab: 1. Kalk (Dolomit), 2. Ankerit (Breunnerit), 3. Dolomitspat.

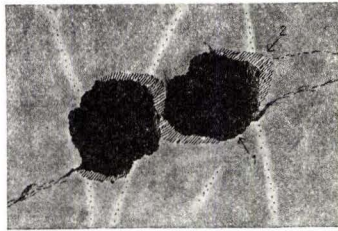


Abb. 2. (Erläuterung im Text)

Es drängt sich nun die Frage nach dem Alter dieser Vererzung auf. Genaue Daten lassen sich dazu nicht liefern, da ja leider das Alter der Tektonik hier wie auch bei den übrigen Lagerstätten nur grob bekannt ist. In Übereinstimmung mit W. PETRASCHECK und anderen kann jedoch gesagt werden, daß die Hauptphase der Gebirgsbildung bereits beendet war, als die Erzlösungen aufgedrungen sind. So finden sich an zwei Stellen selektiv metasomatisch veränderte Breccien an Schubflächen, bei denen die Grundmasse durch Breunnerit ersetzt ist, während die vorwiegend aus Unteranis bestehenden Komponenten niemals vererzt sind.

Die Breccie an der Edle-Spitz: In der schmalen, durch die skythisch-anisischen Rauhdecken bedingten Senke zwischen Edlespitz (HP 2634) und dem südwestlich von ihr liegenden Berg (HP 2631) befindet sich ein alter, heute verstürzter Stollen. Dieser Grubenbau folgte der hier zwischen Skyth und Unteranis ausgebildeten Störung, da gerade deren vererzte Partien durch Tagwässer stark verwittert sind und den für damalige Zeiten so begehrten, leicht zu verhüttenden Limonit führen. Die Komponenten der Breccie sind fast ausschließlich aus unvererztem tiefem Unteranis zusammengesetzt, während die Grundmasse aus tiefgründig verwittertem Breunnerit besteht (Taf. 17 Fig. 4).

Das tektonische Trümmergestein des „Unteren Griestöblers“ (H 1670) gegenüber der Bodenalm im Almejurtal: Dieses Vorkommen unterscheidet sich von dem vorhergehenden ganz erheblich. Erstens sind die hier enthaltenen Trümmer von anisischem Gestein stark verkieselt, zum anderen folgte auf die Breunneritvererzung eine zweite Zufuhr, diesmal von FeS_2 , das in feinkörnigen Mas-

sen ausgeschieden wurde. Sonst findet sich dieses Mineral nur in geringsten Spuren als winzige, idiomorphe Kriställchen in dem Erz. Auch diese Breccie liegt an der Basis des hier stark ausgedünnten Anis, im Hangenden der skythisch-anisischen Rauhwaacke.

Da diese Breccien ihre Entstehung mit Sicherheit erst der alpinotypen Gebirgsbildung verdanken, kann eine Vererzung erst danach stattgefunden haben. — Dieses Vorkommen fiel somit in die Gruppe der Lagerstätten der alpinen Metallogenese (W. PETRASCHECK 1932, 1945) der ostalpinen Metallprovinz (O. M. FRIEDRICH 1937) mit ihrer Vergesellschaftung von Kupfer und Blei-Zink, das in früheren Jahrhunderten hier auch abgebaut wurde, heute aber nicht einmal mehr in Spuren bei den alten Stollen zu finden ist. Das in dem Übersichtskärtchen eingezeichnete, neu entdeckte kleine Vorkommen unreinen Malachits und Azurits in Hauptdolomit dürfte der einzige noch existierende Hinweis darauf sein.

Woher jedoch kam die Mineralisation und welche Wege benutzte sie? Sind doch hier — wie schon erwähnt — nirgends Klüfte oder Spalten sichtbar, die als Zubringerwege gedeutet werden könnten. W. PETRASCHECK (1932) spricht von tiefgreifenden Störungen, auf denen die Lösungen aufgedrungen sein müßten, da die Erze der Trias meistens in deren Nachbarschaft auftreten. Als Beispiele führt er den Bleiberger Hauptbruch, die Judicarienlinie und ihre östliche Fortsetzung, die Raibl benachbarte Savelinie und den Nordrand der „Lechtaldecke“¹⁾ bei Nassereith an. Betrachtet man aber die Krabachmasse als Ferndecke, wie dies während der letzten Jahrzehnte üblich war, so fehlt hier eine wirklich tief in den Untergrund hineingreifende Störung, da die Schubbahnen der Ferndecken ja mehr oder weniger flach über die tieferen Stockwerke hinweggreifen.

Heute neigt man nun mehr und mehr dazu, auch im Alpenbau „gebundene Tektonik“ zu sehen. Hierbei muß — ob man nun in einem Gebiet Schubretter oder Pilzsättel vorliegen hat — mit erheblich tief in den Untergrund eingreifenden Störungen gerechnet werden. Und derartige Bewegungsbahnen — besonders die von Pilzsätteln oder Strukturen nach Art der „autochthonen Klippen“ im Sinne von LOTZE (1934) — bieten sich als Aufstiegswege für die Erzlösungen geradezu an! Abgesehen von Analogieschlüssen fehlen bei der Krabachmasse noch sichere Hinweise auf eine „gebundene Struktur“, doch ist gerade die Vererzung ihrer älteren Trias ein Indiz gegen den Deckenbau.

Schriftenverzeichnis

- AMPFERER, O.: Geol. Spezialkarte 1:75 000, Bl. Stuben, Wien 1937.
 — Geol. Karte der Lechtaler Alpen 1:25 000, Arlberggebiet, Wien 1932.
 — Erläut. zu den geol. Karten der Lechtaler Alpen 1:25 000. — Geol. B. — A., Wien 1932.
 — Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst., 64, S. 307—326, Wien 1914.
 — Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst., 84, S. 41—55, Wien 1935.
 BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntaldecke. — Sber. bayr. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., S. 239—254, München 1944.

¹⁾ Es müßte natürlich „Inntaldecke“ heißen.

- CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B.A., Wien 1945, S. 29—37, Wien 1947.
- FRIEDRICH, O. M.: Erzlagerstättenkarte der Ostalpen 1:500000. — Mineralogentagung Leoben-Pörschach 1953; Beil. der Radex-Rdsch., H. 7/8, 1953, Radentheim/Kärnten 1953.
- Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Eine Einführung zur Karte 1:500000 der Erz- u. einiger Minerallagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 7/8, 1953, S. 371—407, Radentheim/Kärnten 1953.
- Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- u. Talklagerstätten. — Radex-Rdsch., H. 7, 1951, S. 281—298, Radentheim/Kärnten 1951.
- Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Ztg. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, 85, S. 241—253, 1937.
- HAMANN, P. J. & KOCKEL, C. W.: Luitpoldzone, Bärgründe und das Ende der Lechtaldecke. — Geol. Rdsch., 45, S. 204—213, 1956.
- HUCKRIEDE, R.: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). — Ungedr. Diss. Marburg/Lahn 1956, S. 1—209.
- HUCKRIEDE, R. & JAKOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). — Z. deutsch geol. Ges., Jg. 1957, 109, S. 373—388, Hannover 1958.
- KOCKEL, C. W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B.-A. 1956, S. 205—212, Wien 1957.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jahrb. Mineral. usw., Abh., B, 90, S. 31—95, Stuttgart 1949.
- LOTZE, FR.: Über „autochthone Klippen“ mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-nat. Kl., Fachgr. 4, N.F., 1, Nr. 1, S. 1—10, 1934.
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Abt., 141, H. 1/2, S. 195—242, 1932.
- Die alpine Metallogenese. — Jahrb. Geol. B.-A., Wien 90, S. 129—149, 1945.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Beitr. z. Gesch. d. österr. Eisenwesens, Abt. 1, H. 1, 1931, Wien 1931.
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. dtsch. geol. Ges., 105, 1953, S. 57—79, Hannover 1955.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu

Von

VOLKER JACOBSSHAGEN, Marburg/Lahn¹⁾

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Es wird eine auf petrographische Unterschiede beruhende, kartierfähige Seriengliederung der hier sehr mächtigen Fleckenmergel dargelegt, die größtenteils durch Fossilfunde gesichert ist. Die Mächtigkeitsverteilung der flächenhaft besonders verbreiteten älteren Gruppe sowie Merkmale der vorkommenden Gesteine und der Fauna lassen auf Gestalt und Charakter des Ablagerungsraums der Schichtfolge schließen.

Im Jahre 1856 hat C. W. v. GÜMBEL in den Allgäuer Alpen die Fleckenmergelserie im heutigen Sinne vom „Flysch“ abgetrennt und für sie den Namen „Allgäuschiefer“ gewählt, der dann durch v. RICHTHOFEN 1859 sinnvoll in „Allgäu-Schichten“ abgeändert wurde. Leider hat sich an Stelle dieser Bezeichnung in der Folgezeit für den ganzen Komplex der nur für kleine Teile passende Ausdruck „Fleckenmergel“ allmählich durchgesetzt, den SCHAFFHÜTL 1851 nur für die Amaltheenführenden Partien darin eingeführt hatte; denn Flecken finden sich zumindest in den Allgäuer und Lechtaler Alpen nicht überall in der Schichtenfolge, und Mergel treten hinter Kalk- und Kieselgesteinen weit zurück. Nur wenn man hervorheben will, daß die Allgäuer Fleckenmergel nicht in die in den nördlichen Kalkalpen gewöhnlich unterschiedenen Kalk-, Kiesel- und Mergel-Fazies des Jura eingeordnet werden können, weil die für diese Ausbildungen jeweils bezeichnenden Gesteine in ihrem Profil ständig miteinander wechsellagern, spricht man auch heute noch von „Allgäu-Schichten“.

Obwohl bereits GÜMBEL in der erwähnten Arbeit eine Fülle unterschiedlicher Gesteine aufzählt, die in den „Allgäuschiefern“ vorkämen, hatte sich im Lauf der Zeit die Vorstellung eingebürgert, die Fleckenmergel seien sehr gleichförmig und trotz ihrer stellenweise großen Mächtigkeit lithologisch nicht zu gliedern, um so mehr, als ihre hohe tektonische Mobilität mit einer Vielzahl von Falten aller Größen und gelegentlich starker Zerschering die stratigraphische Übersicht erschwerte. Sie erschienen denn auf den geologischen Karten besonders der Allgäuer Alpen in großen, monotonen Flächen. Lediglich O. AMPFERER hat darin des öfteren die durch REISER 1920 in den Lias epsilon gestellten Manganschiefer auskartiert. In den Thannheimer Bergen schied er überdies die von ROTHPLETZ 1886 entdeckten Spatkalk-führenden Dachschichten der Fleckenmergel aus, und HEISSEL 1937 folgte ihm darin.

Als durch die Arbeiten von BEURLEN 1944 und KRAUS 1949 eine Revision des Deckenbaus im Westteil der nördlichen Kalkalpen angeregt wurde, galt es, die strati-

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

graphische Grundlage zur Klärung der Tektonik wesentlich zu verfeinern. Im südöstlichen Allgäu mußten detailliertere tektonische Untersuchungen vor allem eine kartierfähige Gliederung der Fleckenmergel voraussetzen. Diese zu unternehmen,

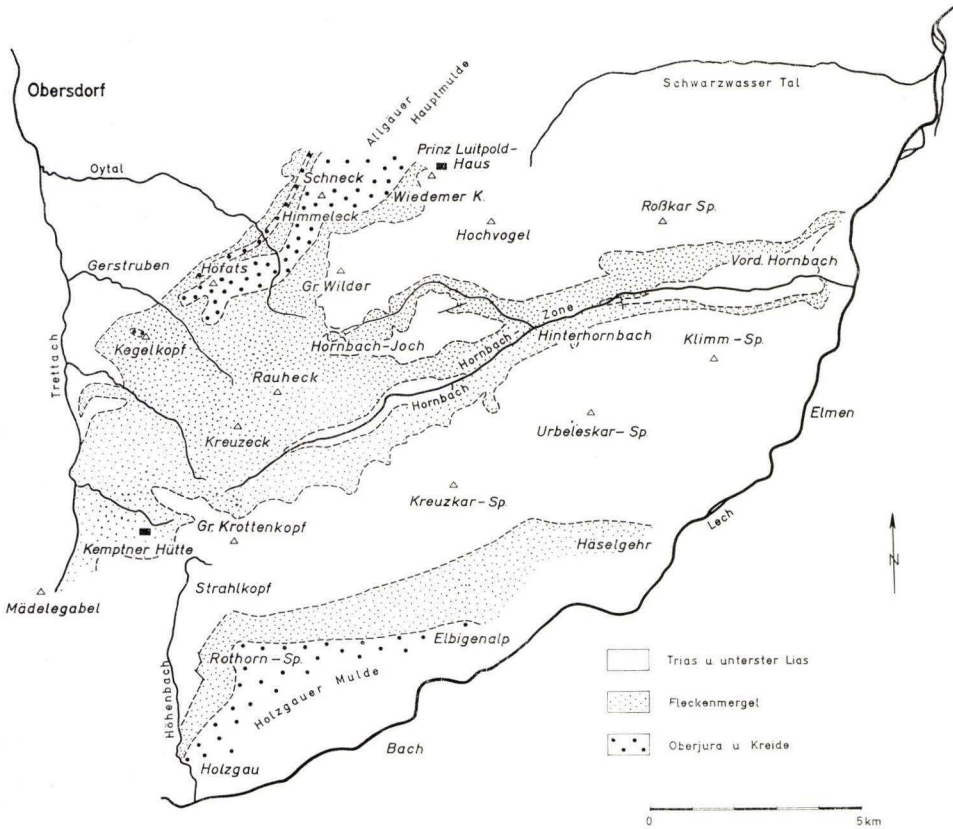


Abb. 1. Verbreitung des Jura in den südöstlichen Allgäuer Alpen.

stellte mir mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. C. W. KOCKEL, zur Aufgabe, dem ich für sein reges Interesse und seine Beratung herzlich danken möchte.

Für die liebenswürdige Bestimmung eines Teils der Ammonitenfauna bin ich Herrn Dr. K. HOFFMANN (Hannover) sehr zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. O. H. WALLISER (Marburg) und meinem Kollegen Dr. P. J. HAMANN danke ich für mancherlei Ratschläge und Hinweise.

Die stratigraphischen Untersuchungen waren mit einer Kartierung im Maßstab 1:12500 verknüpft (V. JACOBSHAGEN 1957). Sie erstreckten sich auf den Südteil der Allgäuer Hauptmulde zwischen Trettach und Wiedemer Kopf (beim Prinz Luitpold-Haus) und das Hornbachtal sowie auf den Westteil der Holzgauer Mulde. Zur allgemeinen Orientierung diene die Skizze Abb. 1. Im übrigen muß auf die Geologische Spezialkarte von Österreich 1:75000 Bl. Lechtal (AMPFERER 1914) und auf die Geo-

logische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen 1:25 000, westliche Hälfte (HANIÉL-RIECHTER 1929) verwiesen werden.

Besonders günstige Verhältnisse boten sich in der Allgäuer Hauptmulde, wo der Jura sehr mächtig und lithologisch reich differenziert ist und in gut aufgeschlossenen

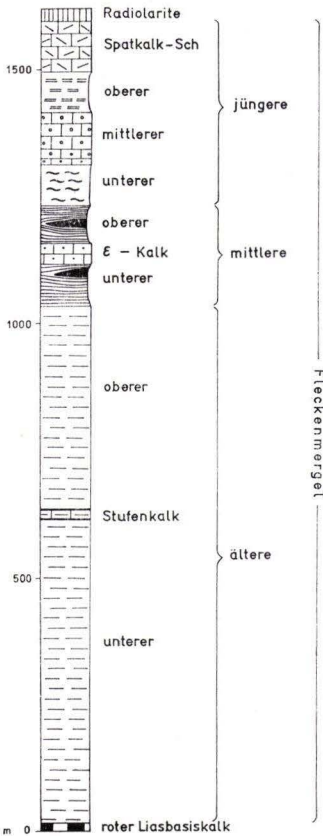


Abb. 2. Entwicklung der Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu (maximale Mächtigkeit).

und umfangreichen Profilen beobachtet werden kann. Es stellte sich bald heraus, daß außer den bekannten Manganschiefern und den schon erwähnten Spatkalk-Schichten der obersten Fleckenmergel zwar keine Leitgesteine vorhanden sind, daß aber die vorkommenden petrographischen Varietäten innerhalb der Schichtfolge in jeweils charakteristischer Vergesellschaftung miteinander verknüpft sind und somit eine Seriengliederung erlauben. Diese wurde, ausgehend vom stratigraphisch Hangenden und Liegenden, den Radiolariten bzw. dem roten Liasbasis-Kalk, vorgenommen und führte im großen zu einer Dreiteilung des Fleckenmergel-Profiles, die — wie sich später herausstellte — auch für weite Teile der Lechtaler Alpen zutrifft: Unten die kalkreichen älteren Fleckenmergel, in den mittleren Fleckenmergeln darüber vorwiegend Mergelschiefer und oben wieder eine kompaktere Schichtgruppe, die jüngeren Fleckenmergel. Diese Einteilung konnte zum großen Teil durch Fossilfunde gesichert werden (ältere und mittlere Fleckenmergel). Die Abfolge der jüngeren Fleckenmergel, aus denen bisher keine charakteristischen Versteinerungen vorliegen, ist in der einfach gebauten südlichen Höfats-Mulde (vgl. V. JACOBSHAGEN 1957) unter den Radiolariten unschwer festzustellen. Innerhalb der drei genannten Abteilungen konnten darüber hinaus mehrere Schichtgruppen unterschieden werden. Doch ist es nicht immer möglich, diese in kleinen, isolierten Aufschlüssen sicher anzusprechen; sondern man ist meist darauf angewiesen, ein Vorkommen im Rahmen

petrographisch charakterisierbarer Serien im Liegenden und Hangenden zu beurteilen.

Zur Veranschaulichung des Folgenden möge das Profil Abb. 2 dienen.

Ältere Fleckenmergel

Ziemlich unvermittelt gehen die Fleckenmergel aus dem im Liegenden überall vorhandenen roten Liasbasiskalk hervor, gewöhnlich in einer Wechselzone von wenigen Bänken; oder man findet gar nur eine graue Lage mit bunten Schlieren zwischen beiden Horizonten.

Die älteren Fleckenmergel werden beherrscht von dm-bankigen Kalken mit schwankendem Tongehalt, die häufig die namengebenden Fucoiden-Querschnitte in verschiedener Gestalt und Größe zeigen.

Die Natur der Fucoiden ist besonders in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts lebhaft umstritten worden. Zunächst hielt man sie für Reste fossiler Algen. ROTHPLETZ (1896) führte sie dann auf Hornschwämme zurück, und demgegenüber blieb die Ansicht von FUCHS (seit 1881) längere Zeit im Hintergrund, nach der es sich bei den Fucoiden um Ausfüllungen von Wurmgängen handelt. Erst durch die Autorität R. RICHTERS (1927) wurde sie durchgesetzt und von ALBRECHT 1953, S. 93, durch eingehende chemische Untersuchungen für die Fleckenmergel bestätigt. Die Bemerkung von GANSS (1950), S. 208, die Flecken der Fleckenmergel gingen auf „aus Hornsubstanz gebaute Ringsegmente von Wurmröhren“ zurück, scheint zu besagen, daß in günstigen Fällen chitinöse Wurmsegmente erhalten blieben, die mit Fucoiden in Beziehung gesetzt werden können.

Im einzelnen beobachtet man in den älteren Fleckenmergeln cm- bis dm-bankige subklastische Kalke von dunkelgrauer bis bräunlichgrauer Farbe, mit oder ohne Flecken; dichte, schwach kieselige Kalke, grau mit einem Stich ins Bräunliche, fein gefleckt; braune bis schwarzbraune Kieselkalke und Hornsteine in Linsen und Bänken (diese Gesteine werden bei der Verwitterung durch Herauslösen des Kalkgehaltes porös und erscheinen dann, wie oft beschrieben, „bimsähnlich“); dunkelgraue, etwas geschieferte Kalkmergel in dicken Bänken. Selten sind eselsgraue, feinspätige Kalke, die auch innerhalb dicker Bänke im 1-cm-Rhythmus mit Kieselkalken wechseln können. Auch schwach bituminöse Kalke kommen vor (z. B. nahe Spielmannsau). Zwischen die Kalkbänke sind häufig dunkelgraue, geschieferte Mergel eingeschaltet, die vielfach Flecken aufweisen. Insgesamt spielen diese eigentlichen „Fleckenmergel“ in der älteren Abteilung keine Rolle.

Im Hornbachtal bemerkt man in den älteren Fleckenmergeln gelegentlich nach Rötlichgrau spielende Farben. HUCKRIEDE 1956, S. 62/63, kennt in den Lechtaler Alpen bei Kaisers sogar ziegelrote Partien.

Sandsteinbänke wurden in den Fleckenmergeln des betrachteten Gebietes nirgends beobachtet. Ihre Erwähnung bei FRANK 1934 „zwischen Spielmannsau und Kemptner Hütte (z. B. kurz nach „am hinteren Ort“) . . .“ hielt einer sorgfältigen Überprüfung im Gelände ebensowenig stand wie die Angabe AMPFERERS (1924, S. 30) im Profil zwischen Strahlkopf und Rothornspitze in der Holzgauer Mulde.

Zu den älteren Fleckenmergeln gehören auch die sehr stark geflaserten, wandbildenden Kalke im Liegenden der Überschiebung der Hornbachkette im unteren Hornbachtal, in denen KOCKEL 1953, S. 352, irrtümlich eine „obere Abteilung“ der Fleckenmergel vermutet hatte.

Im unteren Hornbachtal und nördlich Holzgau lassen sich die älteren Fleckenmergel trotz ihrer großen Mächtigkeit nicht untergliedern. Aber in der Allgäuer Hauptmulde südlich der Linie Einödsbach-Himmeleck-Prinz Luitpold-Haus und im oberen und mittleren Hornbachtal führen sie eine sehr charakteristische Zone, den

Stufenkalk

Er besteht aus etwas kieseligen, grauen Kalken mit schwach bräunlichem Anflug, ohne Flecken, die manchmal völlig bankungslos sind, meist aber noch eine undeutliche, dicke Bankung zeigen. Sie neigen zur Verkarstung. Bisweilen heben sie sich durch gelbgraue Anwitterungsfarbe von den Fleckenmergeln ihrer Umgebung ab. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen gegen 20 m und nimmt nach NE allmählich ab (nordwestlich des Vorderen Wilden z. B. nur noch 5 m). Im unteren Hornbachtal

löst sich der Stufenkalk in dünnere Bänke auf und ist dann vom Hangenden und Liegenden nicht mehr sicher abzutrennen.

Im Gelände bildet der Stufenkalk gewöhnlich kleine, senkrechte Abbrüche, die besonders in den schrägigen Steilhängen des Rauhecks und Kreuzecks von Weitem sichtbar sind (GÜMBEL 1894, S. 99, scheinen diese schon aufgefallen zu sein). Ein gutes Beispiel für sein morphologisches Erscheinen bieten auch die „Offiziere“ genannten Felstürme im Nordgrat des Großen Wilden.

Wegen seiner Auffälligkeit im Gelände ist der Stufenkalk ein guter Indikator für die regionale Tektonik, zumal er infolge seiner relativen Stiefheit nur den großen Faltenbau mitmacht, während er auf die enger begrenzten Tangential-Beanspruchungen, die in den übrigen älteren Fleckenmergeln lebhaftere Spezialfaltung erzeugten, mit Bruch reagiert hat.

In seinem Verbreitungsgebiet wird der Stufenkalk zur Zweiteilung der älteren Fleckenmergel benutzt. Zwar unterscheiden sich die liegenden, unteren älteren Fleckenmergel kaum von den oberen älteren Fleckenmergeln in seinem Hangenden; einige Besonderheiten seien jedoch hervorgehoben:

Untere ältere Fleckenmergel

Etwas bei zwei Dritteln ihrer Mächtigkeit pflegen graue, etwas kieselige Kalke mit sehr dicken Bänken (bis über 1 m stark) aufzutreten. Bei ungenügenden Aufschlüssen können sie leicht mit dem Stufenkalk verwechselt werden, besonders in der Umgebung des Karlestals bei Hinterhornbach. Im allgemeinen folgen darüber mergelreichere Schichten, die bisweilen durch ihren schwarzbraunen, schiefrigen Gehängeschutt Manganschiefer vortäuschen. Jedoch sind sie nie kalkfrei wie der größte Teil der echten Manganschiefer. Bei guten Aufschlüssen erkennt man, daß es sich nur um Schieferlagen zwischen Kalkbänken handelt und daß die letzteren mengenmäßig vorherrschen. HAMANN 1956 hat diese mergelreiche Partie der unteren älteren Fleckenmergel als Flmä₃ ausgegliedert.

Dicht unter dem Stufenkalk finden sich oft konglomeratische Bänke, deren Gerölle — bis 5 cm im Durchmesser — ausschließlich aus Kalken der Fleckenmergel bestehen und meist vereinzelt in der kalkigen Matrix liegen.

Obere ältere Fleckenmergel

In ihnen sind dichte Kalke ohne Flecken häufig, die im frischen Bruch graue, ins Bräunliche gehende Farbe zeigen und hellgelbgrau, zuweilen mit schwach grünlichen Anflug, anwittern. Karrenbildung ist in ihnen verbreitet. Am Grünen Kopf beim Hornbach-Joch fand sich in solchem Gestein ein Holzrest. Auch dickere Pakete von Hornsteinkalken kommen in dieser Abteilung vor und bilden manchmal kleine Geländestufen.

Im höheren Teil der oberen älteren Fleckenmergel fällt unmittelbar vor der Überschiebung des Allgäuer Hauptkamms bzw. der Hornbachkette (Kratzer, Fürschießer, March) ein konglomeratischer Horizont auf, dessen Gerölle 6 cm Durchmesser haben können und aus Hauptdolomit, grauen Triaskalken (Oberror- oder Oberrhät-Kalk), rotem Liasbasiskalk und Kalken der Fleckenmergel bestehen. Dieses Konglomerat erwähnte M. RICHTER 1923a, S. 166, stellte es aber irrtümlich in den unteren

Dogger (seine Lage im Hangenden der Manganschiefer ist am Fürschiefer ebenso wie am Kratzer tektonisch bedingt, vgl. V. JACOBSHAGEN 1957, S. 79/80).

Die Obergrenze der älteren Fleckenmergel ist im Nordwestteil des Arbeitsgebietes sehr scharf. Dickbankige Kalke ohne Mergelzwischenlagen bilden dort ihren Abschluß. Die vorwiegend mergeligen mittleren Fleckenmergel darüber setzen fast ohne Übergang ein. Im allgemeinen leitet jedoch eine (am Allgäuer Hauptkamm sogar recht mächtige) Wechselzone von dm-bankigen Kalken und dunklen Mergelschiefern oder Manganschiefern allmählich zu den mittleren Fleckenmergeln über.

Angaben über Mächtigkeiten in den Fleckenmergeln zu machen, ist bei ihrer hohen tektonischen Mobilität ein heikles Unterfangen. Dazu kommt, daß diese schon auf kurze Entfernungen offensichtlich primär sehr schwanken. Es können daher oft nur Annäherungswerte genannt werden, die lediglich geeignet sind, die Größenordnung anzugeben. Bei den älteren Fleckenmergeln liegen sie zwischen 45 m am Höfats-Nordwestgrat und rund 1000 m am Rauheck-Kreuzeck-Kamm, wovon dort etwa 600 m auf die unteren älteren Fleckenmergel entfallen. Nähere Angaben über die Mächtigkeitsverteilung der älteren Fleckenmergel finden sich weiter unten.

Die Fauna der Allgäuer Fleckenmergel scheint zur Zeit ihrer Ablagerung keineswegs so spärlich gewesen zu sein, wie man nach der Seltenheit von bestimmbareren Fossilien meinen könnte. Es ist vielmehr anzunehmen, daß die ursprünglich vorhandenen Organismenreste je nach dem Grade ihrer mechanischen Stabilität durch diagenetische oder syntektonische Einflüsse \pm beschädigt oder gar völlig vernichtet wurden. Während man nämlich Bruchstücke der robusten Belemniten häufig findet, jedenfalls in den älteren und mittleren Fleckenmergeln, sind Ammoniten viel seltener, und ihr Erhaltungszustand läßt oft sehr zu wünschen übrig, auch abgesehen von tektonischer Verzerrung. Schlimmer ist es noch mit kleineren organischen Resten: Alle Dünnschliffe von Kieselkalken, Fleckenkalken und -mergeln zeigen zwar — meist in großer Fülle — Radiolarien, Nadeln von Kieselschwämmen und selten auch schemenhaft Foraminiferen und kleine Bivalven; aber ihr Erhaltungszustand läßt eine Bestimmung in keinem Falle zu. Bei ursprünglich kieseligen Formen ist das SiO_2 stets durch Calcit ersetzt. Durch diesen Stoffumsatz ging die innere Struktur verloren und auch die äußeren Umrisse wurden verwischt. Der SiO_2 -Gehalt, den ein großer Teil der Fleckenmergel heute in feiner Verteilung besitzt, ist von diesen Kieselorganismen mühelos herzuleiten. SCHULZE 1905, S. 12—13, machte die gleichen Beobachtungen in den Manganschiefern und führte die in diesen vorkommenden idiomorphen Quarze auf die beim Stoffaustausch frei gewordene Kieselsäure zurück.

Infolge der mangelhaften Erhaltung der Mikrofauna ist die Datierung auf die wenigen Makrofossilien angewiesen, fast ausschließlich Ammoniten. Wegen ihrer Seltenheit soll im Folgenden horizontiert aufgesammelten Exemplaren die Fundortangabe zugefügt werden, die der Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen 1 : 25000 des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins entnommen sind.

Die älteren Fleckenmergel lieferten im untersuchten Gebiet bisher folgende Fauna (die mit x gekennzeichneten Formen bestimmte SCHRÖDER 1926/27 aus den Aufsammlungen von SCHULZE; mit xx wurden die Bestimmungen von Herrn Dr. K. HOFFMANN (Hannover) hervorgehoben:

a) Ältere Fleckenmergel ungegliedert (Stufenkalk nicht ausgebildet)

- | | |
|---|--|
| × <i>Uptonia jamesoni</i> (SOWERBY) | Giebelalp bei HP 1686 |
| × <i>Fuciniceras meneghinianum</i> HAAS | Vordergündle |
| × <i>Arieticerias reynesi</i> FUCINI | Giebelalp bei HP 1686 |
| <i>Arieticerias geyeri</i> DEL CAMPANA | Südseite des Hornbachtals gegenüber Krummenstein am neuen Holzabfuhrweg bei etwa 1200 m über NN. |
| × × <i>Arieticerias cf. fucinii</i> DEL CAMPANA | Bach östlich der Hintertraufberg (= Schrättele-)Alp |

b) Untere ältere Fleckenmergel

- | | |
|--|---|
| × × <i>Echioceras?</i> | Fuß der Faulewand südlich Drähütten |
| <i>Prodactylioceras davoei</i> (SOWERBY) | Petersberg-Alpe, am Aufstieg zum „Zarrer“ |
| <i>Amaltheus margaritatus</i> (MONTFORT) | Südlich der Petersberg-Alpe |
| <i>Amaltheus sp.</i> | Aufstieg von der Petersberg-Alpe zur March, in der Rinne bei HP 1467 |
| × <i>Inoceramus ventricosus</i> SOWERBY | Südlich Witzensprung im Sperrbachtal, in den „Grenzschichten über dem roten Liaskalk“ |

c) Obere ältere Fleckenmergel

- | | |
|---|--|
| × <i>Amaltheus margaritatus</i> (MONTFORT) | Obere Schneeflucht bei der Kemptner Hütte |
| × <i>Pleuroceras spinatum</i> (BRUGUIERE) | Schießerwand (Trettachtal) |
| <i>Arieticerias algovianum</i> (OPPEL) | March, am Hang südlich HP 2201 |
| × × <i>Arieticerias sp. aff. lottii</i> GEMMELARO | March, am Hang südlich HP 2201 |
| <i>Arieticerias bertrandi</i> (KILIAN) | Rauheck-Nordwestgrat, 20 m unterm Gipfel |
| <i>Acanthopleuroceras</i> oder <i>Pleuroceras</i> ¹⁾ | Rauheck-Nordwestgrat, bei 2250 m über NN. |
| × × <i>Harpoceras</i> s. l. | Lahnerle südlich Petersberg-Alpe, bei 1400 m |

Außerdem fanden sich in Rollstücken, die nach ihrer Lage aus beiden Abteilungen der älteren Fleckenmergel stammen könnten:

- × *Amaltheus margaritatus* (MONTFORT)
- Amaltheus sp.*
- Arieticerias reynesi* FUCINI
- Arieticerias algovianum* (OPPEL)
- Arieticerias sp.*
- Fuciniceras sp.*
- Lima (Plagiostoma) sp.*

Die älteren Fleckenmergel enthalten somit Fossilien des Sinemurien und Pliensbachien²⁾. Da der rote Liasbasiskalk in ihrem Liegenden am Witzensprung im Sperr-

¹⁾ Nach dem Vergleich mit der übrigen Fauna der oberen älteren Fleckenmergel und dem Vorkommen von Amaltheen schon in den unteren älteren Fleckenmergeln kommt *Acanthopleuroceras* als Form des unteren Pliensbachien nicht in Frage.

²⁾ Hier und im Folgenden ist die Jura-Gliederung von ARKELL (1956) zugrundegelegt.

bachtal mit *Nannobelus ex aff. alveolatus* (WERNER) — die Bestimmung verdanke ich Herrn H. SCHUMANN (Tübingen) — eine Leitform des unteren Lias beta enthält (V. JACOBSSHAGEN 1957, S. 19), begann ihre Sedimentation also im oberen Sinemurien. Die Stufenkalk-Zone, damit die Grenze zwischen unteren und oberen älteren Fleckenmergeln, liegt im oberen Pliensbachien. Wenngleich es mir nirgends gelang, die gamma/delta-Grenze der süddeutschen Lias-Einteilung im Profil der unteren älteren Fleckenmergel festzulegen, steht zu erwarten, daß ein beträchtlicher Teil derselben zum oberen Mittellias gehört. SCHULZE konnte in einem Profil bei HP 1686 der Giebel-Alpe am Kegelpfopf durch Ammonitenfunde beweisen, daß die Masse der hier nicht gliederbaren älteren Fleckenmergel dieser Stufe angehört (1905, S. 10). Allerdings darf man die von ihm angeführten Profile 2 und 3 ohne roten Liasbasiskalk nicht im gleichen Sinne auswerten, da die roten Kalke vielerorts tektonisch unterdrückt wurden, u. a. auch am Gündle (Profil 2 SCHULZES). Jedenfalls entfällt auf das obere Pliensbachien ein sehr großer Teil der Fleckenmergel-Gesamtmächtigkeit, was schon SCHULZE vermutete (1905, S. 16).

Mittlere Fleckenmergel

Im Gegensatz zu den älteren Fleckenmergeln bestehen diese Schichten vorwiegend aus weichen Schiefen und bilden daher morphologische Einsenkungen oder Hangverflachungen. Die vorherrschenden Gesteine sind dunkelgraue Kalkmergel und Mergelschiefer, die oft Fucoiden führen; also eigentlich das, was man sich schlechthin unter „Fleckenmergeln“ vorstellt. Dünne Kalkbänke sind ihnen immer wieder eingeschaltet. An einer Stelle fand sich darin ein kohliges Pflanzenrest.

Sodann sind die oft erwähnten Manganschiefer zu nennen. Das sind vorwiegend kalkfreie, meist bituminöse Schiefer, die durch die Verwitterung eine kaffeebraune bis schwarze Färbung erhalten. Im frischen Bruch sind sie schwarz oder dunkelgrau mit einem Stich ins Olivgrüne und zeigen ab und zu eine auffallende Bänderung, vor allem in cm-bankigen kalkigen Einschaltungen. Auf den Schichtflächen kann man häufig feine Glimmereinstreuung wahrnehmen (fast alle Gesteine der Fleckenmergel enthalten etwas Glimmer; jedoch fällt er im Handstück sonst nicht auf, sondern tritt erst im Rückstand von mit Säure aufgelösten Proben in Erscheinung). Ebenso findet man bisweilen — wie oft beschrieben — kleine idiomorphe Quarzkristalle in ihnen. Der hohe Gehalt an Manganoxiden, dem die Manganschiefer ihre dunkle Farbe verdanken, tut sich oft in stahlblauen, metallisch glänzenden Kluftüberzügen kund.

Den Manganschiefern sind häufig schwärzliche Kalke und Spatkalke — manchmal mit hohem Bitumengehalt — eingelagert. Letztere bestehen nach Ausweis von Dünnschliffen aus \pm abgerollten Echinodermen-Bruchstücken in kieselig-kalkiger Grundmasse. Auch Quarzsandkörner sind gelegentlich eingestreut.

Daß es sich bei den Manganschiefern nicht um einen durchlaufenden Horizont handelt, hat bereits SCHULZE bemerkt (1905, S. 12). In der Tat können sie als größere linsenförmige Einlagerungen in allen Horizonten der mittleren Fleckenmergel vorkommen (z. B. am Äpele-Sattel).

Auch die mittleren Fleckenmergel haben, etwa in halber Höhe, eine kalkreiche Partie, den

Epsilon-Kalk

Vom Kern der Allgäuer Hauptmulde nach Süden ist diese Zone überall ausgebildet. Nördlich davon findet man sie nur bisweilen in einigen dicken Mergelbänken angedeutet. Ihre reichste Entwicklung besitzt sie im Südfügel der südlichen Höfats-Mulde wo sie auch morphologisch hervortritt: Die kleinen Erhebungen in den Jochen am Himmeleck, Älpele und bei der oberen Krautersalpe werden u. a. von ihr aufgebaut. Am Himmeleck und am Tännlesrückle bei der Dietersbach-Alp kann man den Epsilon-Kalk besonders gut beobachten. Er beginnt dort mit halbmeterbankigen Kieselkalken oder Hornsteinen. Darüber folgen cm- bis dm-bankige dunkelgraue Kalke, graue kieselige Kalke mit oder ohne Flecken, Spatkalke und konglomeratische Lagen. Die letzteren treten am Himmeleck besonders hervor; man kann sie aber nach SW bis zum Traufbachtal verfolgen. Als Gerölle kommen darin nur aufgearbeitete Fleckenmergel-Kalke vor. Zwischen die einzelnen Bänke des Epsilon-Kalks sind häufig Mergelschiefer eingeschaltet, die jedoch mengenmäßig weit zurücktreten. Östlich der Käser-Alp, wo der Epsilon-Kalk in einer kleinen Wand mit 80—100 m seine größte Mächtigkeit erreicht, finden sich auch Schwefelkies-Konkretionen mit z. T. abenteuerlich verzweigten Formen darin (entgegen der Vermutung REISERS 1922, S. 125, kann man solche in allen Teilen der Fleckenmergel antreffen).

Weiter südlich ist der Epsilon-Kalk meist etwas mergeliger; westlich der Höllhörner z. B. in dm-bankigen Kalken, kieseligen Kalken und Mergelkalken. Im Nordwestgrat des Kratzers besteht er aus dunkelgrauen feinspätigen Kalken mit Bitumengehalt und griffelig zerfallenden Mergelkalken, im Ersten Tal bei Vorderhornbach aus dunkelgrauen, dünnbankigen Kalken mit unregelmäßigen Bankungsflächen, ähnlich wie am Gumpensattel nördlich Holzgau.

Im Bezug auf den Epsilon-Kalk kann man die mittleren Fleckenmergel in eine liegende und eine hangende Abteilung einteilen, ohne daß es vorderhand möglich wäre, diese beiden Gruppen anhand von petrographischen oder faunistischen Besonderheiten zu unterscheiden.

Leitende Fossilien sind in den mittleren Fleckenmergeln noch seltener als in den älteren. Es wurden aufgesammelt:

<i>Harpoceras exaratum</i> (YOUNG & BIRD)	Kegelkopf, 50 m östlich HP 1686 der Giebelalp bei 1720 m über NN.
× <i>Catacoeloceras cf. crassum</i> (YOUNG & BIRD)	Traufbachtal, „in einer Rinne nordöstlich der Schrättes Alpe“ (SCHULZE 1905, S. 17)
<i>Pseudoleioceras cf. lythense</i> (YOUNG & BIRD)	Dietersbachtal, im „o“ von „Jacobiweid“

Während der SCHULZESCHE Fund nur der Basis der mittleren Fleckenmergel entstammen kann, kommt das letztgenannte *Pseudoleioceras cf. lythense* als Rollstück einer Rinne in fast saiger stehenden Schichten aus ihren obersten Metern. Somit müssen die mittleren Fleckenmergel insgesamt in das untere Toarcien gestellt werden. Damit wird auch die auf Funden von REISER in den Vilser Alpen beruhende Annahme, daß die Allgäuer Manganschiefer den *Lias epsilon* repräsentieren (z. B. RICHTER 1923 a), trotz ihrer ausgesprochenen Horizont-Unbeständigkeit im einzelnen gerechtfertigt.

Die Mächtigkeit der mittleren Fleckenmergel ist wegen ihrer starken Neigung zu Anschoppungen oder tektonischen Reduktionen sehr schwer zu beurteilen. Sie dürfte zwischen 40 m auf der Westseite des Kegelkopfes und 200 m am Älepele-Sattel primär wechseln.

Jüngere Fleckenmergel

Die jüngeren Fleckenmergel lassen sich petrographisch in vier Gruppen einteilen. In der ersten und dritten stellen Schiefer einen wesentlichen Anteil, während in der zweiten und vierten Kalke vorherrschen.

Untere jüngere Fleckenmergel

Sie entwickeln sich aus den grauen Kalkmergel-Schichten der mittleren Fleckenmergel, indem die darin eingeschalteten dünnen Kalkbänke häufiger werden und bei rhythmischer Wechsellagerung bald mengenmäßig etwas vorwiegen.

Diese Kalkbänke — nur selten dm-dick — sind plattig und besitzen oft Kieselgehalt. Ihre graue Farbe bekommt durch die Verwitterung meist einen bräunlichen Ton. Häufig haben sie kleine Flecken (große sind im wesentlichen auf die unteren und mittleren Fleckenmergel beschränkt, was HAMANN 1956 besonders betont, kommen ausnahmsweise aber auch in den tieferen Gruppen der jüngeren Fleckenmergel vor). Untergeordnet findet man in den unteren jüngeren Fleckenmergeln etwas dickere Bänke aus feinem Spatkalk, die lichtgrau anwittern. In den höheren Teilen treten die Schiefer oft sehr zurück.

Die primären Mächtigkeiten der unteren jüngeren Fleckenmergel dürften zwischen 5—8 m auf der Westseite des Kegelkopfes und maximal 80 m (Höfats-Südostgrat) schwanken.

Mittlere jüngere Fleckenmergel

Diese Schichten bestehen weitestgehend aus dm- bis halbmeterbankigen Kalk und Kieselgesteinen, deren Abfolge nur hin und wieder von Schieferzwischenlagen unterbrochen wird. Im einzelnen findet man: Dunkelgraue Kalke; graue oder schwarzgraue Kieselkalke; bräunlichgraue kieselige Kalke mit feinen Flecken; graue, feinspätige Kalke; Unvollständig geschieferte oder feinplattige Kalkmergel mit Schwefelkieskonkretionen. Diese Gesteine erhalten durch die Anwitterung häufig einen lichtgrünlichen Hauch, der den jüngeren Fleckenmergeln überhaupt eigen ist; oder sie zeigen schmutzibraune, glänzende Flächen.

In den mittleren jüngeren Fleckenmergeln des Himmelecks fallen Konglomeratbänke auf, die M. RICHTER 1923a, S. 166, entdeckte. Die darin vorkommenden Gerölle entstammen den Fleckenmergeln und können kopfgroß sein. Sie sind in eine dichte oder feinspätige Kalkgrundmasse eingebettet.

Die Mächtigkeit der mittleren jüngeren Fleckenmergel kann von annähernd 10 m (Kegelkopf-Westseite) auf 100 m anschwellen. Morphologisch kommen sie besonders in den Wänden zwischen „Kumpf“ und „Krutachgern“ im Dietersbachtal zum Ausdruck.

Obere jüngere Fleckenmergel

In ihnen findet man mit Ausnahme geröllführender Lagen die gleichen Gesteine wie in den mittleren jüngeren Fleckenmergeln, jedoch schalten sich zwischen die ein-

zelenen Bänke bis meterdicke Pakete sehr dunkler, schmutzig braungrauer Mergelschiefer ein, die häufig kieselig sind und auf den Schichtflächen feine Glimmerschüppchen zeigen. Auf der Ostseite des Höfats-Südostgrates sind diese Schichten besonders gut aufgeschlossen. Wegen ihres hohen Schieferanteils — das Verhältnis Schiefer: Kalk beträgt schätzungsweise 1 : 1 — verwittern sie rasch und sind deshalb oft vom Pflanzenwuchs bedeckt. Oder sie übergießen die Hänge mit ihrem feinen Schutt, der an die mittleren Fleckenmergel erinnert, wenn auch die schaumigen, kantigen Bruchstücke ausgelaugter Kieselkalk darin auffallen. Diese Abteilung dürfte bis 80 m mächtig werden. Wie die tieferen jüngeren Fleckenmergel ist sie auf der Westseite des Kegelpfandes und am Nordgrat der Rothorn-Spitze bei Holzgau mit 10—15 m besonders schwächlich entwickelt.

Spatkalk-Schichten

= oberste jüngere Fleckenmergel

Die jüngsten Fleckenmergel sind durch grobe, bräunlichgrau und sahnfarbene gesprenkelte Spatkalken gekennzeichnet, die meistens dm-bankig sind, aber — vor allem in den höheren Teilen — sogar 1½ m dicke Bänke bilden können. A. ESCHER v. D. LINTH hat sie schon 1845 aus dem Höhenbachtal bei Holzgau treffend beschrieben.

Wie man im Dünnschliff sieht, besteht die Grundmasse der Spatkalken aus verschiedenen Echinodermen-Elementen, unter denen außer Crinoiden-Stielgliedern Seeigelstachel hervorgehoben zu werden verdienen. Vereinzelt entdeckt man Querschnitte schlecht erhaltener Schnecken, Brachiopoden und Foraminiferen. Im Rückstand einer mit Monochlor-Essigsäure aufgelösten Probe verblieb ein Fischzahn. Die Organismenreste können in Glaukonit erhalten sein, der oft in Brauneisen umgewandelt ist. Neben bizarr ver wachsenen Quarzneubildungen sind ± abgerollte Quarzkörner, Pyrit und Glimmer im Gestein enthalten. Ein Glimmerblättchen war in sich gefaltet und macht damit die Einschwemmung von Kristallin-Detritus besonders augenfällig.

In dieser manchmal auch etwas kieseligen Grundmasse sind mehr oder weniger häufig kleine Gerölle aus grauem, subklastischem Kalk eingebettet, in dem man Radiolarien, selten auch Brachiopoden- und Foraminiferen-Querschnitte beobachten kann. Vermutlich handelt es sich dabei um aufgearbeitete tiefere Fleckenmergel.

Noch häufiger als die Spatkalken sind in den obersten jüngeren Fleckenmergeln dm-bankige, graue Kieselkalken, die besonders in Radiolarit-Nähe recht kalkarm sein können. Unter dem Mikroskop erkennt man kleine Kalkspat-Rhomboeder, vereinzelt auch idiomorphe Calcitkristalle, und dunkle Flöckchen in feinstkörniger Grundmasse.

Spatkalken und Kieselkalken beteiligen sich oft gemeinsam bei der Bildung einzelner Bänke derart, daß ihr oberes und unteres Viertel aus Kieselkalk besteht, während die Mitte vom Spatkalk eingenommen wird. Im Querschnitt sehen diese Rhythmiten ordensbandartig aus. Sie sind zwar nicht auf die Spatkalk-Schichten beschränkt, jedoch in diesen besonders auffallend.

Schließlich findet man in ihnen noch dm-bankige, dunkle Mergelkalken und feinsplattige bis schiefrige Kalkmergel. Die letzteren spielen nur in der Umgebung des Himmeleck eine größere Rolle.

Alle genannten Gesteine wechseln rasch, häufig bankweise, miteinander. Jedoch kann man sagen, daß in den tiefsten Teilen der Spatkalk-Schichten in der Allgäuer

Hauptmulde dm-bankige Kieselkalke und Kalkmergelschiefer vorwiegen, während die Spatkalke, dünngebant, dort noch wenig hervortreten. Diese haben ihre Hauptverbreitung in der Mitte und in den höheren Teilen, wo neben ihnen nur die Kieselkalke von Bedeutung sind. Gegen die Hangendgrenze nehmen die Spatkalke wieder um ab. Die obersten Lagen der Spatkalk-Schichten bestehen fast überall aus grauen Kieselkalcken allein.

Die geringste Mächtigkeit der obersten jüngeren Fleckenmergel wurde mit 5 m am Höfats-Nordwestgrat ermittelt. Sie kann aber auf mehr als 100 m (Fellenstein am Kegelpf) ansteigen.

HANIEL hat bereits 1911, S. 8, die gleichen Schichten aus dem Lechtal unter dem Namen „oberer Fleckenmergel“ kurz beschreiben. M. RICHTER 1923a, S. 166, erwähnte Spatkalke aus dieser Gruppe vom Himmeleck, BENZINGER 1929, S. 345, fand solche in entsprechender Position südlich der Hochkünzelspitze und HUCKRIEDE 1956, S. 63 ff., östlich von Kaisers in den Lechtaler Alpen. Sie entsprechen den „oolithischen Crinoidenkalken“ (AMPFERER), die von ROTHPLETZ 1886/87, S. 40, direkt unter den Radiolariten auf der Südseite der Vilser Alpen entdeckt und von AMPFERER bis ins Hintersteiner Tal verfolgt wurden. Am unteren Erzbach bei Hinterstein hat D. RICHTER neuerdings (1958, S. 538) 2—3 m Spatkalk angegeben. Doggeralter liegt hier — wie überall — wegen des stratigraphischen Übergangs in die Radiolarite nahe; allerdings würde er durch das von D. RICHTER von hier erwähnte *Grammoceras radians* BRONN, dessen Alterseinstufung erweiternd wenigstens teilweise noch in das obere Toarcien zu stellen sein. Auch nördlich vom Hochvogel schließt die Fleckenmergel-Folge großenteils mit Spatkalcken ab (HAMANN 1956, S. 38 ff.).

In einem schmalen Zug vom Nordwestgrat der Höfats über das Laufbacher Eck in die Nordhänge des Giebels schließen sich die Spatkalke zu einem kaum gebanteten Komplex von 5—15 m Mächtigkeit zusammen, in dem nur gelegentlich ein paar Kieselkalk-Lagen vorhanden sind („Doggerspatkalk“ HAMANNs). Die gleiche Ausbildung der Spatkalk-Schichten kommt auch in den Vilser Alpen vor. Dort schalten sich stellenweise ebenfalls, z. B. „oberhalb von Nesselwängle... in Linsen und Schichtlagen graue Hornsteinkalke“ ein (AMPFERER 1924, S. 34).

Wegen der großen regionalen Verbreitung von Spatkalcken im Liegenden der Radiolarite wurde die Bezeichnung „Spatkalk-Schichten“ eingeführt. Sie ist überall anzuwenden, wo die obersten Fleckenmergel gänzlich oder zu einem wesentlichen Anteil aus Echinodermentkalcken bestehen.

Eine Datierung der einzelnen Gruppen der jüngeren Fleckenmergel ist noch nicht möglich, da leitende Fossilien bislang fehlen. Doch ergibt sich ihre Ablagerungszeit insgesamt aus ihrer Stellung zwischen den mittleren Fleckenmergeln (Unter-Toarcien) und den Radiolariten. Deren Untergrenze liegt im höheren Callovien, wie zwei Ammoniten-Faunen in ihrem Liegenden beweisen: REISER 1920, S. 128, fand im Innergschwender Bach am Einstein bei Thannheim 8—10 m unter „kieselreichen roten Aptychenschichten“ (= Radiolariten) u. a. *Macrocephalites (Dolikephalites) typicus* (BLAKE). Und SPENGLER 1918, S. 327, gab aus dem Brieltal bei Hallstatt eine von NEUMAYR und ZITTEL bestimmte Fauna an, die neben Formen der Macrocephalen-Schichten noch *Reineckia anceps* (REINECKE) aus den *iason*- und *coronatus*-Zonen des

Callovien enthält. Bedenkt man, daß REISERS Funde etwas unter der Radiolaritgrenze gemacht wurden, während die nur 0,5 m mächtige „*Macrocephalus*-Bank“ des Brieltals unmittelbar vom Radiolarit überlagert wird, so stimmen trotz der großen Entfernung zwischen den beiden Lokalitäten die Befunde außerordentlich gut überein. Die jüngeren Fleckenmergel repräsentieren somit den höheren Oberlias und fast den gesamten Dogger.

Bereits seit MOJSISOVICS 1868 sind vielerorts in den nördlichen Kalkalpen Teile der Fleckenmergel in den Dogger gestellt worden. SCHLOSSER 1895 entdeckte als erster eine Doggerfauna in ihnen (Heuberg), und seitdem ist eine Reihe weiterer Fundpunkte von solchen bekannt geworden (PLIENINGER 1901, KNAUER 1906, REISER 1920, EDER 1923, KOCKEL-RICHTER-STEINMANN 1931, SÄRCHINGER 1939, D. RICHTER 1954). Leider ist aber bisher keine dieser Faunen für stratigraphische Zwecke ausgenutzt worden.

Paläogeographisches

Wie oben festgestellt, wechseln die Mächtigkeiten der einzelnen Fleckenmergel-Abteilungen innerhalb des Arbeitsgebietes stark. Versuche, diese Schwankungen in ihrer räumlichen Verteilung zu erfassen, stoßen in alpinotyp geformten Bereichen naturgemäß auf erhebliche Schwierigkeiten. Ist es schon selten möglich, den großräumigen Bau eines Gebietes metrisch zu erfassen und auf einen prätektonischen Zustand zurückzuführen, so läßt sich das Ausmaß der Umformungen über die Summe der Kleinbereiche eines Profils, die dessen Mächtigkeit sehr wesentlich verändert haben (Spezialfaltung, Anschoppungen, Reduktionen durch Auswalzen, Zerschörungen) nicht mehr übersehen. Trotzdem wurde der Versuch unternommen, die Mächtigkeitsverteilung der flächenhaft besonders verbreiteten älteren Fleckenmergel in zwei Schnitten wenigstens annähernd zu erfassen. Die angenommenen Mächtigkeitswerte wurden an Stellen mit relativ geringer Spezialfaltung ermittelt. Abb. 3a — ein Querprofil durch die Allgäuer Hauptmulde — wurde gewonnen, indem die Faltung des Großbereichs mit Hilfe des Kurvenmessers ausgeglättet wurde, um die ausgemessenen Schichtpakete möglichst wieder in ihre ursprüngliche Raumordnung zu bringen.

Man erkennt deutlich, daß die Mächtigkeiten am Kalkalpenrand verhältnismäßig gering sind (z. B. auf der Westseite der Kegelköpfe gegen 100 m; am Kluppenkopf nordwestlich der Höfats sogar nur 47 m), von dort bis zum Kreuzeck auf rund 1000 m anwachsen und dann gegen die Hornbachkette wieder abnehmen. Dieser allmähliche Schwund der Mächtigkeiten vom Kreuzeck an läßt sich über das Profil hinaus bis an den Kalkalpen-Südrand verfolgen: Zwischen Strahlkopf und Rothorn-Spitze bei Holzgau machen die älteren Fleckenmergel noch gegen 300 m aus, in der Schlucht des Alperschon-Baches im Stapfenwald (Lechtaler Alpen) sind es nur 60 m, und ganz im Süden beschränkt sich der gesamte Lias und Dogger in Schwellenfazies auf wenige Zehner von Metern (HUCKRIEDE 1956, S. 77). Der Fleckenmergel-Sedimentationstrog wurde demnach im Bereich der Allgäuer und Lechtaler Alpen sowohl im Norden als auch im Süden von Schwellen begrenzt, die den heutigen Kalkalpenrändern etwa entsprechen. Die südliche Schwelle entdeckte HUCKRIEDE 1956, die nördliche ist seit langem unter den Namen „Rumunischer Rücken“ (KOCKEL 1923) oder „ostalpine Geantiklinale“ (M. RICHTER 1923b) bekannt. Was SCHRÖDER 1925 dazu veranlaßte, „in

dem Gebiet südlich von Oberstdorf das unvermittelte Abstoßen . . . (der Fleckenmergel) in unveränderter Entwicklung am Rande der Allgäuer Schubmasse gegen das nördliche Vorland“ anzunehmen (S. 220/21), ist unerklärlich. Zwar enthalten die Fleckenmergel des untersuchten Gebietes auch am Nordwestrand noch keine Gesteine, die auf unmittelbare Landnähe deuten (während z. B. D. RICHTER 1954 weiter im Norden Sandsteine angibt); und auch die Gesamtmächtigkeit der Fleckenmergel ist noch verhältnismäßig groß (gegen 200 m auf der Westseite des Kegelkopfes, 125 m am Höfats-Nordwestgrat). Immerhin muß man aber in Rücksicht auf die topographische Lage des Schnittes Abb. 3 a folgern, daß der Rumunische Rücken die sogenannte

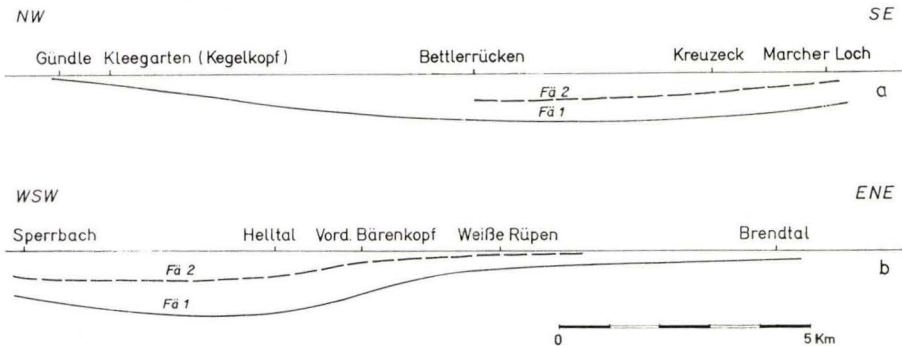


Abb. 3. Mächtigkeitsverteilung der älteren Fleckenmergel (nicht überhöht).

Allgäuwendung des Kalkalpen-Nordrandes bei Oberstdorf mindestens bis zu einem gewissen Grade besaß, entgegen der Ansicht von KRAUS 1951, S. 241/42. Damit entfällt die Möglichkeit, die Allgäuwendung aus paläogeographischen Erwägungen als Produkt der Erosions zu deuten und daraus wiederum zu schließen, daß die Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch eine entsprechend große Förderweite gehabt habe.

Die größten Mächtigkeiten der älteren Fleckenmergel liegen nach Abb. 3 a im Gebiet des Kreuzecks, und auch ein gedachter Längsschnitt von der Trettach bis ins untere Hornbachtal (Abb. 3 b) zeigt ein Sedimentationsmaximum um Rauheck und Kreuzeck. Man darf also in dieser Gegend die stärkste Absenkung des Fleckenmergel-Troges im südöstlichen Allgäu annehmen. Wenn man Abb. 3 a genau betrachtet, fällt darüber hinaus auf, daß die höchsten Werte der oberen älteren Fleckenmergel nördlicher liegen (Bettlerrücken) als die der unteren (südlich vom Kreuzeck). Das gleiche Resultat läßt sich auch aus anderen Querschnitten gewinnen (vgl. V. JACOBSHAGEN 1957, Profile 2 und 4). Ob man darin eine allmähliche Wanderung des Beckentiefsten nach Norden bzw. Nordwesten sehen darf, ist nicht sicher zu sagen, weil tektonische Ursachen für diese Verhältnisse nicht ganz ausgeschlossen werden können.

Überraschend ist die schnelle Mächtigkeitsabnahme der älteren Fleckenmergel nach Osten (Abb. 3 b). Leider fehlt es an eingehenden Untersuchungen über die Fleckenmergel in den östlichen Lechtaler Alpen, so daß man in dieser Richtung vorderhand keine paläogeographischen Zusammenhänge herstellen kann. Auch nach Nordosten verringern sich die Mächtigkeiten rasch. HAMANN 1956 gibt nördlich vom Hochvogel

150 m für die älteren Fleckenmergel an, wovon die oberen älteren Fleckenmergel meiner Fassung ebenso wie im mittleren Hornbachtal nur einen kleinen Teil ausmachen.

Allerdings besteht kein Grund, mit D. RICHTER 1958 am Bärigünde nördlich vom Prinz Luitpold-Haus eine Schwelle anzunehmen. Denn erstens gibt es „Hornsteinbänke von braungrauer Farbe“, die im unteren Erzbachtal bei Hinterstein in den obersten Fleckenmergeln vorkommen sollen, überall in der Allgäuer Hauptmulde von der Trettach bis ins Stierbachtal und in der Holzgauer Mulde durch das gesamte Fleckenmergelprofil, besonders häufig in seinen höchsten Teilen, wie oben ausgeführt wurde. Als Kennzeichen der Annäherung an eine Schwelle, wie D. RICHTER 1958, S. 538, es sich vorstellt, können sie nicht gewertet werden; denn sie sind in den genannten Gebieten gerade im Beckentiefsten verbreitet.

Zweitens handelt es sich bei dem von D. RICHTER 1958, S. 539, beschriebenen „Jura in Schwellenfazies“ des Bärigünde um roten Liasbasiskalk in der für die südlichen Allgäuer Alpen typischen Ausbildung. In der Beschreibung zählt D. RICHTER auch alle sedimentpetrographischen und mikropaläontologischen Eigenheiten desselben auf.

Zwischen diesem roten Jurakalk und den Radiolariten ist ein stratigraphischer Übergang, den D. RICHTER voraussetzt, im Gelände nicht aufgeschlossen. Im Südwestteil des nördlichen Bärigünde-Sattels folgen ihm vielmehr — auf einem Viehtrieb gut erkennbar — einige Meter kieselige Bänke der jüngeren Fleckenmergel (auch von D. RICHTER 1958, Abb. 1, dargestellt), die nach oben in die Radiolarite übergehen, von der fraglichen roten Kalken im Liegenden aber durch einen schmalen, schuttüberrollten Streifen getrennt sind. Es besteht somit kein Grund, daran zu zweifeln, daß hier am Bärigünde, also in einer Zone verschärfter Einengung, die relativ weichen Fleckenmergel zwischen den kompakten Kalken der Trias/Jura-Grenze und den kieseligen Gesteinen des Oberjura vollständig ausgequetscht wurden, wie es bereits von HAMANN 1956 in Text und Karte dargestellt wurde. Mit D. RICHTERS Argumenten für eine Schwelle am Bärigünde würde aber auch sein Versuch hinfällig, die Sedimente des Falkensteinzuges durch einen Faziesvergleich in dieser Gegend zu beheimaten.

Nach ihrer Fauna (Cephalopoden, Muscheln, Schwämme, Radiolarien, Foraminiferen) sind die Fleckenmergel im untersuchten Bereich hochmarine Ablagerungen. Zwar machen sich überall in ihnen festländische Einflüsse bemerkbar (Glimmereinstreuung, Sandkörner, Pflanzenreste, Rotfärbung); aber sie geben nirgends ein Anzeichen unmittelbarer Landnähe, vielleicht mit Ausnahme der polymikten Konglomerate der oberen älteren Fleckenmergel am Allgäuer Hauptkamm.

Über die Tiefe des Fleckenmergel-Meeres wurden die widersprechendsten Ansichten geäußert. BLAAS 1902 (I, S. 41) hielt die Fleckenmergel für Tiefseebildungen. KNAUER 1928, S. 37, glaubte, sie seien „in einer Tiefe bis zu 1000 m abgelagert worden, so daß sie als bathyales Sediment anzusehen sind“. Dagegen schloß M. RICHTER 1923a und b aus eingelagerten Sandsteinen und Konglomeraten, daß sie „nicht weit von der Küste“ in einem flachen Meer sedimentiert wurden, das stellenweise gelegentlich sogar trocken fiel. In den Fleckenmergeln des südöstlichen Allgäus ließen sich keine beweiskräftigen Anzeichen ihrer Ablagerungstiefe finden. Zwar ist man gewohnt, in Limiden und Pectiniden — neben der angeführten *Lima (Plagiostoma)* sp.

gibt SCHRÖDER aus dem Arbeitsgebiet noch *Pecten cf. philenor* D'ORBIGNY an — Bewohner flacher Meere zu sehen, was im allgemeinen auch berechtigt ist. Und die dickschaligen großen Inoceramen (*Inoceramus ventricosus* SOWERBY), die auf den Untergumpen im Bernhardstal bei Holzgau massenhaft in den Fleckenmergeln vorkommen, dürften ebenfalls dafür sprechen. Doch kommen immerhin einige rezente Arten von *Lima* und *Pecten* nach J. WALTHER 1893 bis in Tiefen von 3600 m vor. Bei den Konglomeraten, die M. RICHTER auf zeitweilige Emersionen zurückführte, handelt es sich meist um endostratische Bildungen, die auch durch submarine Aufarbeitung eben sedimentierter Gesteine entstanden sein könnten. Somit kommen sie nicht als Maßstab der Meerestiefe in Betracht. Allerdings fehlt es an Anzeichen größerer untermeerischer Reliefunterschiede, die diese Resedimentation verursacht haben könnten (submarine Gleitungen konnten z. B. nirgends festgestellt werden). Sollten die Konglomerate dennoch unter dem Meeresspiegel gebildet worden sein, müßte man Meeresströmungen dafür verantwortlich machen. Auf diese Weise wäre aber das polymikte Konglomerat der oberen älteren Fleckenmergeln kaum zu erklären, da eine bis auf den Hauptdolomit herabgreifende Erosion durch Meeresströmungen nicht in Frage kommen dürfte. Nach diesen Überlegungen hat die Meinung M. RICHTERS die größere Wahrscheinlichkeit für sich. Auch die rasche und gleichwohl kontinuierliche Entwicklung der Fleckenmergel-Fazies aus dem roten Liasbasiskalk, der sowohl nach seiner Mikrofauna (Riffbewohner wie Involutinen und Trocholinen) als auch wegen seiner Verzahnung mit den oberrhätischen Riffkalken ganz sicher flachmeerisch ist (HUCKRIEDE 1956, V. JACOBSHAGEN 1957), stützt diese Ansicht. Sicher ist jedenfalls, daß die Fleckenmergel nicht in der Tiefsee abgelagert wurden. Das kann schon wegen ihrer großen Mächtigkeit (Höchstwert bei 1500 m!) nicht in Betracht kommen.

Zusammenfassung

In den südöstlichen Allgäuer Alpen wurde eine kartierfähige Seriengliederung der Fleckenmergel ermittelt, wie folgt:

		Allgäuer Hauptmulde		Unt. Hornbachtal, westl. Holzgauer Mulde	
		Nördlicher Teil	Südlicher Teil		
Oxfordien		rote schwarz-grüne		Radiolarite 25—30 m	
Callovien		Fleckenmergel	jüngere	Spatkalk-Sch. 5 m	
	ob.			obere 10—15 m	Spatkalk-Sch. 100 m
				mittlere 10 m	obere 80 m
	unt.			untere 5—8 m	obere 100 m
Toarcien				mittlere 80 m	
				untere 40—50 m	
				ob. mittl. Epsilon-K. } 200m	
				unt. mittl.	
				ob. mittlere 5 m	
				Epsilon-K. 10 m	
				unt. mittlere 15 m	
Pliensbachien				ob. ältere 400 m	
Sinemurien				Stufenkalk 20 m	
Hettangien				unt. ältere 600 m	
				ältere 300 m	
		roter Liasbasiskalk 5—25 m			

Die älteren Fleckenmergel bestehen aus (Flecken-)Kalken und Kieselkalken und enthalten mehrere Konglomerat-Horizonte. Die kompakte Stufenkalk-Zone unterteilt sie und verdeutlicht zugleich den großräumigen Faltenbau des Gebietes. Die mittleren Fleckenmergel werden von Mergelschiefern und Manganschiefern beherrscht. Nur der Epsilon-Kalk tritt in ihnen als härtere Partie hervor. Die jüngeren Fleckenmergel sind als Ganzes wiederum wesentlich kalkreicher (Kieselkalke, Spatkalke, Konglomerate, selten Fleckenkalke). In den unteren und oberen wechseln die Kalkbänke rhythmisch mit Schiefen, während solche in der mittleren Abteilung und in den Spatkalk-Schichten keine Rolle spielen. Die Spatkalk-Schichten gehen allmählich in die Radiolarite über.

Die Mächtigkeitsverteilung der flächenhaft besonders verbreiteten älteren Fleckenmergel zeigt im Querschnitt Oberstdorf-Flirsch einen unsymmetrischen Trog mit stärkster Absenkung um Rauheck und Kreuzeck am Allgäuer Hauptkamm. Im Norden und Süden wurde er von Randschwellen begleitet, die den heutigen Kalkalpenrändern ungefähr parallel verliefen. Die nördliche, der Rumunische Rücken, besaß ebenfalls die „Allgäuwendung“ der heutigen Ostalpin-Flysch-Grenze bei Oberstdorf, so daß man diese schwerlich als rein erosionsbedingt betrachten und danach die Förderweite der „ostalpinen Decke“ über den Flysch errechnen kann.

Der Sedimentationsraum der Fleckenmergel war anscheinend ein verhältnismäßig flaches Meer. Ihre Ablagerung wurde örtlich möglicherweise von Emersionen unterbrochen.

Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. — *Geologica Bavarica*, 17, S. 89—98, 3 Abb. München 1953.
- AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Bl. Lechtal m. Erl. Wien 1924.
- ARKELL, W. J.: *Jurassic Geology of the World*. 757 S., 102 Abb., 27 Tab., 42 Taf. Edinburgh u. London 1956.
- BENZINGER, TH.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. — *Jb. geol. Bund.-A.*, 79, S. 425—478, 12 Abb., 2 Taf., 2 Beil., Wien 1929.
- BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntaldecke. — *Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, 1943, S. 239—263. München 1944.
- BLAAS, J.: *Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen I*. 246 S. Innsbruck 1902.
- EDER, W.: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland. — *N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd.* 52 B, S. 1—70, 2 Taf. Stuttgart 1925.
- ESCHER v. d. LINTH, A.: Beiträge zur Kenntnis der Tyroler und Bairischen Alpen. — *Jb. Mineral. etc.*, 1845, S. 536—561, 1 Taf. Stuttgart 1845.
- FRANK, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias und des Lias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. — *Geol. Rdsch.*, 25, S. 98—110, 4 Abb. Berlin 1934.
- FUCHS, TH.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 42, math.-nat. Kl., S. 369—448, 22 Abb., 9 Taf. Wien 1895.
- GANSS, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 102, S. 203—211, 1 Abb., 2 Taf. Hannover 1950.
- GÜMBEL C. W. v.: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. — *Jb. k. k. geol. Reichs-A.* 7, S. 1—39, 17 Abb. Wien 1856.
- *Geologie von Baiern*. 1184 S. Kassel 1894.

- HAMANN, P. J.: Die Geologie des Hochvogelgebietes in den Allgäuer Alpen. — Ungedr. Diss., 178 S., 40 Abb., 134 Diagr., 10 Beil. Marburg 1956.
- HANIEL, C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkamms und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, S. 1—37, 2 Abb., 4 Taf. Berlin 1911.
- HANIEL, C. A. und RICHTER, M.: Geologische Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen 1:25 000, westliche Hälfte. München 1929.
- HEISSEL, W.: Geologie der Vilser Alpen. — Jb. geol. Bund.-A., **87**, S. 235—271, 2 Taf., 1 Beil. Wien 1937.
- HUCKRIEDE, R.: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). — Ungedr. Diss., 209 S., 53 Abb., 7 Beil. Marburg 1956.
- JACOBSHAGEN, V.: Geologie des Hornbachgebiets und der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf. — Ungedr. Diss., 158 S., 44 Abb., 20 Beil. Marburg 1957.
- KNAUER, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. — Diss., 42 S., 6 Abb., 2 Beil. München 1906.
- Geologischer Überblick über die Alpen zwischen dem Bodensee und dem Tegernsee und ihr Molassevorland. — Aus M. SCHUSTER, Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rheins II: 184 S., 28 Abb., 13 Tab., 2 Beil., München 1928.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. geol. Ges. Wien, **15**, 1922, S. 63—168, 4 Abb. Wien 1923.
- Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., B, **93** (3), S. 339—356, 2 Abb., 2 Beil. Stuttgart 1953.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. und STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. deutsch.österreich. Alpenver., **10**, 231 S., 57 Abb. 17 Taf., 2 Beil. Innsbruck 1931.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Mineral. etc., **90**, B, S. 31—95, 29 Abb. 5 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1949.
- Die Baugeschichte der Alpen I. 552 S., 138 Abb. Berlin 1951.
- MOJSISOVIC, E. v.: Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — Jb. k. k. geol. Reichs-A., **18**, S. 167—200, Wien 1868.
- PLIENINGER, F.: Über Dogger und oberen Lias in den Chiemgauer Alpen. — Zbl. Mineral. etc., **1901**, S. 361—367, Stuttgart 1901.
- REISER, K.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge I. — Geogn. Jh., **33**, S. 57 bis 198, 1 Beil., München 1920.
- RICHTER, D.: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — Ungedr. Diss., Berlin 1954.
- Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtales (Allgäu). Der syndimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 1957, S. 519—549, 11 Abb., Hannover 1958.
- RICHTER, M.: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decken im Allgäu. — Verh. geol. Bund.-A., **1923**, S. 162—170, Wien 1923 (a).
- Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, S. 198 bis 211, 1 Abb., Berlin 1923 (b).
- RICHTER, R.: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. — Paläont. Z., **9**, S. 193 bis 235, 11 Abb. Berlin 1928.
- RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. — Jb. k. k. geol. Reichs-A., **10**, S. 72—137, 2 Taf., Wien 1859.
- ROTHPLETZ, A.: Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. — Palaeontographica, **33** (1—3), S. 1—180, 4 Abb., 17 Taf., Stuttgart 1886.
- Über die Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen. — Z. deutsch. geol. Ges., **48**, S. 854—914, 3 Abb., 3 Taf., Berlin 1896.
- SÄRCHINGER, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandcharte und Isar. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. **81**, B, S. 347—476, 58 Abb., 7 Taf., 11 Beil., Stuttgart 1939.

- SCHAFHÄUTL, E.: Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. 206 S., 2 Tab., 44 Taf., 1 Beil., München 1851.
- SCHLOSSER, M.: Geologische Notizen aus dem Innthale. — N. Jb. Mineral. etc., 1895 (1), S. 75—97, Stuttgart 1895.
- SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 52, B, S. 224—283, Stuttgart 1925.
- Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. — Palaeontographica, 68, S. 111—232, 7 Taf. und 69, S. 1—110, 4 Taf., Stuttgart 1926 und 1927.
- SCHULZE, G.: Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkamms von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck. — Geogn. Jh., 18, S. 1—38, 4 Abb., 2 Beil., München 1905.
- SPENGLER, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. — Jb. k. k. geol. Reichs-A., 68, 1918, S. 285—474, 5 Taf., Wien 1919.
- WALTHER, J.: Einleitung in die Geologie II (Die Lebensweise der Meeres-tiere). 333 S., Jena 1893.

Die paläontologische Literatur zur Bestimmung der Fleckenmergel-Fauna ist gut zusammengestellt bei

SCHRÖDER 1926—1927 (s. o.) und

ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geologica Bavarica, 20, 85 S., 5 Abb., 9 Taf., 3 Beil., München 1954.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen

Von

REINHOLD HUCKRIEDE, Hannover¹⁾

Mit 4 Abbildungen

Vorwort

Im Geotektonischen Symposium zu Ehren von Prof. STILLE wurde durch eine Arbeit von M. RICHTER (1956) die Aufmerksamkeit wieder auf das sogenannte Klesenzafenster mit unterostalpinen Füllung sowie auf steile Verwerfungen gelenkt, die mit Sprunghöhen von mehreren 100 m die Klostertaler Alpen lang anhaltend durchsetzen sollen. Da nach der Kartierung von AMPFERER (1932) außerdem dieses sogenannte Unterkreidefenster genau in Richtung auf ein nur 300 m entferntes angenommenes Vorkommen „oberostalpinen“ Kreideschiefer streicht und die steilen, tiefreichenden Verwerfungen fast germanotyper Art so gar nicht zu dem für Lechtaler und Allgäuer Alpen ermittelten Bautyp (HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN 1958) passen würden, verlangte das Klesenzatal eine geologische Überprüfung. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft, der herzlich gedankt sei, ermöglichte mit einem Stipendium unter anderem auch diese Begehung.

Während des mehrtägigen Aufenthaltes im hier behandelten Gebiet hinderten leider noch stellenweise Lawinenreste im Obertal die geologische Aufnahme. Im allgemeinen werden diese aber nur Schutt verdeckt haben; Wesentliches scheint durch sie nicht der Beobachtung entgangen zu sein.

Lage des Klesenza-Joches

Das Klesenza-Joch liegt etwa 8 km nördlich von Dalaas, um 10 km westlich von Lech und um 3,5 km nordnordöstlich vom Formarinsee. Es ist am leichtesten vom obersten Lechtal aus zu erreichen.

Erforschungsgeschichte

GUBLER (1927, Taf. 2) deutete das Kreidevorkommen am Klesenza-Joch noch als oberostalpine Kreide. AMPFERER (1930a, S. 131, 132, Abb. 27; 1931, S. 189) erinnern jedoch die grünen Quarzite daselbst sehr an die Ölquarzite des Rätikons oder an die Glaukonitsandsteine des Flynch. Er erwähnt, daß man im sogenannten Fenster der Partnomalpe im Großen Walsertal nach GUBLER bereits mit dem Auftreten von Flynch zu rechnen habe und dieses „Fenster“ vom Klesenza-Joch nur noch etwa 7 km entfernt sei. 1932 (S. 22) beschreibt AMPFERER das Vorkommen dann als echtes Flynchfenster. BLUMENTHAL (1936, S. 475) weiß dagegen nicht, ob die Kreidegesteine

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

aus der Allgäuer Hauptmulde „herkommen oder evtl. aus größerer Ferne (Unterostalpin)“, es handle sich aber bestimmt nicht um ultrahelvetischen Flysch. SPENGLER (1951, S. 336) deutet sie als Flyschfenster. Für M. RICHTER (1956, S. 197 und D. RICHTER (1957, S. 348) sind sie ein wichtiger Beweis für die weite Verbreitung der Arosa-Zone unter der oberostalpinen Masse; das Vorkommen am Klesenza-Joch ist für sie ebenfalls ein Fenster.

Zur Stratigraphie des behandelten Gebietes; Faziesbeziehungen

Anis liegt mit Hydasp und vielleicht auch Pelson vor. Diese Gesteine wurden von M. RICHTER (1956, Abb. 7) als Raibler Kalke und Hauptdolomit verkannt. Es handelt sich um dünnplattige, hell anwitternde Dolomite mit des öfteren reicher feiner Glimmerstreuung und rötlichen Verfärbungen auf den Schichtflächen. Verbreitet sind auch dunkle Kalke, die z. T. wirt von bis fingerdicken Grabgangausfüllungen durchzogen werden. Mehrfach fanden sich die typischen, kleinen, runden und pentagonalen Entrochen, die nur zu *Dadocrinus gracilis* (BUCH) gehören können. Die Art der Gesteine stimmt sehr überein mit den von HUCKRIEDE (1959) aus den Lechtaler Alpen beschriebenen anisischen Kalken und Dolomiten, besonders mit jenen des Profiles am Hinterseejochl. Illyrische, ladinische und karnische Gesteine sind entweder nicht vorhanden, das heißt tektonisch ausgemerzt, oder durch Schutt gänzlich verhüllt.

Zum allbekanntesten Hauptdolomit ist nichts Neues zu sagen. Die obernorisch-unterstrhätischen Gesteine, eine Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, führen massige Kalkbänke, die große Megalodonten, Korallen und große Gastropoden enthalten. Sie sind derartig zerschrottet, daß man südlich des Schönbühels den Eindruck erhält, über ein zerschrottetes Oberrhätkalk- oder Dachsteinkalkgebiet zu wandern. Am Schönbühel findet man auch Kalkbänke, die gänzlich von Sphaerocodien erfüllt sind. Die Fazies und Fossilführung dieser Serie entspricht gänzlich jener von HUCKRIEDE (1959) aus der Gegend südlich von Kaisers in den Lechtaler Alpen bekannt gemachten.

Das Rhät zeigt die übliche Gliederung in Kössener Schichten und Oberrhätkalke. Auch hier scheinen die hellen massigen Kalke vom Typ der Oberrhätkalke noch Unteren Lias zu umfassen. In einem großen Block eines solchen Gesteins im Moränenschutt des Klesenzatales fanden sich schlecht erhaltene Arietiten.

Die Allgäuschichten wurden sehr vernachlässigt, würden aber in der Umgebung ein lohnendes Objekt der stratigraphischen Forschung sein. Auffallend sind an der Roten Wand, am Madratsch und Formaletsch Niveaus roter Allgäuschichten, wie schon GUBLER (1927, S. 54) feststellte.

In Verbindung mit den Kreidesteinen treten grüne und rote Radiolarite und Aptychenkalke auf. Ein Dünnschliff eines am Obertal in den Kreidestiefen steckenden roten Kieselkalkes zeigte das ganze Gestein mit umkristallisierten Radiolarien erfüllt. Ein heller typischer Aptychenkalk, zwischen grünem Radiolarit gelagert, zeigte sich als unterkretazisch durch folgende im Dünnschliff ermittelte Fossilien:

Lamellaptychus sp. indet.

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), häufig

Tintinnopsella sp.

verzweigte, stenglige röhrenförmige Reste, häufig
zierliche Ostracoden
Keine Calpionellen!

Tintinnopsella carpathica fand sich auf Mallorca vom Berrias bis Barrême. „Its presence without *Calpionella alpina* or *C. elliptica* indicates Neocomian strata“ (COLOM 1948, S. 259). *Tintinnopsella* hat nach DEFLANDRE (1952, S. 319) eine Verbreitungszeit vom Valendis bis Barrême. In den Lechtaler Alpen wurde *Tintinnopsella* in Aptychenkalken nachgewiesen, die mit einer jüngeren Radiolaritserie sedimentär in Verbindung stehen (HUCKRIEDE 1959). Es braucht sich im Klesenzatal also nicht um den Älteren Radiolarit im Sinne TRAUTHS (1948, S. 185) handeln, sondern es können ebensogut jüngere, unterkretazische Radiolarite vorliegen.

Die Unterkreide wird ferner durch graue oder grünlichgraue Mergel- und Tonschiefer vertreten, die aber tektonisch sehr zerquält und außerdem meist an der Oberfläche sehr verwittert sind. An einigen Stellen gelingt es, weniger beanspruchte Schieferstücke zu gewinnen. In Farbe, Fleckigkeit und Fucoidenführung erinnern diese sehr an die Lechtaler Kreideschiefer. Während aufbereitete Proben keine Foraminiferen ergaben, zeigten Dünnschliffe zahlreiche kleine Globigerinen und unbestimmbare Foraminiferenreste, aber keine Pseudovalvulinerien, Ticinellen, Thalmanninellen oder Globotruncanen. Es scheint sich also mit großer Wahrscheinlichkeit um Apt zu handeln. Für diese Alterseinstufung sprechen auch noch die Orbitolinenreste in eingeschalteten Brekzien, die wahrscheinlich zu *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS zu stellen sind, und die zahlreichen Einschaltungen klastischer Sedimente. Alle diese Befunde gemahnen an die basalen Bildungen in der Lechtaler Kreideschiefer-Serie, die auch ein Alter um Apt bis unterstes Alb besitzen (HUCKRIEDE 1958). Bei diesen Einschaltungen handelt es sich um schwarze oder dunkle, sandige Tonschiefer und dünn-schichtige Sandsteinlagen, die alle Übergänge zu dunklen, manchmal ölig glänzenden Quarziten zeigen, und quarzitische Feinstbrekzien. Grüne Ölquarzite sind seltener, bilden nach Bruchstücken zu schließen, auch eine dickere Bank. Nach herrschender Meinung ist man bei einer solchen Gesteinsserie leicht mit der Bezeichnung Flysch oder unterostalpine Fazies zur Hand. Es muß zugegeben werden, daß die Ähnlichkeit zu der Randostalpin- und Flyschfazies der Unterkreide verblüffend groß ist, zumal auch noch die unten behandelten Stücke von Ophioliten dazukommen. Schaut man sich aber die von allen Forschern als oberostalpin anerkannten Kreideschiefer der Umgebung des Klesenzatales genauer an, was bislang wohl kaum im ausreichenden Maße geschehen ist, so findet man auch hier sandige und quarzitische Lagen stellenweise recht häufig. Hat man beim Suchen etwas Geduld, so entdeckt man auch hier die ölig glänzenden dunklen Quarzite, die für das Vorkommen am Klesenza-Joch so typisch sind (z. B. bei Hochwang, nordwestlich Madratsch und westsüdwestlich Formaletsch). Allerdings gelang es nicht, bei den kurzen Begehungen die ausgesprochen grünen Ölquarzite oder Ophiolite zu finden. Über das Alter dieser „oberostalpinen“ Kreidebildungen kann bei der sedimentären Entwicklung aus den Aptychenkalken und der Ähnlichkeit mit den nahen Lechtaler Kreideschiefern kein Zweifel bestehen: Die tiefen Lagen gehören dem Apt an, die Hauptmasse der Schiefer dem Alb und Unteren Cenoman. Die vielen Übereinstimmungen verbieten auf jeden Fall, die Ausbildung der Klesenzajoch-Kreide als für das Gebiet fremdartig zu bezeichnen.

Was die Kreide des Klesenza-Jochs noch mit den benachbarten Kreidebildungen der Kloostertaler Alpen verbindet, sind die polygenen Brekzien, die in sie eingeschaltet sind. Sie entsprechen fast vollständig den sedimentären Brekzien in der tiefen „oberostalpinen“ Kreideschiefer-Serie der Mohnenfluh, in deren begleitenden Mergelschiefern bislang auch nur Globigerinen und keine Globotruncanen oder ihre alzeitlichen Vorläufer gefunden worden sind. Es muß noch vermerkt werden, daß die Brekzien an der Mohnenfluh sich keineswegs als Phyllitbrekzien zeigten, als die AMPFERER (1930 b, S. 53; 1932, S. 31) sie beschrieb.

Die Ähnlichkeit beider Brekziengruppen zeige die folgende Beschreibung:

Klesenzabrekzie

Bindemittel: grau, kalkig, manchmal etwas kieselig
 Hauptkomponenten: dunkel- bis hellgrauer Aptychenkalk, erfüllt von calcitisier-
 ten Radiolarien, ohne Tintinniden,
 grauer Aptychenfleckenkalk,
 bräunlichgraue, feine Kalke mit vielen calcitisierten Radiolarien, wohl Aptychenkalk
 Komponenten, in geringerer Menge auftretend:
 rosa Kalk, wohl Aptychenkalk,
 grünlichgrauer Aptychenkalk
 Echinodermencalcitspäte,
 Quarzkörnchen
 grünlicher und dunkelgrauer Radiolarit
 Trümmer von Molluskenschalen
 kein Glaukonit, der sich aber in den die Brekzien begleitenden Quarziten findet
 kein Phyllit
 spärliche, winzige Fetzen eines Serpentin- oder Chloritgesteins,
 vereinzelt bräunliche Kalke, jenen sehr ähnlich, die D. RICHTER (1956 b) bei
 Nüziders als Tristelkalk bezeichnet.
 Orbitolinenreste, wohl *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS

Mohnenfluhbrekzie

Bindemittel: kalkig, grau, vereinzelt rötlich
 Hauptkomponenten: graue und grauweiße Aptychenkalke, erfüllt von calcitisier-
 ten Radiolarien, ohne Tintinniden,
 bräunlichgraue, feine Kalke mit vielen calcitisierten Radiolarien, wohl Aptychenkalk,
 rosa Kalke, wohl Aptychenkalk,
 weiße und grünlichhellgraue Aptychenkalke mit calcitisierten Radiolarien und
Calpionella alpina Lorenz.
 Echinodermencalcitspäte,
 Quarzkörnchen
 grüne, grünlichgraue und rote Radiolarite
 Trümmer von Molluskenschalen
 stellenweise Glaukonitkörnchen
 kein Phyllit, der aber von AMPFERER erwähnt wird,
 Orbitolinenreste, wohl *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS

Es sei an dieser Stelle meinem Kollegen W. STENGEL-RUTKOWSKI gedankt, der es erlaubte, die Mohnenfluhbrekzie zu beschreiben, obwohl er selbst z. Zt. unter anderem die Mohnenfluh bearbeitet.

Nach der Gesteinsbeschreibung des nächsten Vorkommens von „Arosa-Zone“ im Gebiet des Großen Walsertales (Steris Alpe bis Partnom Alpe) (D. RICHTER 1956 a)

kommen auch dort Brekzien vor. Sie unterscheiden sich in den Komponenten nach den Angaben D. RICHTERS durch bis 2 cm große Stücke von Dolomit und Grünschiefer von den Klesenzabrekzien. Aptychenkalk wird als solcher nicht ausdrücklich genannt. Auch die sonst von D. RICHTER aus der „Arosa-Zone“ im Großen Walsertal erwähnten Konglomerate mit Dolomiten, Buntsandstein und Kristallin (S. 358), ferner die „Rosinenmergel“ mit Dolomiten und grünen Graniten (S. 361) finden nichts Entsprechendes in dem Klesenza-Vorkommen.

Vergleicht man die Serie am Klesenza-Joch mit jener des „Fensters von Nüziders, (D. RICHTER 1956b), das nach M. RICHTER (1956, S. 199; Taf. 12) in seiner tektonischen Lage völlig dem „Klesenza-Fenster“ entsprechen soll, so stellt man wohl eine gewisse Ähnlichkeit der dortigen dunklen Ton- und Mergelschiefer, sandigen Schiefer mit Sandsteinlagen, quarzitischen Sandsteinen und grünlichen Ölquarziten, die D. RICHTER aus unverständlichen Gründen teils zur „Arosa-Zone“, teils zu den „Couches rouges“ der „Falknis-“ bzw. der „Liebensteiner Decke“ stellt, mit den Gesteinen des Klesenza-Joches fest. Man vermißt aber bei Nüziders die Aptychenkalksteine und die bunten polygenen Brekzien, findet aber daselbst eine mächtige Kalkserie, die D. RICHTER als Tristelkalk beschreibt, die wiederum im Klesenzatal fehlt. Während am Klesenza-Joch in den Schiefen wohl nur Untere Kreide vorliegt, findet man bei Nüziders ein Kreideprofil, das nach Schriffen mit *Rotalipora* und Globigerinen vom *bulloides*-Typ bis zum Dan oder Alttertiär hinaufreicht.

Man kommt zum Ergebnis, daß die Kreide des Klesenza-Jochs, trotz der unten besprochenen Ophiolite mehr Beziehung zur allgemein als oberostalpin anerkannten Kreide der Klostertaler Alpen hat als zum eigentlichen Randostalpin, daß aber hier nahe des Kalkalpenrandes in den Kalkalpen selbst eine Unterkreidefazies vorliegt, die zwischen jener des Randostalpins und der Lechtaler Kreideschiefer vermittelt.

Die vulkanischen Gesteine

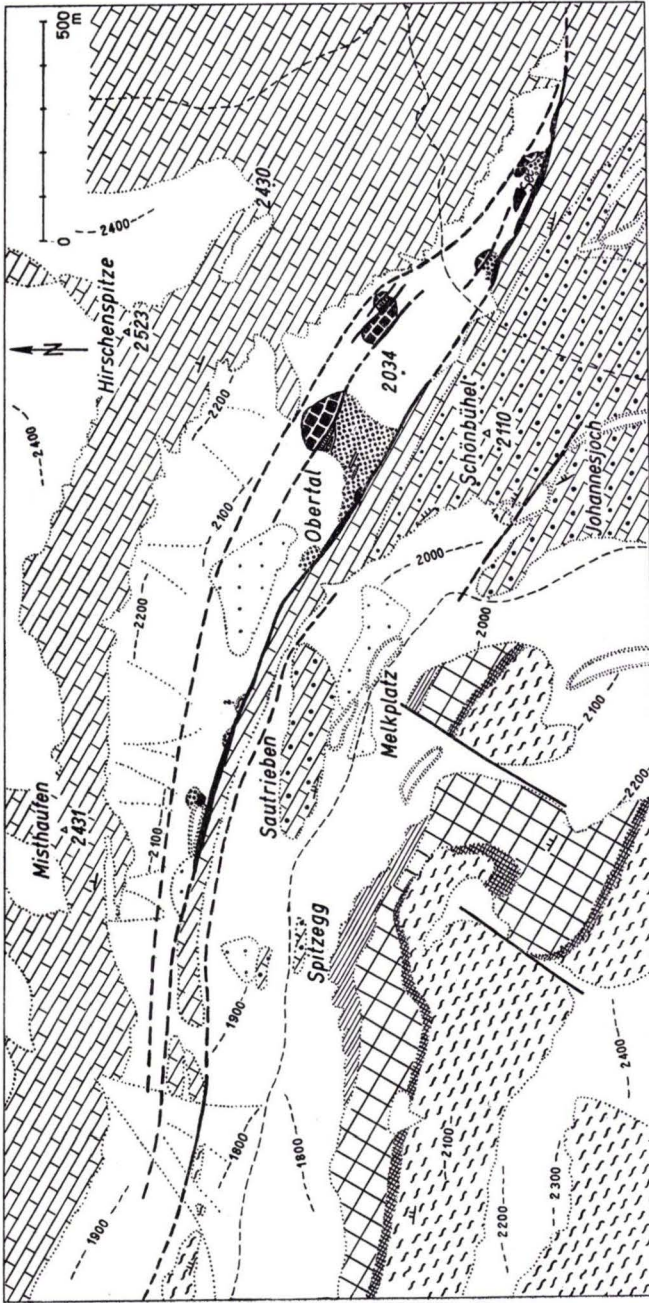
Von ihnen wurden leider nur drei Stücke im Bereich der Kreidebildungen gefunden. Ein Stück fand sich ostnordöstlich von Punkt 2034 in den zwischen den beiden Anisvorkommen eingeklemmten, vollständig zerwalzten und zerquälten Kreideschiefern. Es ist gerundet wie ein Geröll. Seine Oberfläche ist z. T. mit Harnischen überzogen; trotzdem ist aber die Rundung des Stückes wohl kaum auf tektonische Quetschung und Bewegung zurückzuführen. Es handelt sich um einen Calcitserpentin, der gänzlich durchdrungen ist mit dichtem, dunkelrotem Hämatit-Pigment.

Auf den Kreideschiefern nordwestlich von Punkt 2034 lag lose ein ungerundetes Stück eines basischen, wohl etwas chloritisierten, intersertalen Gesteins mit wirren, zonar gebauten, albitreichen Plagioklasen. Es mag sich um einen Spilit handeln. Auch M. RICHTER (1956, S. 197) erwähnt Brocken eines Spilits aus dem Klesenzatal.

Die noch zu beschreibenden tektonischen Rauhwacken am kleinen See am östlichen Ende der Kreidemulde ergaben ein Stück schmutzgrünes, zersetzten Variolit.

BLUMENTHAL (1936, S. 475) erwähnt vom Klesenza-Joch „kaum kenntliches Eruptivmaterial“.

Ein in der Kreide anstehendes Vorkommen dieser basischen Gesteine konnte nicht ausgemacht werden. Zwar ist selbst aus den Lechtaler Kreideschiefern als Geröll



















-  Hydasp-Pelton
 -  Alligau-Schichten
 -  Schutt
 -  Hauptdolomit
 -  Radiolarit
 -  Mylonit u. tektonische Rauhwacke
 -  Obermorisch-untersträh. K.
 -  Aptychenkalk
 -  Störung
 -  Kössener Sch.
 -  Untere Kreide
 -  Wanderweg
 -  Oberhätisch-tiefliassischer Kalk
 -  Moräne
 -  Liassiskalk
 -  grober Schutt, Bergsturzmasse
- + bis 30°
 - von 31°-60°
 - von 61°-89°
- Schichtenfallen:

Abb. 1. Geologische Kartenskizze der Klesenza-Kreidemulde.

Diabas beschrieben worden (SANDER 1917, S. 139), und basische magmatische Gesteine sind als Gerölle in den „oberostalpinen“ Kreidebildungen weit verbreitet (AMPFERER & OHNESORGE 1909; KRAUS 1941, S. 300, 302); doch sind sie stets mit anderen kristallinen Geröllen vergesellschaftet. Hier im Klesenzatal liegen jedoch nur basische Gesteine vor und wohl zum größten Teil nicht als Gerölle, so daß man die umgewandelten vulkanischen Gesteine wohl zu der im Randostalpin des Großen Walsertales (D. RICHTER 1956) und in der Schweiz verbreiteten Ophiolitgruppe stellen muß.

Mylonit und tektonische Rauhacke

An der unten behandelten Klesenza-Untervorschiebung liegen gelbliche Mylonite, die vorherrschend Hauptdolomit als Komponentan führen. In den Myloniten, die an Anis grenzen, herrschen anisische Gesteine als Bestandteile vor.

Im östlichen Teil der Kreidemulde steht eine brekziöse, gelblichgraue, grobporöse Rauhacke an. M. RICHTER (1956, S. 197) bezeichnet sie als tektonische Brekzie. Sie ist erfüllt mit eckigen Stücken der verschiedensten Größe von Hauptdolomit (vorherrschend), Sandsteinen, Quarziten der Kreide und anisischen Kalken. Da auch intensiv gelbe, mürbe und lockere Karbonatstückchen in der Rauhacke enthalten sind, die an skythische Rauhacke erinnern, könnte die ganze Bildung nichts anderes sein, als eine ursprüngliche oberskythische Rauhacke, die tektonisch völlig durchknetet und mit fremden Komponenten gespickt wurde. Auf jeden Fall ist das Vorkommen oberskythischer Rauhacke nicht unwahrscheinlich, bildet sie doch in den Lechtaler Alpen das direkte Liegende der oben beschriebenen hydaspischen Gesteine.

Tektonik

Die Kartierung ergab eine Reihe von NW—SE bzw. ESE—WNW streichender Schuppengrenzen, die leider meist durch Schutt verdeckt werden. Am besten erkennbar und weit verfolgbar ist eine Untervorschiebung (siehe KOCKEL 1957), die das Vorkommen kretazischer Gesteine nach S begrenzt. Sie wurde von M. RICHTER (1956, S. 198) als Störung angesprochen, „längs der das nördliche Gebirge um viele 100 m emporgehoben scheint“. Diese sogenannte Klesenzastörung wird von M. RICHTER (siehe seine Taf. 12) nach E bis nach Lech, im W bis nach Bludenz weitergezogen, also zu einem um 25 km langen tektonischen Hauptelement der Klostersaler Alpen gemacht. An ihr soll das sogenannte Unterostalpin schornsteinartig, kilometerweit hochgebracht worden sein, wie es RICHTERS Profil (Abb. 9) zeigt.

Nach der Kartierung (Abb. 1 u. 2) wird mit dieser Störung einwandfrei ein schmaler Hauptdolomitsattel „untervorgeschoben“. Die Untervorschiebung entspricht in ihrem Streichen den begleitenden Überschiebungen und vor allem dem B des tektonisch unter ihr liegenden Obenor-Gebietes, was schon die wenigen in Abb. 3 dargestellten Messungen beweisen. Die streichenden Störungen gehören also zum Faltungsakt, der die schmale Klesenza-Kreidemulde geschaffen hat. Die Streichrichtung die wieder ein gutes Beispiel der in den Kalkalpen weit verbreiteten Schrägstrukturen ist, findet sich außerdem im Bau des benachbarten Gebietes wieder, wie ein Blick auf AMPFERERS Blatt Klostersaler Alpen zeigt.

Wo die Untervorschiebung in dem Hauptdolomit-Gebiet westlich der Tannleger Alm ausklingt, kann mit Sicherheit nicht gesagt werden. Man hat in dem dicht mit Latschen bewachsenen Hauptdolomit-Hang den Eindruck, daß sie schnell ausklingt.

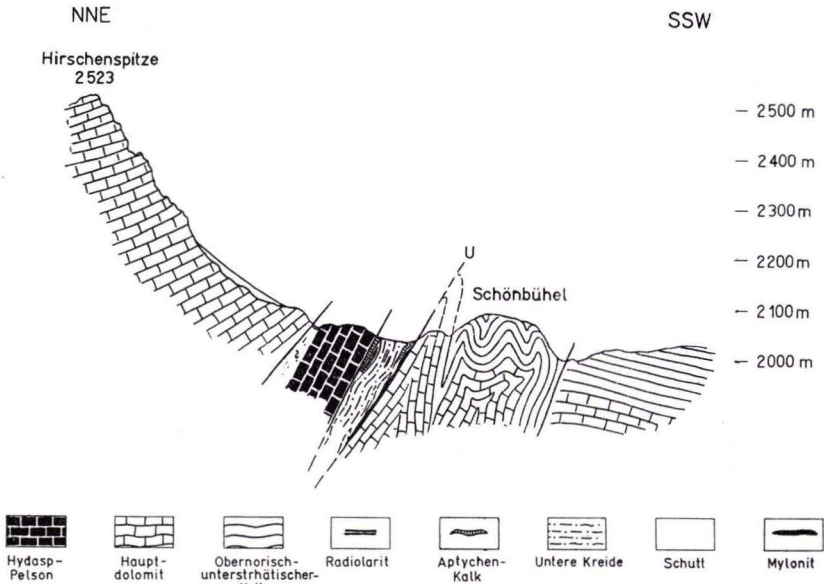


Abb. 2. Profil durch das Klesenza-Joch. U = Untervorschiebung.

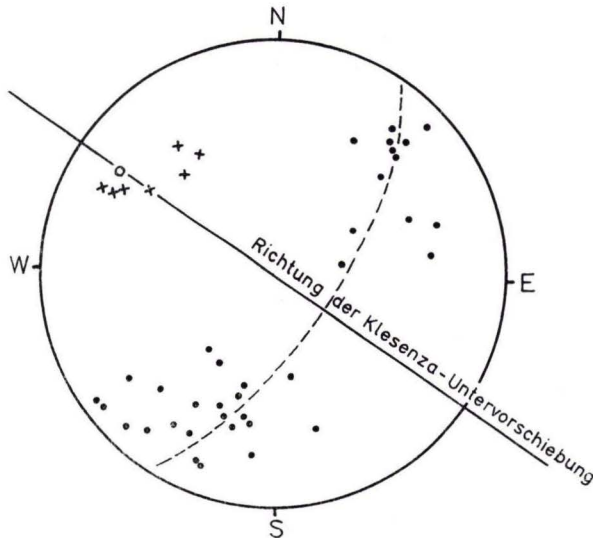


Abb. 3. Diagramm, das die Übereinstimmung der Streichrichtung der Klesenza-Untervorschiebung mit der Faltenachsenrichtung des südlich benachbarten Gebietes (Oberror des Schönbühels) zeigt. Die Daten sind wie üblich in der flächentreuen Azimutalprojektion (untere Lagenkugelhälfte) zur Darstellung gebracht. — Kreuz = Faltenachse. Punkt = Schichtflächenpol (s—Pol). Gestrichelter Kreisbogen = π -Kreis. Kreis = β .

Im W könnte die Untervorschiebung in Richtung der von AMPFERER nördlich der Klesenza-Alm kartierten karnischen Gesteine weiterstreichen, doch ist sie im Gehängeschutt nicht mehr zu verfolgen. Auf keinen Fall findet sie, was aus der Kartierung hervorgeht, eine Fortsetzung südlich der Klesenza Alm. Somit kann man die westlichen 12 km der „Klesenza-Störung“ M. RICHTERS nicht mit der Klesenza-Untervorschiebung in Verbindung bringen, die doch namengebend war.

Auf die Kreidegesteine des Klesenza-Joches schiebt sich Anis. Daß es sich hier nicht um eine einheitliche Überschiebungsbahn handelt, zeigt die Tatsache, daß sich zwischen die anisischen Gesteine nordwestlich Punkt 2034 wiederum Kreideschiefer klemmen.

Auf das Anis, anscheinend unter Ausmerzungen der weicheren und plastischeren Partnachschiefer und Raibler Schichten, schiebt sich endlich der Hauptdolomit der Hirschenspitze, d. h. der Hauptdolomit der großen Braunarlspitz-Madonakopf-Masse.

Eingeklemmt zwischen einer Überschiebung und einer Untervorschiebung, kann das Kreidenvorkommen am Klesenza-Joch nichts anderes sein als eine schmale Mulde.

Für den Muldencharakter des Kreidenvorkommens spricht auch die Beobachtung, daß sich die Radiolarite und Aptychenkalke vorherrschend gegen die Triasgesteine hin einstellen, daß auch ein Klotz von Allgäuschichten eine solche Stellung einnimmt. Letzterer ist allerdings wegen eines Lawinenrestes nicht als sicher anstehend zu erkennen gewesen.

Auf der Karte von AMPFERER sieht man die sogenannte Fensterfüllung auf zwei Vorkommen von „oberostalpinen Cenoman“ zustreichen. AMPFERERS Deutung dieser zwei Kreidenvorkommen findet man bei M. RICHTER (1956, S. 198) wieder. Er schreibt: „Gegen Westen setzt sich das Klesenza-Fenster in einzelne Kreideschiefer-Vorkommen der Wandfluh-Schuppe weiter fort. Wie sämtliche Kreideschiefer dieser Schuppe haben sie bereits die Fazies der Lechtaler Kreideschiefer.“ Wie man sich das tektonisch vorstellen soll, ist allerdings nicht klar. Beim Kartieren löste sich das scheinbare Problem folgendermaßen: Das östliche der fraglichen Vorkommen nördlich Sautrieben zeigt die gleiche Ölquarzit-führende Kreide wie die am Obertal. Bei jenem am Schwarzmansbühl liegen typische Mergelkalke der Allgäuschichten vor, aber um zwei tektonische Einheiten tiefer als die Klesenza-Kreidemulde (siehe Abb. 1). Sie gehören zu den Allgäuschichten der Roten Wand, sind nur durch den Einschnitt des Klesenza-(Hutler-)baches von diesen abgetrennt worden.

Die „Formarinstörung“

Behandelt man die „Klesenzastörung“, so drängt sich einem gleich auch die Frage der nahen „Formarinstörung“ auf. Nach AMPFERER (1931, S. 215) lassen sich „Formarinstörung“ und die mit ihr spitzwinklig verlaufende „Klesenzastörung“ mit dem Schub der Kalkalpen über ein Relief des Flysches gut in Zusammenhang bringen: „Sie begrenzen einen Einbruch der Schubmassen in eine Talfurche des überfahrenen Untergrundes. Die Deutung AMPFERERS und GUBLERS (1927, Taf. 2), die sogenannte Formarinstörung sei eine tiefreichende Verwerfung großer Sprunghöhe, wird auch noch von M. RICHTER (1956) beibehalten. Im Marultal soll sie auf die „Klesenzastörung“ treffen.

Sieht man sich aber die Stelle an, wo die Störung am deutlichsten ist und „erkannt“ worden ist, nämlich am Formaletsch, so bemerkt man, daß der Sattel am Wasserfall beim Schafslotz als sehr schmaler, liegender, südwestvergenger Sattel bis westlich des Formaletsch weiterzieht. Sein südlicher Schenkel ist stark reduziert, aber nicht so sehr, daß die Mittelschenkelreste aus Oberrhätkalk, Liasbasiskalk, Radiolarit und

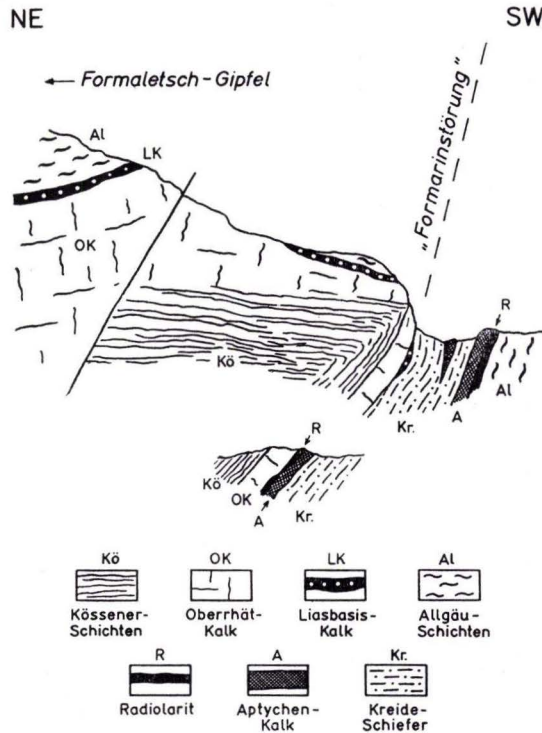


Abb. 4. Schematische, unmaßstäbliche Skizze des liegenden Sattels am Formaletsch. Die Unvollständigkeit und Schwächigkeit des Liegendschenkels ließ den Sattel bislang unerkannt bleiben, so daß man hier eine Verwerfung großer Sprunghöhe zwischen Trias und den Kreideschiefern annahm: die „Formarin-Störung“. Die Mächtigkeitsunterschiede des Oberrhätkalkes sind primär; ein Riffklotz geht seitlich in Kössener Fazies über. Länge des Profils etwa 300 m.

Aptychenkalk (Abb. 4) zu übersehen wären. Man hat diese aber wegen ihrer Kleinheit nicht in der Karte darstellen können, und so entstand im Kartenbild der Eindruck einer Verwerfung zwischen der Kreide der Ganahlskopf-Mulde und den Trias- und Jura-Gesteinen des Formaletsch. Die südwestvergente Sattelaufschiebung, also eine tektonische Erscheinung, die sich zwanglos wie die Klesenza-Untervorschiebung der Faltungstektonik der Klostertaler Alpen einordnet, erreicht im NW nicht einmal den Formarinbach.

Zusammenfassung

Das bislang als Fenster aus Unterostalpin gedeutete Vorkommen von Kreideschichten am Klesenza-Joch ist eingeklemmt zwischen einer Reihe von Überschiebungen, die hydaspische Gesteine auf die Kreide bringen, und einer Untervorschiebung, die

bislang unter dem Namen „Klesenzastörung“ fälschlicherweise als steile Verwerfung großer Sprunghöhe angesehen wurde. Diese Begrenzung des Kreide-Vorkommens und die Häufung der Radiolarite und Aptychenkalke an den Triasgesteinen, also an den Flügeln, läßt die Kreidebildungen, die wohl dem Apt angehören, als Kern einer schmalen Mulde erkennen. Ihr Achsenstreichen entspricht dem B des südlich anschließenden Gebietes.

Funde von Ophioliten und grünen Ölquarziten scheinen nach angelerntem Schema nicht für „Oberostalpin“ zu sprechen. Es wird aber gezeigt, daß die von allen Alpengeologen in der Nachbarschaft als „oberostalpin“ anerkannten Kreideschiefer mit ihrem auffälligen Gehalt an dünnschichtigen Sandsteinen und gelegentlich ölig glänzenden Quarziten eine vermittelnde Faziesart zwischen den Lechtaler Kreideschiefern und gleichalten Kreidebildungen des Randostalpins einnehmen. Das Klesenza-Vorkommen besitzt also keine für das Gebiet fremdartige Fazies. Die sedimentären Brekzien in den Kreideschiefern des Klesenza-Joches entsprechen in Aussehen und Komponenten den sicher gleichalten Mohrenfluhbrekzien, während Unterschiede zu den aus der sogenannten Arosa-Zone des Großen Walsertales beschriebenen bestehen.

Die Art und der Verlauf der Klesenza-Untervorschiebung und die Unhaltbarkeit einer „Formarinstörung“, die am Formaletsch durch eine Sattelüberschiebung mit reduziertem Liegenschenkel vorgetäuscht wurde, lassen M. RICHTERS Annahme bis 25 km langer Verwerfungslinien, die mit beträchtlichen Sprunghöhen die Klostertaler Alpen durchsetzen sollen, unberechtigt erscheinen.

Ein Bautyp-Unterschied in den hier erwähnten Gebieten gegenüber den Lechtaler Alpen besteht nicht. Es liegt gebundene Tektonik vor, ja man kann sich nach der Veröffentlichung von D. RICHTER (1956) selbst bei der „Arosa-Zone“ des Großen Walsertales nicht des großen Verdachtes der gebundenen Tektonik erwehren. Wenigstens ist es bei der Anwesenheit von „Gault“ (D. RICHTER 1957, S. 329) und den in den Lechtaler und Klostertaler Alpen gewonnenen Erfahrungen nicht unwahrscheinlich, daß die auffällig vielen zwischen Allgäuschichten des „Oberostalpins“ und der „Arosa“-Kreide vermittelnden Vorkommen von Radiolarit und Aptychenkalk (D. RICHTER 1956, Kartenskizze und Profil 3) einen normalen stratigraphischen Zusammenhang anzeigen.

Schriftenverzeichnis

- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. (Mit einem petrographischen Teil von W. HAMMER.) Jb. geol. Bundesanstalt Wien, 80, S. 103—146, 2 Taf., 36 Abb., Wien 1930 [1930a].
- Aufnahmsbericht über den kalkalpinen Anteil des Blattes Stuben (5144). — Verh. geol. Bundesanstalt Wien, S. 51—54, Wien 1930 [1930b].
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. — Jb. geol. Bundesanstalt Wien, 81, S. 177—216, 27 Abb., Wien 1931.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1:25 000. — 125 S., 25 Taf., Wien 1932.
- AMPFERER, O., BENZINGER, TH. & REITHOFER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1:25 000, Blatt Klostertaler Alpen, Wien 1932.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. geol. Reichsanstalt, 59, S. 289—332, 28 Abb., Wien 1909.

- BLUMENTHAL, M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales. — *Eclogae Geol. Helvetiae* **29**, S. 449—479, 2 Taf., 4 Abb., Basel 1936.
- COLOM, G.: Fossil Tintinnids: loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. — *J. Paleontol.*, **22**, S. 233—263, 14 Abb., Taf. 33—35, Tulsa 1948.
- DEFLANDRE, G.: Embranchement des Ciliés. In PIVETEAU: *Traité de Paléontologie* **1**, S. 317—321, 29 Abb. Paris (Masson) 1952.
- GUBLER, J.: *Etudes Géologiques dans le Vorarlberg Central*. 155 S., 6 Abb., 4 Taf., Vincennes 1927.
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt — Unteres Cenoman). — *Verh. geol. Bundesanstalt Wien*, S. 71—86, 1 Abb., Wien 1958.
- Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — *Jb. geol. Bundesanstalt, Wien* 1959 (im Druck).
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf — Pettneu). — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **109**, S. 373—388, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover 1958.
- KOCKEL, C. W.: Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. — *Neues Jb. Geol., Paläontol., Mh.*, S. 66—71, 5 Abb., Stuttgart 1957.
- KRAUS, E.: Flyschähnliche Oberkreide auf den Kalkalpen. — *Z. dtsh. geol. Ges.*, **93**, S. 299—308, 7 Abb., Berlin 1941.
- RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpen im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). — *Neues Jb. Geol., Paläontol., Abh.*, **103**, S. 341 bis 374, 9 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1956 [1956a].
- Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). — *Neues Jb., Mh.*, S. 506 bis 510, 2 Abb., Stuttgart 1956 [1956b].
- Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — *Neues Jb. Geol., Paläontol., Abh.*, **105**, S. 285—372, 7 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1957.
- RICHTER, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — *Geotekton. Symposium zu Ehren von HANS STILLE*, S. 190—204, 9 Abb., Taf. 12, Stuttgart (Enke) 1956.
- SANDER, B.: Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau. — *Verh. geol. Reichsanstalt*, S. 138—142, Wien 1917.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In SCHAFFER: *Geologie von Österreich*, S. 302—413, 21 Abb., Wien (DEUTICKE) 1951.
- TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — *Verh. geol. Bundesanstalt*, S. 145—218, 3 Taf., Wien 1948.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Über einige geologische Beobachtungen im Zentralanatolischen Massiv

Von

ALFRED POLLAK, Ankara¹⁾

Mit 2 Abbildungen

Die Geologie Anatoliens ist seit vielen Jahren Gegenstand lebhafter Diskussionen und Kombinationen. Wenn auch in den letzten Jahren eine Menge Feldarbeit geleistet werden konnte, so ist dieses Beobachtungsmaterial im Verhältnis zur Größe des Landes doch sehr dünn gestreut. Um so mehr scheint dieser Umstand der Spekulation Raum zu geben.

Als gesichert kann wohl gelten:

In diesem zwischen der russischen und der syrisch-arabischen Tafel gelegenen Raum ist eine bis in das Jungtertiär hinein andauernde jüngere Faltung festzustellen. Diese Faltung hat das in den noch nicht konsolidierten Bereichen zwischen älteren Massiven sedimentierte, faltbare Material erfaßt und umfließt mit wechselnder Vergenz die letzteren. Eine noch bis in die jüngste Zeit anhaltende Beanspruchung dieses Raumes hat zu besonders intensiven Zerbrechungen geführt. Die zahlreichen aktiven Bebenlinien zeugen von der auch heute noch andauernden Unruhe und den Spannungen. Es ist verständlich, daß viele dieser oft tiefgehenden Brüche bis in die jüngste Zeit Eruptivgesteinen und einem weitverbreiteten jungen Vulkanismus den Weg nach oben geöffnet haben. Epirogene Bewegungen haben dann noch zu weitgespannten Hebungen geführt und dabei die neogenen Sedimente bis in Höhenlagen von 1000 bis 2000 m gebracht.

Der Wunsch und das Bestreben, ein System und eine Ordnung in dieses oft verwirrende Nebeneinander von Bruchschollen, Faltenfragmenten verschiedenen Alters und verschiedener Vergenz nebst den dazwischen auftretenden Magmatiten zu bringen, haben zu den verschiedensten Deutungen und Ideen oft extremer Art geführt.

Schon lange wurde versucht, die tektonischen Einheiten der alpinen Ketten hier nach Osten weiterzuverfolgen und eine entsprechende Gliederung dieses ganzen Bereiches durchzuführen (NOWACK 1928, KOBER 1931, SALOMON CALVI 1940 u. a.). Andere Autoren versuchten eine gewisse Anordnung von Nord-Südstreichenden tektonischen Elementen von Osten nach Westen über Anatolien hinweg zu verfolgen (Transversaltektonik nach PARÉJAS 1940). Ähnliche Gedanken wurden übrigens bereits 1928 von NOWACK geäußert, der davon spricht, daß das „varistische Gebirge in breiter Front in nordsüdlicher Richtung den Körper Anatoliens durchzieht und diese Transversalschwellen auch heute noch das Grundgerüst in seinem Bau bilden“. Auch

¹⁾ Herrn Professor Dr. C. W. KOCKEL zum 60. Geburtstag gewidmet.

wurde versucht, gut erkennbare Metallprovinzen des alpidischen Orogens über Anatolien hinweg nach dem Osten zu verlängern (PETRASCHKEK 1955).

Es dürfte zunächst unentschieden bleiben, ob und inwieweit überhaupt bei dem Baustil Anatoliens, der zweifellos besondere Züge aufweist, Vergleiche mit den tektonischen Einheiten der alpidischen Ketten erlaubt sind. Noch schwieriger erscheint natürlich die Entzifferung der älteren Faltungen und Beanspruchungen, deren Spuren in den metamorphen Gesteinen der kristallinen Massive zu finden sind. Für eine Datierung dieser Gesteine und ihrer Metamorphose fehlen in der Regel noch alle Anhaltspunkte.

Ein solches Beispiel der sich hier ergebenden Schwierigkeiten bietet das sogenannte zentralanatolische Massiv. Dieses Massiv ist Bestandteil einer Zone von kristallinen Massiven, von mit tertiären Sedimenten gefüllten Becken und größeren jungvulkanischen Gesteinsmassen in Inneranatolien. Diese Zone wird von allen Seiten von jüngeren Faltenzügen umrahmt. So bilden die Elmadagfalten östlich Ankara mit ihrer gegen das Massiv gerichteten Vergenz, die auch noch mesozoische Gesteine in Geosynklinalfazies erfassen, seine westliche Begrenzung. Ähnliche Faltenzüge mit oft unklarer Vergenz bilden seine nördliche Umrahmung. Südlich davon wird eine Fläche von über 10000 km² von den jungtertiären Vulkaniten des Hasandağ und des Erciyas eingenommen. Im Südwesten sind es große Brüche, die das Massiv gegen das Becken des großen Salzsees abgrenzen.

Diese ganze „zone intermediaire“ wurde von KOBER als Zwischengebirge etwa entsprechend dem pannonischen Massiv aufgefaßt, welches auch hier den nordvergenten von dem südvergenten Ast der alpidischen Faltenkette trennt. Eine abweichende Konzeption wird von NOWACK (1928) und SALOMON CALVI (1940) geäußert, nach der eine Grenzlinie zwischen dem Nord- und Südast des Orogens weiter nach Norden in die „Paphlagonische Narbe“ verlegt wird. Nach dieser Auffassung würden also die oben erwähnten Massive innerhalb des Südastes des Gebirges zu liegen kommen. Eine völlig abweichende Ansicht haben BAILEY & MCCALLIEN im Jahre 1955 veröffentlicht. Sie betrachten das zentralanatolische Massiv als Deckscholle bzw. als einen Deckenrest einer von Norden her gewanderten Decke. Diese Deckscholle hätte sich bei der darauffolgenden Faltung und Abtragung in einer Synklinalzone, als welche die Zwischenzone aufzufassen wäre, erhalten. EGERAN & LAHN (1951) sowie auch KETIN (1955) können gewichtige Gründe anführen, die gegen diese Konzeption sprechen. EGERAN & LAHN vertreten dabei die Ansicht, daß es sich bei dieser Zwischenzone um ein echtes Zwischengebirge handelt, das von der Faltung umflossen wird.

Anläßlich der Untersuchung einiger Mineralvorkommen hatte der Verfasser Gelegenheit, im östlichsten Abschnitt des zentralanatolischen Massives einige Beobachtungen zur Geologie dieses Gebietes zu machen, deren vorläufige Ergebnisse nachstehend kurz wiedergegeben werden sollen. Die Dünnschliffuntersuchungen stehen noch aus. Kombinationen sollen daran nicht geknüpft werden, was sich ja schon aus der engen Perspektive des bereisten Gebietes heraus ausschließt. Vielmehr soll damit die Problematik der Geologie in diesem noch wenig untersuchten Gebiet aufgezeigt werden.

Im Bau des zentralanatolischen Massives treten im Westen die Eruptivgesteine in den Vordergrund, während im östlichen und südöstlichen Teil dieselben nur ganz untergeordnet in das Aufschlußniveau rücken und die Gesteine des kristallinen Daches in der Hauptsache das Baumaterial bilden (Kärtchen Abb. 1). Der Unter-

suchungsbereich erstreckt sich auf etwa 100 km im Streichen des Gebirges und liegt am Ostende des Massives, kurz bevor dieses unter die tertiäre Bedeckung nach O untertaucht.

Orographisch handelt es sich um ein etwa ONO streichendes Gebirge, dessen Höhen sich in seinem nördlichen Abschnitt bis auf etwa 1900 m über NN erheben

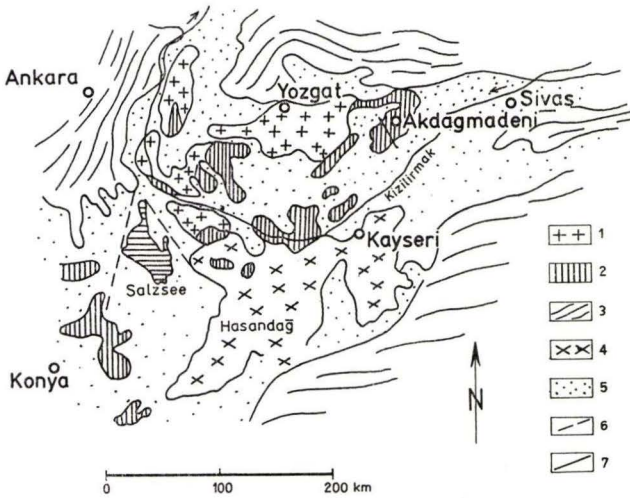


Abb. 1. Übersichtskarte über das Zentralanatolische Massiv. — 1. Granite des Z.A.Massivs; 2. Kristall. Hüllgestein des Z.A.Massivs; 3. Jüngere Faltenzüge; 4. Junge Ergußgesteine; 5. Junge Ablagerungen, nicht oder schwach gefaltet; 6. Störungen; 7. Profil.

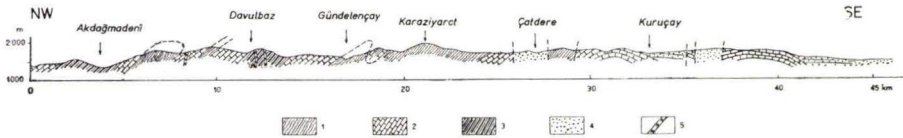


Abb. 2. Übersichtsprofil durch das Zentralanatolische Massiv. — 1. Basalserie; 2. Marmorserie; 3. Dachserie; 4. Tertiär; 5. Eruptivgesteinsgänge.

und im Süden über 2000 m über NN erreichen. Seine höchsten Erhebungen liegen demnach etwa bis zu 1000 m über der inneranatolischen Steppentafel. Die Entwässerung erfolgt nach N und S durch zahlreiche Quertäler in den Kizilirmak. Die meisten dieser Täler sind jugendlichen Alters und verleihen dem Gebirge ein mäßiges Relief von Mittelgebirgscharakter. Trotz dieser jungen Zertalung sind kleinere Reste einer Einebnungsfläche erhalten geblieben, die im Norden auf etwa 1800 m Seehöhe liegt während sie im Süden bis auf 2000 m hinaufgeht. Die Rumpffläche, der diese Reste angehören, schneidet jedenfalls über den Faltenbau des Gebirges hinweg. Das Gebirge ist verkehrsmäßig noch wenig erschlossen und kann am besten von der an seinem Nordfuß vorbeiführenden Straße Yozgat-Sivas erreicht werden.

Das Baumaterial besteht in der Hauptsache aus Hüllgesteinen eines großen Plutons granitischer und dioritischer Zusammensetzung, das im Osten etwa 60 km west-

lich von Akdagmadeni von der Abtragung angeschnitten ist und sich von dort aus über Yozgat bis in die Gegend von Yerköy auf über 100 km im Streichen erstreckt (Abb. 1). Seine Existenz auch im Untergrund unseres Gebietes wird durch zahlreiche Granitaufbrüche kleineren Ausmaßes und durch Schwärme von Eruptivgesteinsgängen wahrscheinlich gemacht. Da es sich ausnahmslos um kristalline Gesteine handelt, in denen Fossilien bisher nicht aufgefunden werden konnten, ist ihr Alter durchaus problematisch. Nummulitenführendes Lutetien ist diesen Gesteinen diskordant aufgelagert. Sie sind deshalb sicher vortertiären Alters. Wegen der ausgedehnten Tertiärbedeckung ist auch der Verband zu den nichtmetamorphen Gesteinen vortertiären Alters im N und S nirgends aufgeschlossen.

Innerhalb des Kristallins von Akdagmadeni konnten drei Glieder ausgeschieden werden. Von unten nach oben folgen hier: kristalline Gesteine einer Basalserie, die mit Gneisen, Quarziten und Marmoren vermutlich überwiegend aus Paragesteinen bestehen. Aber auch Orthomaterial dürfte besonders in der Gegend von Akdagmadeni vorhanden sein.

Auf dieser Serie liegt diskordant eine Folge von Glimmerschiefern und darüber hellfarbige, meist weiße Marmore, die mehr oder weniger grobkristallin und oft dickbankig entwickelt sind. In vielen Fällen kann man eine deutliche Bänderung dieser Gesteine durch mm-dicke Zwischenlagen von quarzitischem oder von Glimmermaterial beobachten. Diese Bänderung erlaubt in den meisten Fällen eine Messung der Lage dieses Schichtgliedes in den Aufschlüssen. Ganz ähnliche Gesteine trifft man allerdings auch innerhalb der tieferen Basalserie an. Es muß in manchen Fällen unentschieden bleiben, ob hier tektonische Einlagerungen oder ein stratigraphischer Verband vorliegt.

Etwas weiter östlich sind ebenfalls über Glimmerschiefern und rötlichen Quarziten Marmore, stark verfaltet und in großer Mächtigkeit aufgeschlossen, die in ihrem lithologischen Charakter von den oben geschilderten Gesteinen etwas abweichen. Die Marmore sind hier oft dünnplattig ausgebildet und etwas verschiefert. Die stratigraphische Position dieser Gesteine erscheint noch nicht geklärt. Auch ist noch nicht erwiesen, ob alle weiter im Osten und im Süden auftretenden Marmore mit den obigen Marmoren von Akdagmadeni verglichen werden können.

Über der Marmorgruppe folgt ein Schichtglied, mit kristallinen Gesteinen, die in ihrem Charakter an ein ehemaliges Flyschsediment erinnern. Sie sollen deshalb als kristalliner Flysch oder Dachserie bezeichnet werden. Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung von plattigen, oft glimmerreichen Quarziten, gebänderten dunklen glimmerreichen dünnplattigen Marmoren, glimmerreichem mürbem Material und vereinzelt bis 2 m dicken weißen Marmorbanken mit Glimmerlagen. Diese Gesteinsfolge ist besonders im NW des Gebietes zu beobachten und dort, immer umrahmt von den darunterliegenden Marmoren, als Muldenfüllung erhalten geblieben. Aber auch weiter im Osten wurden ganz ähnliche Gesteine, ihrer Lage nach ebenfalls in einer Synklinalregion, angetroffen.

Über die Mächtigkeiten der einzelnen Glieder des Kristallins sind Angaben schwer möglich, da bei der Verfaltung mit tektonischen Verdickungen und Verdünnungen gerechnet werden muß.

Große Teile des Gebirges werden von nichtmetamorphen Sedimenten tertiären Alters verhüllt, welche auch die Umrahmung im N, O und S bilden. In einzelnen

offenbar schon alt angelegten Tälern dringen sie bis in die zentralen Teile des Gebirges vor.

Das Vorkommen magmatischer Gesteine beschränkt sich auf einige kleinere Granitaufrüche im W und O des Gebietes, dessen größter etwa 4 km im Durchmesser mißt. Besonders im W sind diese Vorkommen von Schwärmen von Eruptivgesteinsgängen aplitischen und porphyrischen Charakters begleitet, die alle kristallinen Hüllgesteine einschließlich der Dachserie durchsetzen.

Von den ehemaligen basischen Magmatiten sind lediglich die Serpentine zu nennen, die in zwei NO streichenden Linsenzügen angeordnet sind.

Genauere Angaben über das Alter des Plutonismus sind im Augenblick noch nicht möglich. Westlich von Akdagmadeni zeigen Aufschlüsse, daß das Lutetien auf den Granit transgrediert und daß es in seinem Basalkonglomerat bereits Gerölle dieses Eruptivgesteins führt. Zumindest in diesem Falle erscheint das vorlutetische Alter des Granites erwiesen, dessen Dach zu dieser Zeit bereits abgetragen war. Seine Datierung nach unten ist gegeben durch das allerdings nicht bekannte Alter der Marmorserie, in die er unter Bildung von Kontakthöfen eingedrungen ist. Es ergeben sich hier Anhaltspunkte, daß der Granit in die bereits gefalteten Gesteine eingedrungen ist. Auch durchbrechen fast senkrecht stehende Eruptivgesteinsgänge die gefalteten Gesteine der Dachserie. Es muß noch offen bleiben, ob eine altersmäßige Parallelisierung aller Granite des Gebietes möglich ist.

Bei den in diesem Gebiete oft zu beobachtenden Mineralisierungen mit Erzen ist, soweit diese auf die Kontakthöfe beschränkt sind, der Zusammenhang mit dem oben beschriebenen Plutonismus ohne Zweifel gegeben. Nicht so eindeutig ist der Ursprung der mehr telemagmatischen Erze und Mineralien, die auf zahlreichen Spalten und Brekzienzonen des Untersuchungsgebietes angetroffen werden können.

Ebenso wie die Altersbestimmung der metamorphen Gesteine des Kristallins von Akdagmadeni erscheint auch die Datierung der in diesen Gesteinen erkennbaren Spuren von tektonischen Beanspruchungen und Faltungen schwierig. Es fehlen zur Zeit noch alle Untersuchungen über das gegenseitige Verhältnis von Kristallisation und Bewegung und Plutonismus bzw. das Alter der Metamorphose. Falls es sich um schon älter konsolidierte Massive handelt, die während des Mesozoikums Hochgebiete waren, müßten deren Einflüsse auch auf die geosynklinale mesozoische Sedimentation in den Nachbarzonen erkennbar sein. Alle diesbezüglichen Untersuchungen fehlen ebenfalls.

In den kristallinen Schiefen der Basalserie beobachtet man sehr oft eine Kleinfältelung, deren B-Achsen im ganzen Untersuchungsgebiet eine auffallende Bevorzugung der N-S-Richtung zeigen oder nur wenig um diese Richtung pendeln. Diese Achsen entsprechen daher einer Beanspruchung senkrecht zu der meridionalen Richtung. Sie werden von einer späteren Faltung verstellt, die alle Glieder der kristallinen Hüllgesteine erfaßt hat. Im westlichen Bereich bei Akdagmadeni ist dabei eine stärkere isoklinale Verfaltung und Verschuppung dieser Gesteine mit einem ONO-Streichen der tektonischen Elemente zu beobachten, während weiter im Osten ein Abbiegen der Streichrichtung in die WNW-Richtung erfolgt. Das nordnordwestliche bzw. nordnordöstliche Einfallen aller S-Flächen in dem Bereich der isoklinalen Verfaltung läßt die vorherrschende Südkomponente in der Vergenz dieser Tektonik erken-

nen. Dabei läßt sich bei Akdagmadeni ein westliches Achsenfallen dieser Falten beobachten. Während hier in den ONO streichenden Synklinalzonen noch die stratigraphisch höchsten Glieder (Marmore und Dachserie) erhalten sind, hat man den Eindruck, daß gegen Süden zu die tiefer liegenden kristallinen Schiefer der Basalgruppe immer mehr in den Bereich des Aufschlußniveaus rücken. An der Südflanke des Gebirges dagegen beobachtet man nur mäßig gefaltete Gesteine mit geringem Einfallen, die in der Hauptsache aus hellen Marmoren bestehen und hier die Begrenzung des Kristallins nach Süden bilden. Falls diese Gesteine mit den Akdagmadenimarmoren zu identifizieren wären, müßte hier ein deutliches Nachlassen der Intensität dieser Faltung von N nach S angenommen werden. Auch im Südosten ist eine entschieden offenere Faltung zu beobachten, die der gleichen Zeit angehören dürfte. Da man westlich von Akdagmadeni nummulitenführendes Lutetien auf Elementen dieser Faltung diskordant aufgelagert vorfindet, erscheint das vorlutetische Alter derselben erwiesen. Eine nähere Datierung läßt sich jetzt noch nicht durchführen. Während im SW das Lutetien in ruhiger Lagerung nur schwach schräg gestellt über dem gefalteten Kristallin liegt, sind diese Sedimente im zentralen Teil des Gebirges noch von einer späteren Faltung ergriffen worden, die man deshalb in die Zeit nach dem Miozän stellen muß. Die tieferen schon mehr konsolidierten Teile des Gebirges haben vielleicht auf diese Beanspruchung schon mehr in Form von Zerbrechungen reagiert. Auch hier wäre demnach ein Abklingen der Faltungsintensität etwa von N nach S zu beobachten.

Anzeichen einer Bruchtektonik, die den Faltenbau durchsetzt, sind überaus häufig zu finden. Mächtige Brekzienzonen mit tektonischen Geröllen, welche die starren Marmorplatten durchsetzen, sind oft auf viele Kilometer im Streichen zu verfolgen und beweisen die Intensität der Bewegungen, die damit verbunden waren. Die Brüche bevorzugen über das ganze Gebiet hinweg eine Richtung mit östlichem bis nordöstlichem Streichen. So beobachtet man diese Streichrichtung auf vielen Erzgängen, Eruptivgesteinsgängen, Brekzienzonen. Die gleiche Richtung weisen die Serpentinlinsenzüge auf und dürften damit eine Bewegungsfläche derselben Streichrichtung markieren. Wenn auch eine altersmäßige Gleichstellung aller dieser Elemente durchaus problematisch ist, zeigt sich doch in der Anlage eine bevorzugte Richtung, die vielleicht längere Zeit aktiv war. Nachdem oft noch Alttertiär und Neogen von solchen Brüchen verstellt wird, erscheint die lange Lebensdauer dieser Bewegungen erwiesen.

Man kann demnach zusammenfassen, daß es sich in dem genannten Gebiet um Teile des Daches eines im Untergrund gelegenen Plutons handelt. Diese metamorphen Hüllgesteine bestehen aus Paragesteinen und wahrscheinlich auch aus Orthomaterial. Es können mindestens drei verschiedene Faltungen nachgewiesen werden, von denen zwei vormiozän sind. Ein genaueres Alter ist nicht zu ermitteln. Über das Alter der Metamorphose sind zur Zeit Aussagen nicht möglich. Der im Untergrund vorhandene Plutonismus macht sich an der Erdoberfläche durch Gruppen von kleineren Granitaufbrüchen und durch zahlreiche Eruptivgesteinsgänge sowie durch eine Mineralisation bemerkbar. Eine altersmäßige Einordnung der Granite und der Serpentine bietet Schwierigkeiten. Die Granite zumindestens im Südwesten sind sicher älter als Miozän und waren zu dieser Zeit bereits von der Abtragung angeschnitten. Tertiäre Sedimente umrahmen im N, S und O das Gebirge und verhüllen auch im Innern oft große Teile des Kristallins.

Einer vorneogenen Einebnung, die über die gefalteten Gesteine hinweggreift, folgte schließlich eine junge Hebung, welche die jungtertiären Sedimente in eine Höhenlage von über 1500 m über NN brachte und die Zerstörung der Einebnungsfläche sowie die junge Zertalung verursachte. Vertikalbewegungen finden auch an zahlreichen Brüchen statt, die den Faltenbau durchsetzen.

Schriftenverzeichnis

- BAILEY, E. B. & McCALLIEN, W. J.: The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. — M. T. A., 40, S. 12—22, 1 Abb., Ankara 1950.
- EGERAN, N. & LAHN, E.: Note on the tectonic position of the northern and central Anatolia. — M. T. A., 41, S. 23—34, 2 Abb., Ankara 1951.
- KETIN, J.: On the geology of Yozgat region and the tectonic features of the Central Anatolian massif. — Bull. Geol. Soc. Turkey, S. 1—40, 5 Abb., 1 Taf., Ankara 1955.
- LAHN, E.: On the geology of Central Anatolia. — Bull. Geol. Soc. Turkey, S. 91—107, 2 Taf., Ankara 1949.
- NOWACK, E.: Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. — Z. deutsch. geol. Ges., 80, B, S. 304—312, Hannover 1928.
- PAREJAS, E.: La tectonique transversale de la Turquie. — Rev. Fasc. Sci. Univ. Istanbul, S. B., Nr. 3/4, Istanbul 1940.
- PETRASCHEK, W. E.: Beziehungen zwischen anatolischen und den südosteuropäischen Metallprovinzen. — M. T. A., 46/47, S. 64—74, 1 Taf., Ankara 1955.
- SALOMON-CALVI: Kurze Übersicht über den geologischen Bau Anatoliens. — M. T. A., Mecm-1, S. 35—74, 2 Abb., Ankara 1940.

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1958

Zur Geologie am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei¹⁾

Von

ERNST-GÜNTHER SCHULZE, Emmelshausen (Hunsrück)

Mit 1 Abbildung und Tafel 18

Inhalt

A. Einleitung	247
B. Stratigraphie	247
I. Siegen-Stufe	247
1. Hunsrücksschiefer	247
II. Ems-Stufe	249
1. Unterems	249
a) Spitznack-Schichten	249
b) Singhofener Schichten	250
aa) Einführende Bemerkungen	250
bb) Untere Singhofener Schichten	251
cc) Obere Singhofener Schichten	252
c) Hangende Schichten (Hohes Unterems)	253
2. Unsicheres Oberems	254
a) Quarzite von Weyer	254
b) Fragliche Oberems-Schichten bei Weyer-Himmighofen	254
C. Tektonik	255
I. Schuppenbereiche	255
1. Allgemeines	255
2. Weyer-Wellmicher Aufschiebung	257
3. Nochern-Lierschieder Aufschiebung	257
4. Aueler Aufschiebung	258
5. Reichenberger Aufschiebung	258
II. Faltenbereiche	259
1. Allgemeines	259
2. Faltenzone von Dahlheim-Kestert	260
3. Gangfaltenzone von Wellmich-Werlau	261
4. Faltenzone von St. Goarshausen	261
III. Diagonale Seitenverschiebungen	262
D. Die Blei-Zinkerzlagertstätten und die damit verknüpften Gesteinsgänge des Weißes Gebirges (Gangtektonische Ergebnisse)	264
E. Zusammenfassung	265
Schriftenverzeichnis	266

¹⁾ Auszug aus der Dissertation: „Stratigraphie und Tektonik im Raum Kestert-St. Goarshausen und ihre Beziehungen zu den Blei-Zinkerzergängen des Mittelrheingebietes.“ (Bergakademie Clausthal, 1957).

A. Einleitung

Das Thema der Arbeit verdanke ich meinen hochverehrten Lehrern Herrn Prof. Dr. F. BUSCHENDORF (Clausthal) und Herrn Prof. Dr. M. RICHTER (Berlin).

Herr Prof. Dr. G. SOLLE (Darmstadt) unterstützte mich in dankenswerter Weise bei der Bestimmung einiger zweifelhafter Fossilstücke.

Im Vordergrund der Arbeit stand die Klärung der genetischen und tektonischen Position der mittelrheinischen Erzgänge und der damit verknüpften Gesteinsgänge des „Weißen Gebirges“. Es stellte sich aber heraus, daß eine annähernd erschöpfende Erörterung der lagerstättenkundlichen Probleme nur bei der Kenntnis der regional-geologischen Verhältnisse möglich ist.

Aus der Untertagekartierung der Grube Gute Hoffnung (Werlau bei St. Goar) und der Grube Camilla (Norath im Hunsrück) erwuchs somit die stratigraphisch-tektonische Neubearbeitung der Topographischen Blätter Kestert (SE-Hälfte), St. Goarshausen (NW-Hälfte) und Dachsenhausen (S-Teil).

Mit Hilfe verschiedener Methoden wurden die Untersuchungsarbeiten durchgeführt. Dabei wurde besonderer Wert gelegt auf eine ausführliche Strukturkartierung und auf intensive lithologische Vergleiche, verbunden mit einer kritischen Sichtung der Faunenbestände.

B. Stratigraphie

I. Siegen-Stufe

1. Hunsrücksschiefer

Auf Grund der allgemeinen Lagerungsverhältnisse, des paläogeographischen Bildes, des Faunenbestandes und lithologischer Befunde sah G. SOLLE (1949) sich genötigt, der Siegen-Stufe als jüngste, selbständige Einheit, die Ulmen-Gruppe zuzufügen, die sowohl in Normalfazies als auch in Hunsrücksschiefer-Fazies vorliegen kann.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Lagerungsverhältnissen und der Verbreitung der Hunsrücksschiefer in dem unten genannten Raum.

Die teilweise Neubearbeitung der Blätter Dachsenhausen, Kestert und St. Goarshausen hat ergeben, daß die Hunsrücksschiefer von Bornhofen-Kestert („Bornhofener Schichten“ nach A. FUCHS) im normalen Verband mit den Singhofener Schichten, deren Liegendes sie bilden, bis in den Raum Hungenroth-Norath streichen. Ferner kann aus dem neugewonnenen Bild die Parallelisierung der Hunsrücksschiefer von Bornhofen-Kestert mit denjenigen von Bornich („Bornicher Schichten“ nach A. FUCHS) abgeleitet werden, wenn auch nicht in der Weise, wie sie von H. QUIRING, S. KIENOW, G. SOLLE u. a., vornehmlich mit Hilfe der „Maisborn-Gründelbacher Mulde“, vorgenommen wurde. Die neuerkannten Hunsrücksschiefer in der Schuppenzone von Weyer-Reichenberg entsprechen lithologisch weitgehend den Hunsrücksschiefern aus dem südlichen und nördlichen Verbreitungsgebiet.

Die Hunsrücksschiefer von Bornhofen-Kestert, die weite Flächen des Bl. Kestert einnehmen, sind in ihren oberen Teilen stark sandig entwickelt. Der sandige Schichtkomplex erreicht eine Mächtigkeit von 300—500 m. Relativ mächtige graue bis grünlichgraue und feinkörnige Sandsteinbänke wechsellagern mit sandigen Tonschiefern, die örtlich in Sandschiefer übergehen. Nach unten verstärken die Sand-

steinbänke ihren bis dahin schwachbituminösen Charakter. Die einzelnen Bänke verlieren ihre Mächtigkeit und treten zahlenmäßig stark zurück. Die Entwicklung zum Tonigen erreicht ihren Höhepunkt in dem einige hundert Meter mächtigen Tonschieferzug südlich Rheinbay, der sich von Kestert bis Mühlpfad-Reifenthal verfolgen läßt und von F. KUTSCHER (1953) mit den Kauber Schichten (nach A. FUCHS) verglichen wurde. Dem Tonschiefermittel sind bisweilen wenige Zentimeter dicke, eischüssige Sandsteinlagen eingeschaltet.

Die nach NW sich anschließenden älteren Schichtglieder sind wieder in einer sandig betonten Fazies ausgebildet.

Als regionalem Leitelement in den oberen Hunsrückschiefern kommt einer 1—3 m mächtigen grauen Sandsteinbank unmittelbar im Liegenden des Singhofener Basisporphyroidtuffits größte Bedeutung zu. Die Bank kann örtlich ihren Charakter ändern und ist beispielsweise im Raum Biebernheim als 4—5 m mächtige graue Quarzitbank entwickelt. Bei Lierschied liegt sie als grünliche bis dunkelgraue 10 m mächtige Sandsteinbank vor, die sich nach beiden Seiten rasch in Einzelbänke auflöst.

Eine vielumstrittene Stellung nehmen die „Lorelei-Quarzite“ bei St. Goarshausen ein. Die grünlichgrauen, dünnbankigen und recht quarzitischen Sandsteine wurden von H. QUIRING (1930) und G. SOLLE (1949) nach dem Vorgang von A. FUCHS in die Bornicher Schichten gestellt. Möglicherweise sind sie als äquivalente Bildung zu der genannten, charakteristischen Leitbank in den oberen Hunsrückschiefern aufzufassen.

Bevorzugt fossilhöffig sind die feinsandigen, mergeligen und recht mürben Schichtpartien der Hunsrückschiefer. Nicht selten lassen sich solche petrofaziellen Zonen als „Fossilsandsteine“ über weite Strecken verfolgen.

Folgende Fossilien wurden festgestellt:

- Bucanella tumida* (SANDB.)
- Leiopteria crenato-lamellosa* (SANDB.)
- Ctenodonta maureri* BEUSH.
- Nuculites* sp.
- Goniophora secans* A. FUCHS
- Gosseletia lodanensis* (FRECH)
- Rhenania tumida* A. FUCHS
- Orthotetina* sp.
- Stropheodonta explanata* (SOW.)
- Chonetes semiradiatus* (SOW.)
- Eodevonaria* cf. *extensa* KAYSER
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEMER)
- Hyst. (Acrosp.) pellico* (ARCH. & VERN.) juv.
- Hyst. (Acrosp.) arduennensis arduennensis* SCHNUR
- Hyst. (Acrosp.) arduennensis antecedens* (FRANK)
- Sp. der *subcuspidatus*-Gruppe
- Tropidoleptus rhenanus* FRECH
- Pleurodyctium* cf. *problematicum* GOLDF.
- Olkenbachia hirsuta* SOLLE
- Crinoiden-Reste div.

Bedauerlicherweise ist es noch nicht geglückt, für die Hunsrückschiefer von Bornhofen-Kestert das Ulmen-Alter im Sinne SOLLES faunistisch zu belegen. Wie die

Untersuchungen von F. KUTSCHER und die des Verfassers (s. Fossiliste) zeigen, stellt sich in ihnen eine Fauna ein, die gleichermaßen für die Ulmen-Gruppe wie für das Unterems bezeichnend ist und denen typische Leitformen des Siegen fehlen.

Wenn auch der Nachweis im Mittelrheingebiet bisher noch nicht erbracht werden konnte, so läßt sich doch das Siegen-Alter der Schichtserie aus der regional-tektonischen Situation eindeutig herleiten. In den von W. HANNAK (1957) unmittelbar im Liegenden der Singhofener Schichten (Porphyroidtuffit P 1 als Basis) ausgeschiedenen „Tieferen Schichten“ wurden einwandfreie Siegen-Formen nachgewiesen. Es handelt sich dabei um das Material eines Fossilfundpunktes, der von W. HANNAK bekannt gemacht und später von S. JENTSCH bearbeitet worden ist. Dieser Schichtverband liegt nun in der direkten, d. h. ungestörten Fortsetzung der Hunsrückschiefer von Bornhofen-Kestert.

Der faunistische Beweis des Hunsrückschiefer-Alters der zwischen Weyer und Reichenberg aufgeschuppten Hunsrückschiefer-Anteile liegt noch nicht vor.

Die im Forstbachtal und Rheintal bei St. Goarshausen anstehenden Hunsrückschiefer von Bornich gehören auf Grund ihrer spezifischen Fauna seit A. FUCHS zum klassischen Hunsrückschiefergebiet des Mittelrheins. Ihr Siegen-Alter ist durch die Untersuchungen von G. SOLLE (1949) u. a. sicher belegt.

II. Ems-Stufe

1. Unterems

a) Spitznack-Schichten

Die Spitznack-Schichten stellen faunistisch wie lithologisch eine festumrissene stratigraphische Einheit im Unterems dar. Sie wurde von A. FUCHS als Zone der Plattentandsteine mit den Cypricardellenbänken und *Prosocoelus Beushauseni* erstmalig erkannt, später dann von ihm in Spitznack-Schichten umbenannt.

Nach allen in der Folgezeit durchgeführten Untersuchungen kann es als sicher erwiesen gelten, daß die Spitznack-Schichten die Basis des Unterems einnehmen (F. KUTSCHER 1942 und 1953, G. SOLLE 1949 u. a.). Dieser Tatbestand findet seine Bestätigung in der allgemeinen strukturell-tektonischen Situation im Verbreitungsgebiet der Spitznack-Schichten. Sie streichen als relativ schmaler Schichtenzug aus dem Raum Rettert (östl. Taunus) bis in den Raum Kisselbach im östlichen Hunsrück (s. G. SOLLE 1949).

Insgesamt betrachtet, sind die Spitznack-Schichten sehr sandig entwickelt, was u. a. in den sehr zahlreichen dicken Sandstein- und Grauwackenbänken zum Ausdruck kommt, die sich beispielsweise auch zu mächtigen Bankfolgen zusammenschließen können. Die Sedimente der Spitznack-Schichten weisen neben jener charakteristischen Faunengemeinschaft mit der *Uncinulus-Pila*-Bank an der Basis eine erstaunlich große Beständigkeit in ihrem petrographischen Charakter auf. Ein mürber, dünnplattiger gelbbrauner Sandstein mit häufigen Glimmerlagen und einem wechselnd großen Bestand an zersetzten und zerbrochenen Feldspäten beherrscht das Erscheinungsbild. Die Schichtfolge wurde im Bogeler Tal, Hasenbachtal sowie im Forstbachtal und Rheintal auskartiert und hat dort wesentlichen Anteil am Aufbau der Aueller und Reichenberger Schuppe (SCH 3 und SCH 4). Außerhalb dieses

Verbreitungsgebietes sind keine sicheren Vorkommen von Spitznack-Schichten festzustellen. In den sich nach NW anschließenden Schuppen (SCH 1 und SCH 2) und Faltenbereichen (Faltenzone von Dahlheim-Kestert) werden Hunsrückschiefer direkt von Singhofener Schichten überlagert.

Es kann mithin der Auffassung von F. K. NÖRING (1939), nach der die Spitznack-Schichten eine nur unbedeutende Lokalfazies darstellen, insoweit zugestimmt werden, daß die Spitznack-Schichten gegenüber den übrigen stratigraphischen Einheiten des Unterems sicherlich einen weitaus kleineren Sedimentationsraum eingenommen haben.

b) Singhofener Schichten

aa) Einführende Bemerkungen

Der weitaus größte Teil der Schichtfolge zwischen Kestert und St. Goarshausen gehört den Singhofener Schichten des Unterems an.

Den Singhofener Schichten sind fünf verschiedenalttrige, 1—8 m (meistens 2—5 m) mächtige keratophyrische Tuffitlagen eingelagert, die als Porphyroidtuffite oder im älteren Schrifttum auch als Porphyroidschiefer bezeichnet werden. Als horizontbeständige Leitschichten sind sie für die Strukturuntersuchungen von hohem Wert. Stratigraphisch kommt ihnen die Stellung eines absolut sicheren Indiz' für das Vorhandensein von Singhofener Schichten zu. Ein Vergleich zwischen den Porphyroidtuffitmächtigkeiten des Lahngbietes und des Mittelrheins läßt darauf schließen, daß die Tuffsedimentation von NE nach SW sich verschwächt. Folglich kann das Zentrum des Tuffvulkanismus in der „Lahnmulde“ angenommen werden. Zudem läßt sich bemerken, daß die einzelnen Tuffitlagen des mittlrheinischen Raumes in ihrem Verlauf ungleich unbeständiger sind. Sie setzen häufiger aus und sind auf weiten Strecken überhaupt nicht oder nur sehr schwach entwickelt. Dieses Verhalten trifft vor allem für die beiden Basisporphyroidtuffite P1 und P2 zu.

Aus kartiertechnischen Erwägungen und hinsichtlich der großen Singhofener Schichtmächtigkeit wurde eine Untergliederung der Singhofener Schichten als zweckmäßig erachtet. Eine Zweigliederung in einen unteren und einen oberen Teil genügte den Anforderungen, wobei der mittlere Porphyroidtuffit (P3) die Grenze bildet:

Untere Singhofener Schichten und
Obere Singhofener Schichten.

Im Verlaufe der Kartierung stellte sich sehr bald heraus, daß die beiden stratigraphischen Kleinelemente jeweils mit bestimmten, regional z. T. sehr beständigen lithologischen Merkmalen ausgestattet sind. Eine zusätzliche faunistische Charakterisierung erwies sich als undurchführbar und der reiche Faunenbestand der beiden Einheiten ist für das Unterems schlechthin bezeichnend.

Die Singhofener Schichten, die an der unteren Lahn (Bl. Schaumburg) noch eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m erreichen, besitzen am Mittelrhein eine Mächtigkeit von 1200—1400 m (Bl. Dachsenhausen und Bl. Kestert). Im Fortstreichen nach SW nimmt die Mächtigkeit weiterhin ab und reduziert sich fast um die Hälfte (700 bis 800 m auf Bl. St. Goarshausen).

bb) Untere Singhofener Schichten

Die Singhofener Schichten bestehen aus einer Folge mehr oder weniger sandiger Tonschiefer und unterschiedlich mächtiger Sandsteinbänke.

Unter den fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänken verschiedener Mächtigkeit nehmen zwei bestimmte Mächtigkeitsgrade eine Vorrangstellung ein. Es sind dies die 2—6 cm dünnen Sandsteinlagen sowie die Sandsteinbänke von 10—20 cm Mächtigkeit. Sie verteilen sich über die gesamten Singhofener Schichten und sind außerdem auch in den oberen Hunsrückschiefern anzutreffen.

Sandsteine, die von einer Vielzahl dünner Tonlamellen durchsetzt werden, leiten bereits zu den gebänderten Tonschiefern über. Am Ende dieser Sedimentreihe stehen die Fein- und Feinstbandschiefer, die aus einer feinrhythmischen Folge millimeterdünner Ton- und Sandlagen bestehen. Den Bänderschiefern gegenüber zu stellen sind die Flaserschiefer, die gleich jenen im gesamten Unterems wie in den Hunsrückschiefern der Ulmen-Gruppe weite Verbreitung finden und die in verschiedenen Modifikationen auftreten.

Besonders mächtig entwickelte Sandsteinbänke sind den unteren Singhofener Schichten im allgemeinen fremd, auch dort wo das Hervortreten sandiger Sedimente ihren lithologischen Gesamthabitus bestimmt. Danach ist das Erscheinen einer 1—3 m mächtigen Sandsteinbank, die lateral wie in der Längserstreckung nicht selten einen stark quarzitischen Charakter annimmt, als Besonderheit anzusehen. Die Bank befindet sich 20—40 m unter dem Tuffit P2 und konnte an mehreren, räumlich weit auseinanderliegenden Punkten fixiert werden, was ihr den Wert einer Leitschicht gibt (Raum Dahlheim, Himmighofener Tal, Gründelbachtal usw.).

Die unteren Singhofener Schichten sind in ihren tieferen Teilen im allgemeinen tonig entwickelt, in den höheren vorwiegend sandig. Die reichen tonigen Einschaltungen in der Basisregion erinnern vielfach an den lithologischen Habitus der Kauber Dachschieferfazies (Reichelsteiner Tal bei Dahlheim und Gründelbachtal).

In den unteren Singhofener Schichten stellt sich eine bezeichnende Unterems-Fauna ein, wie die folgende Aufstellung bezeugt:

- *Homalonotus* sp. (Reste)
- Beyrichia devonica* JONES
- Bucanella bipartita* (SANDB.)
- Bucanella tumida* (SANDB.)
- Pleurotomaria* aff. *striatae* GOLDF.
- Murchisonia* sp.
- Platyceras eegense* A. FUCHS
- Platyceras* cf. *loranum* A. FUCHS
- Cypricardinia mediorhenana* A. FUCHS
- Modiomorpha* sp.
- Nucula* sp.
- Orthis transversaria* A. FUCHS
- Orthis* sp.
- Trigleria robustella* A. FUCHS
- Stropheodonta explanata* (SOW.)
- Orthotetina hipponyx* (SCHNUR)
- Chonetes semiradiatus* (SOW.)
- Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTH.)
- Eodevonaria dilatata* (F. ROEMER)

Camarotoechia daleidensis (F. ROEMER)
Hyst. (Acrosp.) pellico (ARCH. & VERN.)
Hyst. (Acrosp.) arduennensis latestriatus MAUR.
Hyst. (Acrosp.) arduennensis antecedens (FRANK)
Hyst. (Acrosp.) aff. extensus SOLLE
Sp. der subcuspidatus-Gruppe
Sp. der incertus-Gruppe
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Pleurodyctium problematicum GOLDF.
 Crinoiden-Reste.

cc) *Obere Singhofener Schichten*

Die Schichtserie zwischen den Tuffiten P3 und P4 nimmt den größten Teil der oberen Singhofener Schichten ein und ist bis auf ihre Hangendteile von überwiegend tonigem Charakter. Augenfälliges regionales Merkmal ist der über das gesamte Untersuchungsgebiet gleichbleibende Abstand zwischen P3 und P4. In die Tonschieferpakete eingelagert sind nicht selten Toneisensteingeoden und kurze Sandfasern, die diesen einen schwachen Schichtungscharakter verleihen.

Der schmale Streifen zwischen den Porphyroidtuffiten P4 und P5 besteht aus einer Folge von Sandsteinbänken unterschiedlicher Mächtigkeit und leitet damit zu den „Hangenden Schichten“ (Hohes Unterems) über. Nach SW im Raum Werlau verzahnt sich die sandige Folge mit größeren Tonschiefermitteln. Verzahnungs- und Übergangszonen zwischen tonigen und sandigen Sedimenten sind in den oberen wie auch in den unteren Singhofener Schichten keine Seltenheit (z. B. Raum St. Goarshausen).

Zu den faziellen Besonderheiten der Singhofener Schichten im Mittelrheingebiet zählen die hellen quarzitischen Einschaltungen. Ihre stärkste und regional beständige Entwicklung erfahren die Quarzite in den oberen Singhofener Schichten zwischen den Tuffiten P3 und P4 mit Bankfolgen von 50—200 m Mächtigkeit (Raum Weyer-Lierscheid). Gebietsweise greifen einzelne Quarzitlagen auf höhere Schichtteile, die im Hangenden von P4 folgen, über. Nach SW verlagert sich die Quarzitsedimentation allmählich in ein stratigraphisch tieferes Niveau und die 100—200 m mächtige Quarzitfolge westl. Niederburg kommt im Liegenden von P3, also in den unteren Singhofener Schichten zu liegen. Daneben finden sich aber noch geringmächtige Einzelbänke in den oberen Singhofener Schichten. Diese Verschiebung deutet sich bereits im NW an, wo im Raum Prath unmittelbar im Liegenden von P3 eine linsenförmige Quarzitbank erscheint. Im nördl. und westl. Teil des Kartierungsgebietes fehlen den oberen Singhofener Schichten die hellen mächtigen Quarzite. Stattdessen kommen hier 2—5 m mächtige quarzitische Sandsteinbänke von z. T. beträchtlicher streichender Erstreckung zur Ausbildung (Raum Dahlheim-Eschbach und Wellmich-Werlau).

Die Quarzitfolgen werden als Ablagerungen in spezialtrogartigen Aufbereitungsrinnen gedeutet, die in enger Verbindung mit dunklen bituminösen Schiefnern einer typischen Wattmeerfazies entsprechen (vgl. auch SCHÄFER 1941). An den streichenden Enden der Quarzitfolgen lösten sich während der Gebirgsbildung bevorzugt Scherspannungen aus in Form von diagonalen Seitenverschiebungen, was auf die lithologische und folglich auch mechanische Inhomogenität in diesem Bereich zurückzuführen ist.

Die Quarzite sind in ihrer Ausbildung nicht einheitlich. Ihr Aussehen wechselt von schneeweiß über grau zu rötlichen oder bräunlichgelben Tönungen. Gleichfalls können Korngröße, Korngestalt und Bitumenführung horizontal wie vertikal innerhalb einer Quarzitbank sich spontan ändern. Der wechselvolle Charakter wird im weiteren durch die unterschiedliche Bankigkeit bestimmt: klotzig-dickbankig bis dünn- und feinkbankig. Serizit ist in wechselnden Mengen stets vertreten.

In den Singhofener Schichten wie in den oberen Hunsrückschiefern werden gelegentlich postsedimentäre Diabas-Lagergänge angetroffen von mehreren Metern (max. 8 m) Mächtigkeit, die durchweg spezialgefaltet sind. Die heute sichtbar größte Anhäufung der initialen Intrusivkörper liegt in den oberen Singhofener Schichten mit Schwerpunkten bei Lierschied und Werlau.

Der Fossilinhalt der oberen Singhofener Schichten soll in der folgenden Liste wiedergegeben werden:

- Bucanella bipartita* (SANDB.)
Pleurotomaria daleidensis alta DAHMER
Loxonema sp.
Leiopteria crenato-lamellosa (SANDB.)
Nuculites persulcatus SOLLE
Nuculites truncatus (SANDB.)
Dalmanella cf. *bicallosa* (FUCHS)
Stropheodonta explanata (SOW.)
Stropheodonta murchisoni (ARCH. & VERN.)
Orthotetina sp.
Schizophoria provulvaria (SCHLOTH.)
Chonetes semiradiatus (SOW.)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTH.)
Chonetes cf. *plebejus* SCHNUR
Eodevonaria extensa KAYSER
Camarotoechia daleidensis (ROEMER)
Hyst. (Acrosp.) pellico (ARCH. & VERN.)
Hyst. (Acrosp.) arduennensis latestriatus MAUR.
Hyst. (Acrosp.) arduennensis antecedens (FRANK)
Hyst. (Acrosp.) carinatus cf. *crassicosta* (SCUPIN)
Spinocyrtia tenuicosta (SCUPIN)
Spinocyrtia truonitis (SCUPIN)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Pleurodyctium sp.
Diamenocrinus (Stielglieder)

c) Hangende Schichten (Hohes Unterems)

Zwingende tektonische und stratigraphische Gründe machten es erforderlich, im Hangenden der Singhofener Schichten eine weitere stratigraphische Einheit auszuscheiden, die als „Hangende Schichten“ bezeichnet wird.

Die 240—370 m mächtige Schichtfolge wird vom Grenzuffit P5 unterlagert und im Hangenden von den Quarziten von Weyer begrenzt. Die Schichten haben folglich hohes Unterems-Alter und sind sehr wahrscheinlich als Äquivalent der „Tonschiefer-Schichten“ W. HANNAKS bzw. der Nellenköpfchen-Schichten anzusprechen.

Die Schichten werden in ihren wesentlichen Teilen durch das Rheintal sowie durch das Wellmicher Tal aufgeschlossen. Die Sedimentation über dem Tuffitlager setzt

mit einer ansehnlichen Folge 20—40 cm, vereinzelt auch 1—2 m mächtiger, dunkelgrauer Sandsteinbänke ein. Im mittleren Teil der Hangenden Schichten treten die sandigen Einschaltungen an Häufigkeit wie an Mächtigkeit zurück, ohne daß die Folge dabei ihren sandigen Charakter verliert. Abgeschlossen wird die Schichtserie mit zahlreichen mächtigen und schlecht aufbereiteten Sandsteinbänken, die durch das Auftreten von bituminösen Tonschmitzen und einen beachtlichen Glimmergehalt gekennzeichnet sind. Die Fossilausbeute ist gering und besteht aus:

Trigleria confluentina (A. FUCHS)
Chonetes sp.
 Crinoiden-Resten

Die stark sandigen Sedimente im Hangendteil leiten über zu den Quarziten von Weyer.

2. Unsicheres Oberems

a) Quarzite von Weyer

Aus dem Raum Eschbach zieht ein mehr als 100 m mächtiger Quarzitzug quer über die Hochfläche ins Wellmicher Tal. Südl. Weyer wird die Quarzitbankfolge vorübergehend unterbrochen und läßt sich auch nicht mehr durch Lesesteine belegen. Vermutlich verzahnen sich hier die Quarzite engräumig mit anderen Sedimenten. Die Folge besteht aus sehr dichten, hellen und bankigen Quarziten, die im weiteren Fortstreichen nach SW allmählich ihre Mächtigkeit einbüßen und dabei durch Aufnahme von Glimmern und feindisperser Tonsubstanz ihren quarzitischen Habitus verlieren. So kommt es, daß bereits vor Erreichen der Weyer-Wellmicher Aufschiebung der größte Teil der Bänke im Zustand mangelhaft aufbereiteter Sandsteinlagen ausgekilt ist.

Die den Quarzitzug unterlagernden Schichten entsprechen hohem Unterems (vgl. oben). Die Quarzite stehen nachweisbar im normalen, ungestörten Verband mit dieser Schichtfolge und entwickeln sich stellenweise aus ihnen über eine sandigbetonte Übergangsfazies. Die mächtigen Quarzite von Weyer werden daher mit allem Vorbehalt als Äquivalent zum Ems-Quarzit betrachtet, solange nicht ein eindeutiger faunistischer Beweis angetreten ist.

b) Fragliche Oberems-Schichten bei Weyer-Himmighofen

Die im Hangenden des Quarzitzuges nach SE folgenden und demzufolge mit gleichem Vorbehalt als Oberems anzusprechenden Schichten werden größtenteils von den jungen Ablagerungen der Hochfläche bedeckt. Sie schieben sich keilförmig zwischen die Störungsfläche der Weyer-Wellmicher Aufschiebung im SE und das mögliche Äquivalent des Ems-Quarzites im NW.

Aufgeschlossen werden einzelne Schichtteile durch das EW-verlaufende Seitental, das vom Wellmicher Tal nach W abzweigt, durch einen größeren Steinbruch westl. Weyer sowie vor allen Dingen durch den oberen Teil des Himmighofener Tals. Die Bearbeitung dieser Aufschlußbereiche ergab für die im Hangenden des Quarzites anschließenden Schichten einen vorherrschend sandigen Sedimentcharakter. Nach einer Aufschlußlücke von wenigen hundert Metern folgt ein mindestens 150 m

mächtiger Tonschieferkomplex, der als recht charakteristisch angesehen werden kann. Er besteht aus fast reinen Tonschiefern, die nur hier und dort mit geringmächtigen Sandsteinbänken wechsellagern.

Die schlechten Untersuchungsbedingungen, die auf weiten Strecken selbst eine Kartierung nach Lesesteinen ausschließen, machen es verständlich, daß nur wenige Fossilfundpunkte ermittelt werden konnten. Der Inhalt des schlecht erhaltenen Fossilmaterials setzt sich aus

Tentaculites sp. und
Brachiopoden indet.

zusammen.

Der endgültige, vor allem faunistische Beweis des Oberems-Alters dieser Schichtfolge muß durch die Ergebnisse spezieller Untersuchungen erbracht werden.

C. Tektonik

I. Schuppenbereiche

1. Allgemeines

Im großregionalen Beanspruchungsplan des Mittelrheingebietes nimmt die Schuppentektonik eine vorherrschende Stellung ein.

Der Bereich, in dem die Mehrzahl der Großaufschiebungen nachzuweisen ist, erstreckt sich quer zum Streichen von Weyer-Wellmich über Lierschied-Nochern bis Reichenberg-St. Goarshausen. In ihm konnten insgesamt 4 Großaufschiebungen festgelegt werden. Er wird als Schuppenzone von Weyer-Reichenberg bezeichnet. Die Schuppen ergeben sich aus der Schichtverteilung beiderseits der Aufschiebungen sowie aus den besonderen tektonischen Verhältnissen. Eine sehr bemerkenswerte Abstandkonstanz zwischen den Aufschiebungen — Klein- wie Großelementen — ist festzustellen (3000—4000 m bzw. ca. 200 m).

Die Aufschiebungen verlaufen mehr oder weniger parallel den Faltenachsenebenen. Ihr Einfallen ist mit 53—66° ausnahmslos gegen SE gerichtet. Die Kartierungsergebnisse liefern zahlreiche Anhaltspunkte für ein verhältnismäßig junges Alter der Aufschiebungstektonik innerhalb der Faltung i. w. S. (vgl. auch B. ENGELS 1955 und W. HANNAK 1957). Nicht allein, daß die Störungen im engräumigen Nebeneinander mit jüngeren Faltenzerscherungen (Scheitelüberschiebungen) vorkommen, sondern beide Vorgänge lösen einander im Streichen ab und sind als ein gleichaltriger tektonischer Vorgang zu werten (Grube Gute Hoffnung, Wellmicher Grubenteil-Rheinstrecke). Es soll aber nicht übersehen werden, daß gelegentlich Faltung und Schuppentektonik räumlich wie zeitlich nebeneinander herlaufen können.

Der Schichtenverband an den Aufschiebungen ist häufig in charakteristischer Weise flexurartig geschleppt in dem Sinne, daß die Schichten sich der Störungsfläche weitgehend anschmiegen (z. B. Raum Auel-Lierschied und Wellmich). Die normale, SE-fallende Lagerung beherrscht das tektonische Bild innerhalb der Schuppenbereiche, wie aus dem äußerst geringen Anteil überkippter und NW-fallender Schichtbereiche leicht ersichtlich wird. Das Schichtstreichen ist mäßig steil (30—35°). Das Einfallen ist mit 20—40° ziemlich flach gegen SE gerichtet. Ein primär angelegtes NNE-Streichen erfaßt die mächtige Schichtfolge zwischen Lierschied und Eschbach.

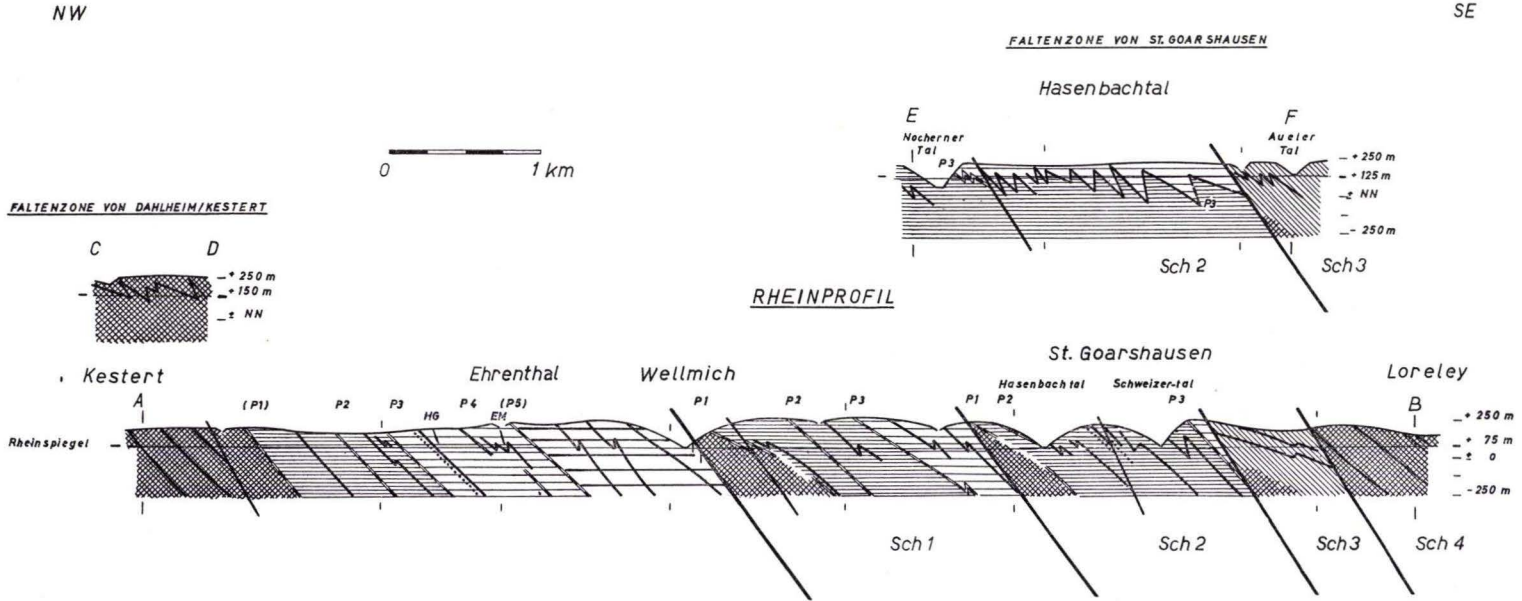


Abb. 1. Profile zur Geologischen Karte (Tafel 18) (HG = Holzfelder Gang — EM = Ehrenthaler Mittel)

2. Weyer-Wellmicher Aufschiebung

Unweit im Hangenden der Gangfaltzone von Wellmich-Werlau verläuft die größte Aufschiebung des Untersuchungsgebietes. An ihr sind im Rheinprofil Hunsrück-schiefer auf höheres Unterems geschoben. Der Betrag, um den die Schichten an dieser Großstruktur gegeneinander verschoben worden sind, kann in grober Annäherung mit 7000 m angegeben werden.

Mit zunehmend flachem Streichen ($55-60^\circ$) setzt die Störung vom oberen Himmig-hofener Tal in den Raum Wellmich-Nochern. Sie behält zunächst das ENE-liche Streichen bei, um dann westl. Werlau mit einem relativ scharfen Knick in die streichende NS-Flexur im Tal des unteren Thalbaches einzubiegen. Unmittelbar südl. des Gründelbachtals verläßt die Aufschiebung ebenso sprunghaft wieder die Flexur und läuft mit normalem Streichen, das annähernd faltenachsenparallel angenommen wird, vorbei an den Dörfern Utzenhain, Badenhard und Birkheim.

Zwischen Rheintal und Gründelbachtal folgt der Großaufschiebung 50—100 m im Hangenden als Leitstruktur eine Kleinfalte. Spezialfaltzonen begleiten sie in ihrem Liegenden.

Der Weyer-Wellmicher Aufschiebung nach NW vorgelagert ist ein sehr breiter unterdevonischer Schichtenverband, der von größeren Aufschiebungs- und Faltelementen unberührt bleibt und in normaler Abfolge seiner stratigraphischen Einheiten in die Balduinstener Falte (= Faltenzone von Dahlheim-Kestert) streicht. Die Schichtfolge umfaßt das gesamte Unterems, das im NW von Hunsrück-schiefern unterlagert und im SE von fraglichen Oberems-Schichten überlagert wird. Die Schichten streichen generell mit $28-38^\circ$. Das Einfallen beträgt in der Regel $25-48^\circ$ SE. Zu einer sehr bemerkenswerten Abweichung kommt es zwischen Hirzenach und Ehrenthal. Dem ca. 1000 m mächtigen Schichtbereich, der durch ein versteiltes Einfallen bis 60° SE gekennzeichnet wird, hat sich eine lebhafteste Schubklüftung mitgeteilt, die mit der Schichtversteilung allmählich nach SW und NE ausklingt.

3. Nochern-Lierschieder Aufschiebung

Mit der Untersuchung dieser regional wichtigen Struktur wurde etwa 2 km südwestl. Kasdorf im Bereich des oberen Feuerbachtals begonnen. Sie durchsetzt durch Seitenverschiebungen mehrfach zerstückelt das gesamte Kartierungsgebiet und wurde linksrheinisch bis in den Raum östl. Badenhard nachgewiesen. Das Generalstreichen der Aufschiebung bewegt sich zwischen 40 und 45° . Örtlich kommt es zu mehr oder weniger weiträumigen Flexuren, die teils ein steileres, teils ein flacheres Streichen zur Folge haben. Der Aufschiebungsbetrag beläuft sich auf 3000—4000 m.

Eine unstetige Folge von Klein- und Spezialfalten begleitet die Aufschiebung im Liegenden und Hangenden. Die Faltenachsebenen sind subparallel zur Störung angeordnet, was ihnen den Wert von tektonischen Leitlinien gibt. Die hangende Begleitfaltzone ist ungleich stärker entwickelt und gegenüber der liegenden überdies auch besser aufgeschlossen (Rheintal, Niederbachtal, Nocherner Tal und Feuerbachtal).

Beide Zonen besitzen jeweils eine Breite von 300—400 m, in denen die inversen Schichtteile gegenüber den normalen aber stark zurücktreten. Außerdem wird die

Großaufschiebung 100—150 m im Hangenden von einem Bündel Kleinaufschiebungen flankiert, welches an mehreren Aufschlußpunkten sicher nachzuweisen ist.

Die von der Weyer-Wellmicher und der Nochern-Lierschieder Aufschiebung begrenzte Schuppe SCH1 enthält neben hohen Hunsrücksschiefern die vollständige Folge der unteren Singhofener Schichten sowie den größten Teil der oberen Singhofener Schichten. Die Schuppe ist nur schwach spezialgefaltet (Gründelbachtal, Rheintal usw.). Regional hervortretend sind lediglich zwei Spezialfaltenzonen von 100—150 m Breite (Nocherner Tal und Himmighofener Tal).

4. Aueller Aufschiebung

Für die beiden liegenden Großaufschiebungen der Weyer-Reichenberger Schuppenzone läßt sich, wie gezeigt werden konnte, eine streichende Länge von jeweils 13 bis 15 km nachweisen. Die beiden hangenden Aufschiebungen, die Aueller und Reichenberger Aufschiebung, liegen bereits so weit im südöstl. Grenzbereich des Untersuchungsgebietes, daß ein sicherer Nachweis dieser Strukturen nur noch auf einer Länge von max. 10 km gelingt.

Die Aueller Aufschiebung setzt im spitzen Winkel durch das Bogeler Tal und nimmt im weiteren Verlauf nach SW zwischen Auell und Bogel ein ungewöhnlich flaches Streichen bis zu 70° an. Am Ausgehenden der Lierschieder Seitenverschiebung nach E versteilt sich das Streichen allmählich und die Aufschiebung läuft im weiten, nach SE geöffneten Bogen ins Hasenbachtal südl. Lierschied. Vom Hasenbachtal bis an den Rhein ist ein ziemlich konstantes Störungstreichen um 40° zu vermuten, das sich erst linksrheinisch im Raum Niederburg ein wenig versteilen dürfte.

Die Aueller Aufschiebung wird beiderseitig von einzelnen Faltelementen begleitet, die im Hasenbachtal und im Gehänge bei St. Goar aufgeschlossen werden. Die Schichten sind an der Aueller Aufschiebung um etwa 3500 m gegeneinander versetzt worden.

Die von der Nochern-Lierschieder und Aueller Aufschiebung umschlossene Schuppe SCH2 wird, soweit nachweisbar, von den gleichen stratigraphischen Einheiten aufgebaut wie die benachbarte Schuppe SCH1. Neben einem mächtigen Hunsrücksschieferkomplex beteiligen sich daran die vollständige Folge der unteren Singhofener Schichten sowie sehr wahrscheinlich auch die oberen Singhofener Schichten in ihrer Gesamtheit. Inwieweit noch höhere Unterems-Schichten in den Schuppenbereich fallen, kann infolge der Begrenzung des Arbeitsgebietes nach NE nicht gesagt werden.

5. Reichenberger Aufschiebung

Die Aufschiebung bei Reichenberg ist die südöstlichste Struktur, die im Kartierungsgebiet zwischen Kestert und der Lorelei angetroffen wird.

Die Reichenberger Aufschiebung ist an Hand des ihr benachbarten Strukturbildes und der stratigraphischen Position der Schichten zu beiden Seiten vom Bogeler Tal bis an den Rhein nachzuweisen. Es kann für sie ein Streichen angenommen werden, welches zwischen 52° und 58° schwankt. Vom Rheintal fort in den Raum Urbar ist der Verlauf der Aufschiebung nicht mehr mit Sicherheit anzugeben. Auf Grund des Verhaltens der engbenachbarten Faltenachsebenen kann ein Streichen von 40° — 45°

vermutet werden. Im Raum Reichenberg wie auch nordwestl. davon erfolgt eine großräumige Ausbuchtung der Störungsfläche nach SE. Dieser weitspannigen Flexur gegenüber liegt die in entgegengesetzter Richtung, nämlich nach NW ausgreifende Flexur der Aueler Aufschiebung. Durch dieses strukturelle Verhalten der beiden Aufschiebungen sowie durch ihren konvergierenden Verlauf nach NE und SW erhält die Schuppe SCH3 das Aussehen einer großen Linse.

Der Reichenberger Aufschiebung sind im Liegenden und Hangenden mehrere parallel verlaufende Faltenzüge beigeordnet, denen die Bedeutung als zuverlässige Leitlinien zukommt. Allen Faltenzonen im Bereich der Aufschiebung gemeinsam ist das Hervortreten stehender Falten, die durch eine schwach um die Horizontale pendelnde Achsenlage charakterisiert werden.

Der Aufschiebungsbetrag der Reichenberger Aufschiebung beläuft sich schätzungsweise auf 200—500 m. Der Berechnung liegt allerdings die noch unbewiesene Annahme einer ungestörten Schichtfolge (Hunsrückschiefer — Spitznack-Schichten — Singhofener Schichten) im Hangenden der Aufschiebung zugrunde. Mit größter Wahrscheinlichkeit kann aber gesagt werden, daß die Reichenberger Aufschiebung in ihrer regional-tektonischen Wirksamkeit nicht das Ausmaß der übrigen Großaufschiebungen erreicht. Die Schuppe SCH3 zwischen Lierschied-Auel und Reichenberg nimmt die Gestalt einer mächtigen tektonischen Linse an. Vom oberen Bogeler Tal bis in den Bereich des Forstbachtals werden von den Aufschiebungen jüngere Teile der Spitznack-Schichten und ältere der unteren Singhofener Schichten umschlossen. Vom Forstbachtal nach SW wird die Schuppe ausschließlich von Spitznack-Schichten gebildet.

Angaben über die Ausdehnung der Schuppe SCH4 nach SE können nicht gemacht werden, da die Schuppe über die SE-Grenze des Kartierungsgebietes hinausreicht. Vom Inhalt der Schuppe wurden lediglich die liegenden Teile untersucht. Es kann aber mit einiger Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß im Raum Reichenberg die Hunsrückschiefer von Bornich mit Spitznack-Schichten im normalen Verband vorliegen. Vermutlich können auch noch die unmittelbar südöstl. Reichenberg von A. FUCHS (1915) durch Porphyroidtuffite belegten Singhofener Schichten dieser ungestörten Schichtfolge zugerechnet werden.

II. Faltenbereiche

1. Allgemeines

Die Faltung nimmt am Mittelrhein zwischen Kestert und der Lorelei nur eine zweitrangige Stellung ein, wenn man ausschließlich die inversen Schichtbereiche betrachtet. Somit hat sie keinen regionaltektonischen Effekt, ist jedoch für die Deutung der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse von nicht geringem Nutzen. Einzelnen Faltelementen ist als tektonische Leitlinien größte Bedeutung beizumessen und sie stehen gleichwertig neben den stratigraphischen Leithorizonten.

Die Faltung beschränkt sich vornehmlich auf einige wenige schwach ausgebildete Faltenzonen, die durch diagonale Seitenverschiebungen mehr oder weniger häufig zerschert worden sind. Der Bau der Faltenzonen ist ziemlich gleichförmig und es herrscht in ihnen ein schwach NW-vergenter Faltentyp vor, der durch eine geringe

Anzahl Kleinfalten (bis 100 m überkippter Bereich) und zahlreiche Spezialfalten vertreten wird. Stehende Falten sind verhältnismäßig selten. Die beiden normalgelagerten Flügel der NW-vergente Falte fallen im allgemeinen mäßig flach mit $30\text{--}50^\circ$ gegen SE ein. Der überkippte Mittelschenkel fällt dagegen steil mit $60\text{--}80^\circ$ SE. Die Achsenebenen sind in der gleichen Richtung geneigt. Der Fallwinkel gibt das Maß der Vergenz an ($60\text{--}80^\circ$ SE). Die Faltenachsebenen streichen NE/SW, doch sind lokale Abweichungen gegen NS und gegen EW nicht selten und können zu beträchtlichen Strukturverbiegungen führen. Die Faltenachsen tauchen generell mit $10\text{--}40^\circ$ nach NE ab. Örtlich finden sich auch SW-einschiebende Achsenelemente. Mit dem SW-Abtauchen ist gesetzmäßig ein versteiltes Achsenstreichen gegenüber den Achsenebenen verbunden, wie umgekehrt ein NE-Abtauchen ein ziemlich flaches Streichen der Faltenachsen bei gleichem Achsenebenenverlauf zur Folge hat. Ein lebhaftes Pendeln der Faltenachsen um die Horizontale ist vor allem im südöstl. Untersuchungsgebiet zu beobachten. Dabei kommt es zu großwelligen Depressionen bei jeweils geringfügigen Neigungen der Achsen zueinander.

Der Faltenmechanismus wird bestimmt durch zwei paarig ausgebildete Scherflächensysteme: Die primär mechanisch wirksame Schichtung und die als Gegen-system dazu gebildete Schieferung. Die Schieferung erscheint in den vergenteten Falten zumeist in Fächerstellung. Dem Beanspruchungsplan zur Folge ist es entlang der Schieferung im normalen Faltenflügel zu abschiebenden, im inversen Faltenflügel dagegen zu aufschiebenden Bewegungen gekommen. Entsprechend erfolgte die Schichtgleitung im normalen Faltenbereich im überschiebenden, im überkippten Bereich im abschiebenden Sinne. Zu einer erhöhten Beanspruchung kommt es dabei in den Faltenumbiegungen. Die Form der Falte wird wesentlich modifiziert durch die mechanische Beschaffenheit des verfalteten Sedimentes.

Demnach können Schichtung und Schieferung als zweischariges Scherflächensystem aufgefaßt und die Falte als mechanisch wohldefinierte Biege-Scherfalte bezeichnet werden. Im weiteren Verlaufe der Einengung sind die Falten häufig im Sinne von Scheitelüberschiebungen (nach AMPFERER) zerschert worden.

Eine eingehende mechanische Deutung und Bewertung der Faltung wurde in jüngster Zeit von W. HANNAK (1957) vorgenommen.

2. Faltenzone von Dahlheim-Kestert

Die Balduinsteiner Falte verläuft von der unteren Lahn, wo sie in neuerer Zeit von W. HANNAK (1957) modern bearbeitet worden ist, in südwestl. Richtung auf den Mittelrhein. Sie erfaßt im Fortstreichen nach SW immer ältere Schichten. Am Rhein bei Kestert-Hirzenach werden bereits ausschließlich Hunsrücksschiefer verfaltet. Dabei verliert sie aber im zunehmenden Maß an regionaltektonischer Bedeutung. An der Lahn als mächtige Faltenstruktur entwickelt, wird die Balduinsteiner Falte nach SW zusehends abgebaut und setzt sich im mittelrheinischen Raum nur noch aus einer geringen Zahl von Klein- und Spezialfalten zusammen, die bei Dahlheim eine Breite von etwa 600 m einnehmen. Der inverse Schenkel der mächtigsten Einzelfalte erreicht eine Breite von nahezu 100 m.

Die Falte wird im Mittelrheingebiet nach den Ortschaften Dahlheim und Kestert benannt, in deren unmittelbarer Nähe sie am vollständigsten aufgeschlossen vorliegt

und überdies auch erstmalig erkannt und untersucht wurde. Daneben werden einzelne Teile der Faltenzone im Reichelsteiner Tal zwischen Winterwerb und Dahlheim sichtbar. Linksrheinisch kommen Reststrukturen im Gehänge bei Hirzenach zum Vorschein, ferner im Patelsbachtal bei Rheinbay, im Nordhang des oberen Thalbachtales zwischen Karbach und Dörth sowie im Steinbruch südl. Dörth. Es handelt sich durchweg um Spezial- und Kleinfalten mit inversen Bereichen bis zu 20 m. Der Steinbruch bei Dörth entblößt eine überkippte Schichtfolge von ca. 60 m. Die südwestlichsten Faltenaufschlüsse (ca. 120 m invers) wurden in dem spärlich mit Aufschlüssen versehenen Beybachtal zwischen Mühlpfad und Reifenthal untersucht.

Für die Faltenachsebenen kann ein Generalstreichen von $40\text{--}50^\circ$ angegeben werden. Örtlich kommt es zu weitspannigen Verbiegungen der Achsebenen und das Streichen vergiert gegen ENE (55°) bzw. NS (30°). Ein stärker versteiltes Faltenstreichen ist in der unmittelbaren Nähe von Seitenverschiebungen zu bemerken (Raum Hirzenach). Das Achsialgefälle ist sowohl gegen NE als auch gegen SW gerichtet.

3. Gangfaltenzone von Wellmich-Werlau

Die Bezeichnung „Gangfaltenzone“ gibt einen Hinweis auf die Bedeutung dieser Struktur als Träger der wirtschaftlich bedeutsamen Erzgangstreifen von Wellmich und Werlau am Rhein.

Die Faltenzone liegt in einer Breite von ca. 700 m vor und läßt sich aus dem Raum Weyer über den Rhein bis in den Raum NW Utzenhain verfolgen. Nach SE wird sie von der Weyer-Wellmicher Aufschiebung begrenzt, nach NW endet sie mit den Faltenstrukturen im Bereich der liegenden Wellmich-Werlauer Gänge. Der Anteil inverser Schichtbereiche innerhalb der Faltenzone ist gering und tritt hinter denen der übrigen Faltenzonen (Dahlheim-Kestert und St. Goarshausen) stark zurück.

Die Faltung legt große Teile der oberen Singhofener Schichten und nach SW auch Hangendteile der unteren Singhofener Schichten in nach NW überkippte Klein- und Spezialfalten. Die Faltenachsen zeichnen sich im nordöstl. Untersuchungsgebiet durch NE-Abtauchen aus. Im Fortstreichen nach SW schieben die Achsenelemente im zunehmenden Maße nach SW ein. Dadurch kommt es örtlich zur Bildung von Achsengewölben.

Im Rheintal und dessen näherer Umgebung befinden sich Kleinaufschiebungen (Begleitstörungen der Weyer-Wellmicher Großaufschiebung) im lebhaften Wechsel mit Falten, was, zumindest örtlich, zu einem kombinierten Falten-Schuppenbau innerhalb der Gangfaltenzone führt.

Das Streichen der Faltenachsebenen ist im allgemeinen NE/SW. Beim Einmünden ins Thalbachtal zwischen Werlau und Hungenroth werden die Falten von der mächtigen Thalbachtal-Flexur ergriffen und die Achsebenen erhalten ein steilgerichtetes NNE-Streichen.

4. Faltenzone von St. Goarshausen

Die Faltenzone von St. Goarshausen ist im Raum um St. Goarshausen (Hasenbachtal, Forstbachtal und Rheintal) am besten und am vollständigsten aufgeschlossen. Sie ist mit annähernd 1200 m Breite als der größte Faltenbereich des Kartierungs-

gebietes zu betrachten. Ohne Schwierigkeiten lassen sich die Faltelemente aus der Umgebung von Lierschied bis in den linksrheinischen Raum westl. Niederburg verfolgen.

Der Faltungsbereich wird von einer größeren Anzahl NW-vergenter, oftmals sehr spitzer Falten beherrscht. Die Kleinfalten, mit max. 100 m überkipptem Bereich, sind sehr häufig in sich spezialgefaltet und lösen sich nach SW entweder in Spezialfaltenzonen auf oder aber sie verkleinern sich durch eine Reduktion ihrer inversen Faltenflügel.

Das Hasenbachtal schließt insgesamt 5 Kleinfalten auf, die ausnahmslos ein Abtauchen ihrer Achsen gegen SW erkennen lassen ($2-20^\circ$ SW). Das Achsenstreichen ist entsprechend relativ steil ($20-42^\circ$). Flankiert wird dieser Kernbereich der St. Goarshausener Faltenzone von einzelnen Spezialfaltenzonen, deren Achsen gegenüber der Kernzone nach NE einschieben bei entsprechend flachem Streichen ($45-70^\circ$). Diese Spezialfaltenbereiche zu beiden Seiten der Kernzone sind auf Grund ihrer Besonderheiten als Faltenrandzonen zu bezeichnen.

Nach SW ändert sich das Bild sehr rasch und im Forstbachtal unterhalb Patersberg haben sich einzelne größere Falten bereits in Spezialfalten aufgelöst. Im rechtsrheinischen Gehänge sind es nur noch zwei Kleinfalten von 70 m und 40 m in versem Bereich sowie eine Reihe von Spezialfaltenzonen, die die Faltenzone von St. Goarshausen aufbauen. Mit dem Ausklingen der Faltenzone nach SW geht auch die Möglichkeit einer klaren Aufgliederung in Kern- und Randzone verloren. Statt dessen kommt es zu einer intensiven zopfartigen Verflechtung der Falten. Das Achsenstreichen pendelt verhältnismäßig beständig um die NE/SW-Richtung. Allein zwischen dem Hasenbachtal bei St. Goarshausen und Lierschied kommt es zu einer stärkeren Verbiegung der Faltenachsenebenen gegen die ENE-Richtung.

Die Faltenzone erfaßt im Raum Lierschied-St. Goarshausen den Grenzbereich zwischen unteren und oberen Singhofener Schichten mit dem Grenzporphyroidtuffit P3. Im Fortstreichen nach SW werden tiefere Teile der unteren Singhofener Schichte eingefaltet. Spitznack-Schichten streichen im Hangenden der Aueler Aufschiebung in die südöstl. Randzone.

III. Diagonale Seitenverschiebungen

Die in der zweiten Hälfte der Faltung i. w. S. (Bretonische Faltung) erfolgten Seitendehnungen fanden ihren sichtbaren Ausdruck in den diagonalen Seitenverschiebungen, von denen Falten wie Aufschiebungen mehr oder weniger intensiv zerschert worden sind. Bemerkenswerterweise sind die Schuppenbereiche von Seitenverschiebungen wesentlich stärker betroffen worden als die Faltenbereiche. Darüber hinaus sind die Seitenverwürfe in den Schuppenbereichen oftmals um ein Vielfaches größer als in den Faltungszonen.

Entsprechend dem NE/SW-Verlauf der Falten kann zwischen einem EW-gerichteten und einem NS-gerichteten Seitenverschiebungstyp unterschieden werden. Aus diesem paarigen Scherflächensystem gelangten die EW-Störungen zu besonderer Wirksamkeit, während demgegenüber die NS-Störungen weitgehend unterdrückt wurden und lediglich für den Aufstieg und die Platznahme synorogener, basischer Magmen Bedeutung erlangten.

Die Seitenverschiebungen vom EW-Typ streichen generell zwischen 70° und 110° und fallen gemäß dem Beanspruchungsplan mit $40\text{--}82^\circ$ gegen S ein (Striung: $4\text{--}30^\circ$ W). Die Hangendscholle ist entlang der Bewegungsbahn relativ nach W bewegt worden. Die Lage der Seitenverschiebungen wird vom Verlauf der Faltenachsebenen wie von der mechanischen Beschaffenheit des Materials bestimmt. Der nachhaltige Einfluß des Materialfaktors zeigt sich besonders eindrucksvoll im Raum südl. Prath und nördl. Lierschied. Die Mehrzahl der EW-verlaufenden Seitenverschiebungen besitzen Verwürfe, die sich in den Grenzen zwischen 50 m und 300 m bewegen. Vereinzelt konnten Seitenverwürfe von 400—500 m und von 700—800 m ermittelt werden. An der Thalbachtal-Störung zwischen Werlau und Hungenroth sowie an der Lierschieder Störung ist es sogar zu einem Verschiebungsbetrag der Schichten von jeweils 1000—1200 m gekommen.

Unschwer läßt sich bereits in einem kleineren Untersuchungsabschnitt (Gruben-aufschlüsse) erkennen, daß die einzelnen Seitenverschiebungselemente gestaffelt aufzutreten pflegen. Offenbar sind auch die Großstörungen (Lierschieder Störung, Thalbachtal-Störung usw.) in sich noch einmal sehr engständig gestaffelt. Die Kartierung im mittelhheinischen Raum bestätigt dieses absetzige Verhalten der Scherflächen im vollen Umfang.

Es konnte weiterhin festgestellt werden, daß die gestaffelten Seitenverschiebungen sich zu insgesamt 5 Zonen diagonaler Seitenverschiebungen zusammenfügen, die in bestimmten, annähernd konstanten Abständen aufeinanderfolgen (1200—1600 m). Von diesen 5 Großzonen zwischen Kestert und der Lorelei sind jeweils zwei Zonen mit ausgeprägten Nebenzonen versehen, die gleichfalls einen ganz bestimmten Abstand zu den entsprechenden Großzonen besitzen (500—700 m). Eine weitere Nebenzone deutet sich an, konnte aber regional nicht weiter erfaßt werden. Es zeigt sich an Hand der Kartierungsbefunde, daß die Nebenzonen gegenüber den Hauptzonen durch wesentlich geringere Seitenverwürfe ausgezeichnet sind.

An den EW-Störungen finden sich oft streichende Schichtflexuren, die bisweilen Mächtigkeiten bis 2000 m erreichen können (Gründelbachtal).

Vor allen Dingen im Störungshangenden zeigt sich sehr deutlich, wie die Schichten aus ihrer normalen Lage gegen die NS-Richtung herausgedreht worden sind. In den sekundären Verformungsakt einbezogen sind außerdem die Faltenachsebenen, die streichenden Störungen und die Erzgangspalten. Für gewöhnlich wird dabei das Einfallen der Schichten nicht wesentlich beeinflußt. Nur an einigen wenigen Störungen konnte im Einfallen der Schichtflächen eine merkliche Versteilung wahrgenommen werden (z. B. im Hangenden der südl. Gründelbachtal-Störung). Unmittelbar an der Störungsfläche biegen die Schichten nicht selten mit fast rechtwinkligem Knick in die ENE- bis EW-Richtung ein und passen sich somit dem Störungsverlauf an (Thalbachtal-Störung, Gründelbachtal-Störung an der Schmelze, Bieberheimer Störungen usw.). Bereiche NS-streichender Flexuren können an fast allen EW-verlaufenden Seitenverschiebungen beobachtet werden ohne Ansehen ihrer Intensität.

Zu einem interessanten Schichtverhalten kommt es zwischen der mächtigen Thalbachtal-Störung und dem nicht minder mächtigen Störungssystem des Gründelbachtals. Zwischen dem Ausgehenden der beiden Seitenverschiebungen nach E bzw. nach

W fand eine ansehnliche antithetische Schollenrotation statt mit NW-streichenden Schichtflächen und NS-streichenden Faltenachsebenen. Die Achse der Flexur verläuft NW/SE.

D. Die Blei-Zinkerzlagerstätten und die damit verknüpften Gesteinsgänge des Weißen Gebirges

(Gangtektonische Ergebnisse)

Eine detaillierte Erörterung der gangtektonischen Probleme sowie eine ausführliche Darstellung der paragenetischen Untersuchungen und ihrer Ergebnisse ist für die Monographien der Deutschen Blei-Zinkerzlagerstätten, Heft Lahn-Hunsrück, vorgehen.

Die mesothermalen Blei-Zinkerzgänge des mittelrheinischen Raumes lassen sich zu drei parallel angeordneten Gangspaltensystemen zusammenfassen, von denen die beiden nördlichen (Morgenröther und Werlauer Gangzug) bauwürdig vererzt sind. Sie folgen in annähernd gleichen Abständen aufeinander und beweisen damit die Gesetzmäßigkeit ihrer Entstehung. Die Gangzüge sind peripherisch an die SE-Flanke des von W. HANNAK (1957) unter dem Nassauer Sattel (= Salziger Sattel) angenommenen Pluton gebunden und stellen einen Ausschnitt in der großräumigen Vererzungsareole dar.

Die Erzgänge sind tektonische Spaltenfüllungen von synorogem Alter. Sie haben sich bevorzugt an den Muldenumbiegungen in überkippten Spezial- und Kleinfaltenbereichen gebildet. Die gangtypischen überschiebungsartigen Verflachungen sind das korrespondierende Scherflächensystem zur Scherfläche der Gangspalte und sie wirkten mit dieser ein Klaffen des Gangraumes. Die etwas jüngeren Gangverwalzungen mit jener Vielzahl von charakteristischen Schubklüften sind sehr wahrscheinlich als weiteres Gegensystem zu den Verflachungen angelegt worden. Für den Spaltenmechanismus ist ein streng lokalisierter Sonderbeanspruchungsplan anzunehmen, der gegen die NW-Vergenz gerichtet ist (vgl. W. HANNAK 1957) und möglicherweise auf die Wirkung des Plutons im Untergrunde zurückgeht.

Die jungen kupferkiesführenden Querquarzgänge sind größtenteils, wo sie nicht als mineralisierte Zugspalten oder Querstörungen auftreten, als Fiederspaltensfüllungen an diagonalen Seitenverschiebungen zu deuten.

Der größte Teil der basischen, autohydratativ hochgradig zersetzten Weißen-Gebirgs-Gänge kann als Eruptivfüllung von diagonalen Seitenverschiebungen bestimmter Richtungen gedeutet werden. Es überwiegen die älteren NS-verlaufenden und die jüngeren ENE-verlaufenden Gänge. Die regional unbedeutenden NE-streichenden Gesteinsgänge unterlagen sehr wahrscheinlich dem gleichen raumbildenden Mechanismus wie die Erzgänge, mit denen sie überdies auch räumlich sehr eng verbunden sind. Der Aufstieg der Weißen-Gebirgs-Magmen erfolgte unmittelbar vor und nach Bildung der Erzgangspalten. Das Verbreitungsgebiet des Weißen Gebirges deckt sich im wesentlichen mit demjenigen der hydrothermalen Gänge.

E. Zusammenfassung

Es wurden Teile der Blätter Kestert, St. Goarshausen und Dachsenhausen geologisch neu bearbeitet. Die letzten geologischen Aufnahmen des Gebietes erfolgten durch E. HOLZAPFEL (1892 und 1904) und A. FUCHS (1915). Teilgebiete wurden in neuerer Zeit von F. KUTSCHER (1942 und 1953) und H. QUIRING (Rheinprofil von 1930) bearbeitet.

Die Neubearbeitung erbrachte eine vertiefende Kenntnis von den Hunsrückschiefern am Mittelrhein. Es lassen sich drei Hunsrückschieferbereiche ausgliedern, die gleiche lithologische Merkmale aufweisen. Die Hunsrückschiefer von Bornhofen-Kestert bilden den nördlichen, die Hunsrückschiefer im Verbreitungsgebiet der Bornicher Schichten den südlichen Bereich. Zwischen beiden befindet sich ein dritter, auf die Schuppenzone von Weyer-Reichenberg beschränkter Hunsrückschieferbereich, dessen Schichtglieder bislang ins Unterems gestellt wurden (vgl. A. FUCHS 1915). Das Siegen-Alter ist auf Grund spezifischer Faunenelemente im nördlichen und südlichen Bereich nachgewiesen (vgl. W. HANNAK, A. FUCHS, G. SOLLE u. a.).

Die Spitznack-Schichten sind nur im Süden als relativ schmaler Schichtstreifen zur Ausbildung gelangt (Bl. St. Goarshausen). Im Norden werden Hunsrückschiefer von Singhofener Schichten überlagert.

Die Verbreitung der Singhofener Schichten konnte sicher festgelegt werden. Die Schichten wurden mit Hilfe der für sie typischen Porphyroidtuffite in einen unteren und einen oberen Teil untergliedert (Untere und Obere Singhofener Schichten). Beide Teile sind durch z. T. prägnante lithologische Merkmale ausgezeichnet. Der Versuch einer biostratigraphischen Charakterisierung erwies sich als undurchführbar. Die Mächtigkeit der Singhofener Schichten verringert sich von NE nach SW (ca. 1300 m auf Bl. Dachsenhausen gegenüber ca. 800 m auf Bl. St. Goarshausen).

Im Raum Wellmich folgen als nächstjüngere stratigraphische Einheit die „Hangenden Schichten“ von wahrscheinlichem hohen Unterems-Alter.

Die „Quarzite von Weyer“ überlagern als vermutliches Äquivalent des Ems-Quarzites die „Hangenden Schichten“.

Als jüngste Schichtserie konnten im Raum Weyer-Himmighofen fragliche Oberems-Schichten ausgeschieden werden.

Die genannten Auflager der Singhofener Schichten bei Wellmich-Himmighofen sind bisher als Singhofener Schichten angesprochen worden (s. A. FUCHS u. a.).

Mit den stratigraphischen Untersuchungen kartiertechnisch aufs engste verbunden war eine sorgfältige Strukturaufnahme. Die regionale Tektonik wird von folgenden Großeinheiten bestimmt (von NW nach SE):

- Faltenzone von Dahlheim-Kestert (600 m Breite),
- Gangfaltenzone von Wellmich-Werlau (700 m Breite),
- Schuppenzone von Weyer-Reichenberg (4500 m Breite) und
- Faltenzone von St. Goarshausen (1200 m Breite).

Beherrschendes Strukturelement ist die Schuppenzone von Weyer-Reichenberg mit ihren drei Großaufschiebungen. Die Verschiebungsweiten belaufen sich auf 3000—7000 m.

Die tangentiale Einengung im mittelhheinischen Raum zwischen Kestert und der Lorelei erfolgte also im wesentlichen durch Aufschuppung der verschiedenartigen Schichtteile. Das für diesen Raum von H. QUIRING (1930) entworfene und später von anderen Autoren übernommene tektonische Bild mit der 7 km breiten „Singhofener Mulde von St. Goarshausen“ als Hauptstruktur kann somit nicht bestätigt werden. Infolgedessen ist auch die SW-Fortsetzung dieser Struktur, die sogen. „Maisborn-Gründelbacher Mulde“, nicht aufrecht zu erhalten.

Der korrespondierende „Lorelei-Sattel“ verliert seine großregionale Bedeutung. Er ist nach neueren Untersuchungen als unbedeutende Klein- und Spezialfaltenzone aufzufassen (s. B. ENGELS 1955). Der „Salziger Sattel“ hat durch H. LEHMANN (1957) eine neue tektonische Deutung erhalten.

Die verhältnismäßig schmalen Faltenzonen werden jeweils von einer Anzahl Spezialfaltenzonen und Kleinfalten mit inversen Bereichen bis 100 m aufgebaut. Als sichere tektonische Leitlinie kommt ihnen größere Bedeutung zu. Die Faltenzone von Dahlheim-Kestert als direkte SW-Fortsetzung der Balduinstener Falte ist von Dahlheim-Winterwerb bis in den Raum Mühlpad (Hunsrück) nachzuweisen. Allgemein vorherrschender Falten-typ ist die NW-vergente Biege-Scherfalte mit jener mechanisch bedingten zweiseitigen Scherung entlang Schichtung und Schieferung.

Die Zerschneidung der Falten und Aufschiebungen im letzten Drittel der Orogenese findet ihren regionalen Ausdruck in den fünf gestaffelten Großzonen diagonaler Seitenverschiebungen vom EW-streichenden Typ.

Aus dem allgemeinen Verhalten der Scherflächensysteme wird der einheitliche Beanspruchungsplan klar ersichtlich. Die Gesetzmäßigkeit im Ablauf der Orogenese wird durch eine bemerkenswerte Abstandskonstanz der Gefügeeinheiten Schieferung, Schubklüftung, Aufschiebungen und Seitenverschiebungen unterstrichen.

Aus Schichtmächtigkeitsvergleichen mit dem Unterlahngebiet wird deutlich, daß der Lahntrog, in dessen SW-Fortsetzung der mittelhheinische Raum gelegen ist, sich während der Unterems-Zeit nach SW heraushebt.

Die lagerstättenkundlichen Erörterungen vermitteln einen Einblick in das regional-tektonische Verhalten der Blei-Zinkerzgänge und liefern darüber hinaus einen Beitrag zur Frage der Spaltenbildung.

In gleicher Weise wurden die mit den Erzgängen räumlich wie zeitlich eng verknüpften basischen Eruptivgänge des „Weißen Gebirges“ spaltenmechanisch gedeutet.

Schriftenverzeichnis

- ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 14, 96 S. 1955.
- FUCHS, A.: Das Unterdevon der Loreleigegend. — Jb. nass. Ver. Naturk., 52, S. 1—96. 1899.
- Über neuere Beobachtungen der Loreleigegend (Mittelrhein). — Jb. nass. Ver. Naturk., 54, S. 41—49. 1901.
- Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelhheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Devons. — Z. deutsch. geol. Ges., 59, S. 96—119, 1907.

- FUCHS, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffeführenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., **68**, Mon.-Ber. S. 57—70, 1916.
- Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A., **43**, S. 338—356, 1922.
- HANNAK, W.: Stratigraphie und Tektonik im Raum Holzappel-Nassau und ihre Beziehungen zu den dortigen Blei-Zinkerzgängen. — Berlin, FU., Diss. 1957.
- HOLZAPFEL, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **15**, 1893.
- KUTSCHER, F.: Das Alter der Bornhofener Schichten (Unterdevon) am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Ber. Reichsamt Bodenforsch., Jg. 1942, S. 179—186, 1942.
- Zur Devonogeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, 1953.
- LEHMANN, H.: Tektonik, stratigraphische Probleme und Gangbildungen zwischen Braubach und Kestert am Mittelrhein. — Clausthal, BA., Diss. 1957.
- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **192**, 1939.
- QUIRING, H.: Ein geologisches Rheinprofil vom Bacharacher Kopf bei Aßmannshausen bis Oberlahnstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., Berlin 1930, 6 S., 1 Profiltaf. (Profiltaf. u. Text in gekürzter Form auch in: Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 649—654, 1930).
- SCHWINNER, R.: Der Begriff Scherung in der Tektonik. — Zbl. Mineral., Geol., Pal., 1928, B, S. 31—43, 1928.
- SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**, S. 299—380, 1949.
- Beobachtungen und Deutungen zum Unterkoblenz in Taunus und Hunsrück. — Senckenbergiana, **31**, S. 185—196, 1950.
- Geol. Kt. Pr. u. benachb. Ländern. 1 : 25 000:
Blatt Dachsenhausen m. Erl. v. E. HOLZAPFEL, 1892.
Blatt St. Goarshausen m. Erl. v. E. HOLZAPFEL, 1904.
- Geol. Übersichtskarte der Loreleigegend (Mittelrhein), 1 : 50 000 v. A. FUCHS, 1915.

Manuskript eingegangen am 8. 5. 1958

Stratigraphie und Tektonik im Mittelrheingebiet zwischen Braubach und Kestert¹⁾

Von

HEINZ LEHMANN, Berlin

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Inhalt

I.	Einleitung	269
II.	Stratigraphie	269
	A. Vorhandene Literatur und ihre Ergebnisse	269
	B. Hunsrückschiefer	270
	C. Ems-Stufe	273
	D. Unter-Ems	274
	E. Ober-Ems	274
	1. Ems-Quarzit	274
	2. Hohenrheiner Schichten	275
	3. Laubacher Schichten	275
	4. Kondelgruppe	276
	a) Flaser-Schiefer	276
	b) Die Kieselgallen-Schiefer	276
III.	Tektonische Großstrukturen	277
	A. „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“	278
	1. Rechtsrheinischer Teilabschnitt	278
	2. Linksrheinischer Teilabschnitt	278
	3. Der Vergenzwechsel	280
	B. „Bopparder Überschiebung“	280
	C. Kratzenburger Mulde	285
	D. Salziger Sattel	287
	E. „Faltenfreie Zone“	288
	F. Balduinsteiner Falte	289
IV.	Ergebnisse	290
	Schriftenverzeichnis	291

¹⁾ Teil der Dissertation an der Bergakademie Clausthal 1957.

I. Einleitung

Das Arbeitsgebiet wird im wesentlichen von der Wasserscheide Rhein–Lahn und Rhein–Mosel begrenzt und erstreckt sich über Teile der Bl. Boppard (5711), Dachsenhausen (5712) und Kestert (5811). Diese Blätter sind in früherer Zeit geologisch bearbeitet worden; Bl. Dachsenhausen von HOLZAPFEL (1892), als einziges veröffentlicht, Bl. Boppard von QUIRING (1931) und Bl. Kestert von FUCHS (1931–1933) und KUTSCHER (1938–1940).

In neuerer Zeit sind unter Leitung von Prof. Dr.-Ing. FR. BUSCHENDORF und Prof. Dr. M. RICHTER weitere Arbeiten an der unteren Lahn und am Mittelrhein vergeben worden. H. EHRENDREICH (1956) bearbeitete das rechtsrheinisch im N anschließende Bergbaurevier Braubach-Bad Ems; W. HANNAK (1957) schließt im NE jenseits der Wasserscheide zur Lahn an und E. G. SCHULZE (1957) grenzt im S an den umschriebenen Arbeitsbereich.

Mit vorliegender Arbeit wird eine sehr wesentliche zentralgelegene Lücke in dem regionalen Untersuchungsbereich geschlossen.

Alle Arbeiten befassen sich eingehend mit der Tektonik und Stratigraphie einerseits und lagerstättenkundlichen Untersuchungen andererseits.

Im Teilgebiet Boppard beschränkt sich die geologische Aufnahme auf eine tektonisch-stratigraphische Übertagekartierung. Das Schwergewicht mußte von vornherein auf die tektonische Gliederung gelegt werden, da die früher angewandte stratigraphisch-lithologische Methode bei den monotonen Wechsellagerungen des Unter-Ems und oberen Siegen allein nicht zum Ziel führen konnte. Es wurde daher von einer Strukturkartierung ausgegangen, an die sich stratigraphisch-lithologische Untersuchungen anschlossen. Erst nachdem diese Voraussetzungen geschaffen waren, sind die Quarzgangbildungen in diese mit einbezogen worden. Letztere bleiben einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

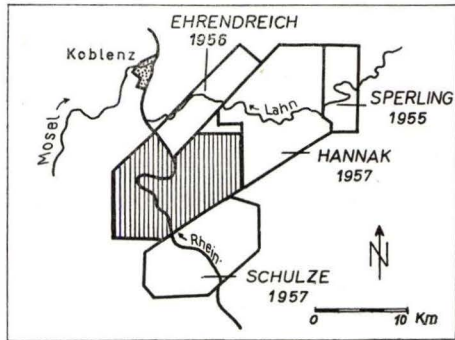


Abb. 1. Lage des Kartierungsgebietes (schraffiert).

II. Stratigraphie

A. Vorhandene Literatur und ihre Ergebnisse

Die Auffassung über die stratigraphische Gliederung des untersuchten Gebietes hat im Laufe der Zeit mancherlei Veränderung erfahren. Besonders das gut abgeschlossene Rheinprofil regte zu stratigraphischen Untersuchungen und Deutungen an.

Auf Bl. Dachsenhausen scheidet HOLZAPFEL (1892) einen schmalen Hunsrückschieferzug, umgeben von Unter-Ems-Schichten, aus. In letzteren sollen Ems-Quarzit-Züge eingeschaltet sein. Im NW schließen sich Ober-Ems-Schichten der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ an. HOLZAPFEL glaubte wie E. KAYSER an einen isoklinalen, von der Schieferung überprägten Faltenbau, der keine tektonische Gliederung zuläßt.

A. FUCHS (1930) spricht von Hunsrückschiefer-Schichten als einer selbständigen Stufe und untergliedert diese im mittelhheinischen Raum. Seine regionalen Folgerungen betrafen hauptsächlich das Rheinprofil. Er forderte von der Loreley bis Bornhofen überkippte Lagerung, so daß den „Bornhofener Schichten“ ein hohes Unter-Ems-Alter zukäme.

Eine Veröffentlichung des von ihm zum großen Teil kartierten Bl. Kestert (1931 bis 1933) ist im ursprünglichen Sinne nicht erfolgt. F. KUTSCHER (1953) brachte eine Einzelbeschreibung des noch unveröffentlichten Bl. Kestert heraus, in der besonders die Bornhofener Schichten mit dem Hunsrückschiefer parallelisiert werden. F. KUTSCHER trat auf Grund eigener Untersuchungen in den Jahren 1938—1940 für eine Zuordnung dieser Schichtenfolge ins Unter-Ems ein, wogegen G. SOLLE (1950) aus faunistischen Gründen ein Siegen-Alter befürwortet.

QUIRING (1930) tritt als erster in seinem geologischen Rheinprofil und in der unveröffentlichten Kartierung des Bl. Boppard für ein Unter-Ems-Alter der Schichten zwischen Bopparder Überschiebung und seinem „Salziger Sattel“ ein. Südlich schließen sich dann obere Hunsrückbänderschiefer und mittlere Hunsrückschiefer an.

G. SOLLE (1942) behandelt in einer umfassenden Arbeit die Kondelgruppe (Ober-Ems) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Einzelbeschreibungen der Aufschlüsse und ihrer Faunen betreffen u. a. das Gebiet der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ speziell beiderseits des Rheins.

B. Hunsrückschiefer

Mit G. SOLLE darf mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die Hunsrückschiefer eine Fazies mit einer spezifischen Fauna im oberen Siegen darstellen, die sich von den übrigen Teilen des Siegen und Unter-Ems unterscheiden.

Tabelle 1. Die Verbreitung der hangenden Hunsrückschiefer
(nach G. SOLLE, 1949, S. 368)

		S-Taunus	Loreleygebiet	Salzig-Boppard	
Ems-Stufe	Unter-Ems	Singhofener Schichten	Singhofener Schichten	Singhofener Schichten	
			Spitznaack-Schichten		
		Bornicher Schichten	Bornicher Schichten		Hunsrück-schiefer
Siegen-Stufe	Ulmen-Gruppe	Kauber Schichten	Kauber Schichten	Bornhofener Schichten	

Das Verbreitungsgebiet der Hunsrückschiefer ergibt sich aus einer großen Summe lokaler Beobachtungen. Unter diesem Aspekt sind auch die Parallelisierungsvorschläge von F. KUTSCHER für die „Bornhofener Schichten“ zu sehen. Vor allem ist es aber die Vorstellung einer Mulde mit Singhofener Schichten zwischen Kestert und St. Goarshausen, die an beiden Seiten von Hunsrückschiefern flankiert werden soll,

die KUTSCHER wie auch QUIRING zu diesem Vergleich kommen ließ. Dabei muß es fraglich erscheinen, ob eine weitere Untergliederung der Hunsrückschiefer, wie sie in einem um etliche Kilometer weiter südlich am Mittelrhein gelegenen Raum durchgeführt wurde, auch strenge Gültigkeit für die Sedimentserie der „Bornhofener Schichten“ hat. F. KUTSCHER betont die äußerst schwere und problematische Abgrenzung von Kauber- und Bornicher Schichten. Schon aus dieser Perspektive muß ein recht großer Spielraum in der Parallelisierung der einzelnen Schichtkomplexe resultieren.

In den unveröffentlichten geol. Karten¹⁾ Bl. Boppard (QUIRING 1931) und Kestert (FUCHS-KUTSCHER 1942) sind Strukturaufnahmen noch nicht berücksichtigt.

Die zur Diskussion stehende Gesteinsserie der „Bornhofener Schichten“ besteht aus Wechsellagerungen rauher, sandiger Schiefer mit glimmerreichen, schiefrigen Sandstein- und Quarzitbänken. Reine Tonschiefer, Fein-, Breit- und Weitbandschiefer können in diese eingeschaltet sein. Vereinzelt sind Horizonte subaquatischer Rutschungen und Einrollungen zu beobachten. Das Gesamterscheinungsbild der Schichtfolge zeigt einen monotonen Wechsel von stark in ihrer Mächtigkeit schwankenden, meist geringmächtigen Sandsteinbankfolgen und verschiedenen mächtigen, rauhen sandigen Schiefen. Fauna ist äußerst selten. Es wurden gefunden:

Homalonotus sp.
Stropheodonta explanata Sow.
Chonetes semiradiata Sow.
Spirifer arduennensis (SCHNUR)
Spirifer mediorhenanus (FUCHS)
Tropidoleptus sp.

Zwei Schieferzüge, einer bei Kestert und ein anderer bei Bornhofen, sind als liegende „Kauber Schichten“ besonders von KUTSCHER und QUIRING ausgegliedert worden. Als einziges Unterscheidungsmerkmal ist der größere Tonschieferanteil der Kauber Schichten gegenüber den sandigeren, hangenden Bornicher Schichten herangezogen worden. Es fehlen gänzlich faunistische Unterscheidungsmerkmale, begründet durch die außerordentliche Fossilarmut.

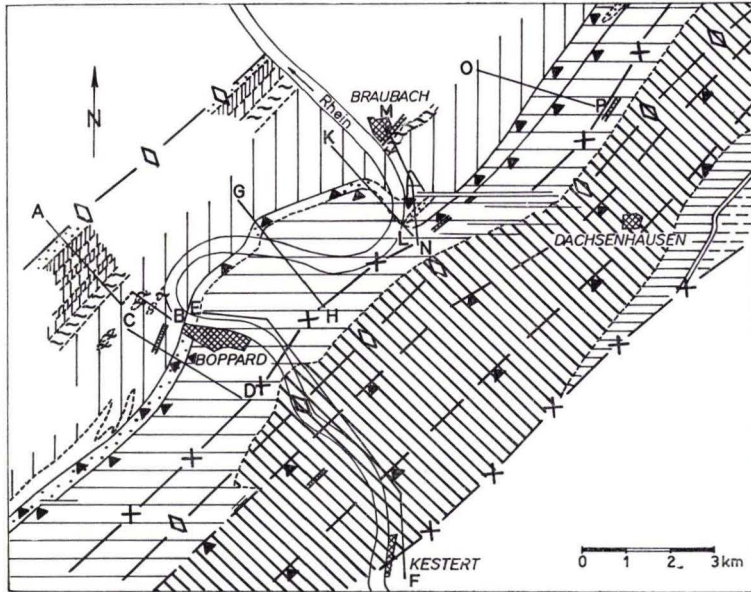
Durch diese Tatsachen wird der Wert der Untergliederung in Frage gestellt, zumal im gesamten oberen Siegen und ebenfalls im Unter-Ems Einschaltungen von schiefrigen Schichtserien weit verbreitet sind.

Um eine sichere Lösung dieser Frage zu erzielen, ist eine Übereinstimmung der strukturellen wie der lithologischen Verhältnisse erforderlich.

Tektonisch ergibt sich auf den ersten Blick ein sehr einfacher Bau der Schichtfolge im Rheinprofil Kestert-Bornhofen. Auf die Balduinsteiner Falte bei Kestert folgt ein flach nach SE einfallender, normaler Faltenflügel bis zum Salziger Sattel bei Bornhofen. Das würde das doppelte Auftreten der Kauber Schichten, einmal in der Balduinsteiner Mulde bei Kestert und zum anderen im Sattelkern des Salziger Sattels eindeutig widerlegen. Bei ungestörter Lagerung müßte es sich demnach um zwei stratigraphisch verschiedene schiefrige Schichtserien handeln.

¹⁾ Die Karten sind mir vom Hess. Landesamt für Bodenforschung durch freundliche Unterstützung von Herrn Prof. Dr. MICHELS und Herrn Dr. KUTSCHER zur Einsicht überlassen worden.

Anscheinend kann diese einfache tektonische Lösung nicht ohne Bedenken akzeptiert werden, denn im Bereich des Salziger Sattels ist linksrheinisch am Gras-Kopf in etwa 400 m über NN ein sicherer Porphyroidtuffit gefunden worden. Diese sind nach bisheriger Erfahrung ausschließlich an das Unter-Ems gebunden. Bei dem



Legende

	Kieselgallen-Schiefer		Unt-Ems (unsichere Stellung)	} SIEGEN/UNT-EMS
	Flaser-Schiefer		Mittl. Singhoferer Schichten mit Porphyroidtuffit	
	Laubacher Schichten		Unt. Singhoferer Schichten	
	Hohenrheiner Schichten		Hunsrückschiefer	
	Ems-Quarzit		Diabas	
	Aufschiebung Seitenverschiebg.		Mulde	
	Aufschiebung (vermutet)		Sattel	

Abb. 2. Geologische Karte.

Porphyroidtuffit handelt es sich um den einzig bekannten im gesamten Bearbeitungsgebiet. Es darf daher angenommen werden, daß hier der Basistuffit der Singhoferer Schichten aufgeschlossen ist.

Betrachtet man die Verbreitung der Singhoferer Schichten im östlichen Anschlußgebiet, dann zeigt sich, daß diese mit ihrer Basis aus dem Bereich der unteren Lahn an Schweighausen vorbei bei Dahlheim in die Balduinsteiner Falte hineinstreichen.

Beide Tatsachen ergeben, für sich betrachtet, für die Schichtfolge zwischen Kestert und Bornhofen einmal Siegen- das andere Mal Unter-Ems-Alter.

Aus dem südlichen Anschlußgebiet beschreibt E. G. SCHULZE eine intensive Schuppung, die er gut begründet an Stelle der „Singhofener-“ bzw. „Maisborn-Gründelbach-Mulde“ setzen konnte.

Auf Bl. Schaumburg wird von HANNAK als besondere Struktureinheit zwischen Balduinsteiner Falte und dem Nassauer Sattel (etwa die NE-Fortsetzung des Salziger Sattels) eine „Faltenfreie Schuppenzone“ ausgegliedert.

Daher muß bei der Lage des Arbeitsgebietes und den stratigraphischen Gegebenheiten ebenfalls mit Schuppung zwischen Salziger Sattel und Balduinsteiner Falte gerechnet werden. Über die Lage und die Zahl der Aufschiebungen kann, wie oben erläutert, allerdings nichts bestimmtes ausgesagt werden.

Der Ansicht, daß die „Bornhofener Schichten“ dem Hunsrückschiefer zugeordnet werden müssen, kann durch die Kenntnis der Lagerungsverhältnisse Nachdruck verliehen werden. Weiterhin ist im Anschlußgebiet nördlich Nassau durch W. HANNAK ein Fossilfundpunkt im Bereich des Nassauer Sattels bekanntgemacht worden, aus dessen Auswertung eindeutiges Siegen-Alter hervorging.

In der Frage der Einstufung der schiefrigen Schichtserien können verständlicherweise keine sicheren Angaben gemacht werden.

C. Ems-Stufe

Die petrographische Ausbildung des Unter-Ems schließt sich eng an die der „Bornhofener Schichten“ an. Unterscheidungsmerkmale im allgemeinen sind nur in den lithologischen Leithorizonten der Porphyroidtuffite sowie in der Fauna gegeben.

Im Ober-Ems ist der rhythmische Verlauf vom sandigen zum tonigen Sediment streng gewahrt und so läßt sich das Ober-Ems lithologisch ausgezeichnet untergliedern. Parallel dazu sind nach rein faunistischer Methode die einzelnen Schichtpakete gut zu unterscheiden.

Tabelle 2. Gliederung der Ems-Stufe im Raum Koblenz

Eifel		Wissenbacher Schiefer		
Ems	Ober-Ems	obere Kondelgruppe = etwa Kieselgallen-Schiefer untere Kondelgruppe = etwa Flaser-Schiefer Laubacher Schichten Hohenrheiner Schichten Ems-Quarzit		
	Unter-Ems	Nellenköpfchen-Schichten Rittersturz-Schichten Singhofener Schichten <table style="margin-left: 100px; border: none;"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">obere</td> <td style="padding-right: 10px;">mittlere</td> <td style="padding-right: 10px;">untere</td> </tr> </table>	obere	mittlere
obere	mittlere	untere		
Siegen		Hunsrückschiefer		

D. Unter-Ems

Mit dem Auftreten eines Porphyroidtuffits am Gras-Kopf westlich Bad Salzig ist ein Unter-Ems-Alter der dort anstehenden Schichten wahrscheinlich. Aus der tektonischen Lage des Porphyroids geht hervor, daß sich bei dem bis zur Kratzenburger Mulde nach NW eintauchenden Faltenspiegel immer jüngere Schichten des Unter-Ems nach NW einschalten müssen. Das Unter-Ems füllt demnach den gesamten Raum zwischen Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone und dem Porphyroid-schieferfundpunkt aus.

Dieser eine, lokal auftretende Porphyroidtuffit reicht nicht aus, eine Gliederung des Unter-Ems aufzubauen, zudem Fossilhorizonte, welche unter bestimmten Umständen ebenfalls für Leitzwecke zu verwenden wären, nicht gefunden werden konnten. Lediglich in unmittelbarer Nachbarschaft der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone sind ganz vereinzelt Fossilfundpunkte mit typischer Unter-Ems-Fauna bekannt. Es wurden gefunden:

- Homalonotus* sp.
- Coleoprion* n. sp. (SCHMIDT)
- Chonetes semiradiata* (SOW.)
- Eodevonaria* cf. *dilatata* (E. ROEM.)
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEM.)
- Spirifer arduennensis latestriatus* (MAURER)
- Spirifer arduennensis* cf. *antecedens* FRANK
- Spirifer extensus-maturus* (SPRIEST.)

Ganz besonders ist eine scharfe Abgrenzung zu den in gleicher lithologischer Ausbildung im Liegenden auftretenden Hunsrückeschiefern nicht möglich. Sicher ist, daß eine weitere Untergliederung des gesamten Schichtpaketes südlich der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone bis zur Balduinsteiner Falte bei Kestert zur Zeit sehr willkürlich erfolgen müßte.

Um diesen gesamten Fragenkomplex einer befriedigenden Lösung zuzuführen, bedürfte es einer speziellen sediment-petrographischen Feingliederung mit dem Ziel, einzelne Schichten oder Schichtverbände von Aufschluß zu Aufschluß im gesamten Rheinprofil zwischen Braubach und Kestert miteinander zu parallelisieren. Ob diese Arbeitsmethode bei den lithologisch so monotonen Schichtfolgen überhaupt anwendbar ist, erscheint zweifelhaft.

E. Ober-Ems

Das Gebiet der klassischen Ober-Ems-Gliederung am Mittelrhein liegt nur einige Kilometer nördlich des Arbeitsgebietes jenseits der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“. Somit ergaben sich keine Schwierigkeiten in der Übernahme der Gliederung aus dem Raum Koblenz.

1. Ems-Quarzit

Der Ems-Quarzit begleitet in einer Schuppe der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone den Südrand der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“. Er ist meist aus seinem normalen Schichtverband herausgerissen. Seine Mächtigkeit schwankt daher in weiten Grenzen und erreicht maximal etwas über 100 m.

Der Ems-Quarzit besteht aus einem sehr dichten, feinkörnigen und innig mit kieseligem Bindemittel verkitteten Sandstein. Im oberen Steinigbach-Tal konnte auch karbonatisches Bindemittel festgestellt werden.

Im rechtsrheinischen Teilabschnitt ist der Ems-Quarzit im Wolfsbusch, nördlich und nordwestlich Becheln in kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen. Als maximal 50 m mächtiger, tektonisch stark beanspruchter, streichender Zug nördlich der Dinkholderbach-Mündung liegt ein weiteres Ems-Quarzit-Vorkommen. Das Rheinprofil läßt bei letzterem erkennen, daß der Quarzit im Streichen tektonisch auskeilt. In beiden Fällen gehört der Quarzit zum Bereich der „Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone“.

Linksrheinisch sind geringmächtige Teile des Ems-Quarzit am Mutter-Gottes-Kopf angeschnitten.

Im Bopparder Hamm bei Rhein km 574 erreicht der Ems-Quarzit eine Mächtigkeit von 100 m. Hart südlich Boppard setzt der Ems-Quarzit wieder ein und kann als im wesentlichen gradliniger Zug bis zum Ney-Bach-Tal und darüber hinaus verfolgt werden. Seine Mächtigkeit beträgt maximal 120 m. Es stellen sich starke durch die Tektonik bedingte Mächtigkeitsreduktionen ein, so daß der Quarzitzug zuweilen ganz fehlen kann.

Kleine Steinbrüche finden sich im gesamten Bereich des Ems-Quarzits.

Ein zweiter Ems-Quarzitzug kann am Rhein nördlich Rhens als Oberlahnsteiner Sattel nach SW verfolgt werden. Im oberen Steinigbachtal ist ebenfalls sehr mächtiger Ems-Quarzit in Steinbrüchen aufgeschlossen.

2. Hohenrheiner Schichten

Die Hohenrheiner Schichten sind in einer streichenden Zone im Zuge des Oberlahnsteiner Sattels aufgeschlossen. Sandige Schiefer, vereinzelt Sandsteinbänke und Tonschiefer bilden vorwiegend das Gestein. Besonders die grauen, mürben Sandsteine und sandigen Schiefer mit reichlicher Fauna sind vorherrschend. Fossilhorizonte und im gesamten Gestein verbreitete Einzelexemplare sind für die Hohenrheiner Schichten besonders markant. Die Mächtigkeit beträgt etwa 300 m.

In einer Schuppe der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone ist ein streichender Zug Hohenrheiner Schichten von QUIRING auf Bl. Boppard und von F. KUTSCHER auf Bl. Kestert ausgehalten worden. Es wurde bei dieser Auskartierung von der Vorstellung überkippter Lagerung am SE-Rand der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ ausgegangen. Wie im tektonischen Teil näher ausgeführt wird, existiert diese nicht. Dafür ist Schuppung mit jeweils normal gelagerten Schichten anzutreffen. Die spärliche Fauna ist uncharakteristisch. Der Verfasser vermutet eher Schichten des Unter-Ems.

3. Laubacher Schichten

Sie bestehen aus einer Serie von Tonschiefern, flaserigen Schiefen und feinschichtigen Bänderschiefern. Letztere sind besonders typisch für die Laubacher Schichten. Es sind rasch wechselnde, dünnbankige, feinkörnige, graue Quarzite und Sandsteine, die mit ebensolchen dünnen Tonschieferlagen abwechseln. Kieselgallen sind in den

reinen Tonschiefern häufiger. Sandsteinbänke größerer Mächtigkeit sind selten. Sie enthalten einen beträchtlichen Kalkgehalt, der auf Anhäufung von Fossilien zurückzuführen ist. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 250 m.

Die Verbreitung der Laubacher Schichten schließt sich an die der Hohenrheiner Schichten an.

4. Kondelgruppe

In dem Gebiet der „Mosel-Mulde“ nimmt die Kondelgruppe — abgesehen vom Mitteldevon bei Beilstein — als jüngste erhaltene Einheit besonders in dem Mulden-Tiefsten in der gesamten Erstreckung der stratigraphischen Großeinmuldung beträchtliche Gebiete ein. So ist die „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ am Mittelrhein auf Grund guter Aufschlußverhältnisse besonders intensiv untersucht worden.

a) Flaser-Schiefer

Die typisch mittelrheinische Entwicklung der Flaser-Schiefer in der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ besteht aus rauhen, unebenen bis flaserigen, blau-grau bis dunkelgrauen, glimmerhaltigen Schiefern. Dünne, sehr harte, stumpf dunkelblaugraue, kieselig-kalkige Sandsteinlinsen und -Bänke bis zu 15 cm Mächtigkeit, können besonders im Hangenden auftreten. Der Fossilinhalt dieser Schichten ist beträchtlich und erlaubt eine deutliche faunistische Abtrennung von den liegenden Laubacher Schichten. Besonders die Fossilhorizonte wittern ob ihres höheren Kalkgehaltes leichter aus und vermitteln den Eindruck einer groben Bankung. Diese Eigenschaft kann als das augenfälligste Merkmal der Flaser-Schiefer neben ihrer spezifischen Fauna angesehen werden. Als Unterscheidungsmerkmal zu den liegenden Laubacher Schichten ist die meist flaserige Textur der Schiefer und häufigeres Erscheinen einzelner Kieselgallen bezeichnend. Diese Eigenschaften fehlen den Laubacher Schichten im allgemeinen. Die Mächtigkeit beträgt etwa 150 m.

Paläontologisch bearbeitet wurde das Gebiet besonders von G. SOLLE (1942), der Beschreibungen einzelner Aufschlüsse und eine zusammenfassende Übersicht der Fossilfunde gibt.

b) Die Kieselgallen-Schiefer

Im Hangenden der Flaser-Schiefer liegen im „Muldenkern“ als jüngste erhaltene Schichtfolge die Kieselgallen-Schiefer. Diese zeichnen sich petrographisch durch sehr eintönige, graue, grau-blaue, graugrüne und olivfarbene sowie rauhe und gelegentlich etwas flaserige Tonschiefer aus. Der Sandgehalt gegenüber den Flaser-Schiefern hat weiter in Richtung zum Hangenden hin abgenommen. Charakteristisch ist das massenhafte Auftreten von lagenweise angeordneten Kieselgallen. Somit ist die Grenze Flaser-Schiefer zu Kieselgallen-Schiefer durch den Wechsel von Sandstein-einlagerungen in Verbindung mit mächtigen flaserigen Schichten zu dem vermehrten Auftreten von Kieselgallen-Lagen gegeben. Die Mächtigkeit beträgt etwa 400 m.

Abweichend von dieser allgemeingültigen Charakterisierung ist rechtsrheinisch in der südlichen Teilmulde der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ eine rauhere, sandigere Fazies mit teilweise gänzlichem Fehlen von Kieselgallen aufgeschlossen. Im Tal südlich Buchholz kann diese Fazies weiter in dem allgemeinen Streichen nach SW verfolgt werden.

Im Mühlbachtal nordöstlich Braubach ist etwa 300 m südöstlich der Lohmühle am Hang des alten Bahndammes ein Sandsteinhorizont von 2,00 bis 3,00 m Mächtigkeit mit einzelnen Sandsteinbänken von 50 cm Mächtigkeit in unteren Kieselgallen-Schiefern aufgeschlossen. Im Hangenden ist ein Fossilhorizont mit einer abweichenden Fauna (Crinoiden, Gastropoden) gefunden worden. Allgemein ist die Fossilführung bei weitem nicht so reichhaltig wie in den Flaser-Schiefern und beschränkt sich im wesentlichen auf wenige Choneten-Bänke, kleine Fossilinseln und Einzel-exemplare. Besonders die Kieselgallen können gut erhaltene Fossilien liefern, die fast immer mit der Kalkschale erhalten sind.

Über die Entstehung der Kieselgallen hat in neuerer Zeit besonders G. SOLLE (1937) Untersuchungs-befunde bekanntgemacht und seine Gedanken zu diesem Problem geäußert.

Letztlich sei noch erwähnt, daß Kieselgallenbildungen vereinzelt in der gesamten Siegen- und Ems-Stufe zu finden sind.

III. Tektonische Großstrukturen

Der Raum zwischen der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ und der Faltenzone bei Kestert wird durch verschiedene großtektonische Elemente geprägt. Zum Verständnis dieser Strukturen trägt der von W. HANNAK kartierte, benachbart im Streichen gelegene, nordöstliche Raum an der Lahn bei.

Im folgenden wird eine Beschreibung der einzelnen großtektonischen Elemente gegeben, die von NW nach SE das Kartierungsgebiet aufgliedern:

„Boppard-Montabaur-Doppelmulde“
 Bopparder Überschiebung
 Kratzenburger Mulde

Salziger Sattel
 Faltenfreie Zone
 Balduinsteiner Falte

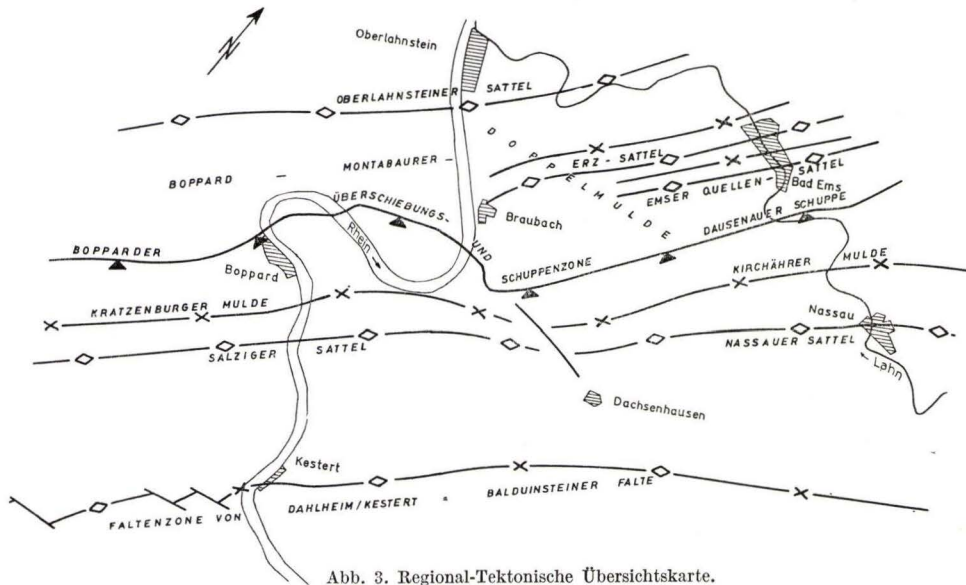


Abb. 3. Regional-Tektonische Übersichtskarte.

A. „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“

1. Rechtsrheinischer Teilabschnitt

Die Kondelgruppe, vorwiegend mit Kieselgallenschiefern, bildet die beiden „Muldenkerne“, die im Streichen zwischen Braubach und Bad Ems durch den Emser-Quellensattel und den Erz-Sattel voneinander getrennt sind. Die geologischen Verhältnisse der nördlichen Teilmulde bis zum Oberlahnsteiner Sattel und der Aufsattelung des Emser- bzw. Erz-Sattels mit dem Emser Ganggebiet sind neuerdings von H. EHRENDREICH (1956) bearbeitet worden.

Die südliche Teilmulde ist außerhalb des Arbeitsgebietes im Lahnprofil südöstlich Bad Ems sehr gut aufgeschlossen. Hier folgen auf den Ems-Quarzit in normaler Lagerung die Hohenrheiner Schichten, die Laubacher Schichten, die Flaser-Schiefer und Kieselgallen-Schiefer. Ein steiler oder überkippter südöstlicher Muldenflügel ist nicht ausgebildet und die normalgelagerten Kieselgallen-Schiefer werden von der „Bopparder Überschiebung“ — hier als Dausenauer Schuppe von W. HANNAK bezeichnet — abgeschnitten.

An dieser tektonischen Situation tritt im Streichen bis kurz vor den Rhein keine Änderung ein. Im kartierten Bereich sind fast ausschließlich Kieselgallen-Schiefer anzutreffen. Diese weichen erheblich von der Normalausbildung ab. Kieselgallen sind nur ganz vereinzelt anzutreffen und damit kann die Schichtung nur ganz vereinzelt erkannt und eingemessen werden. Diese, sowie die in großer Zahl vorliegenden Schieferungswerte zeigen jedoch deutlich die unverändert mit 35° E gradlinig durchstreichenden Kieselgallen-Schiefer. Vereinzelte, unbedeutende inverse Lagerung spricht für Spezialfaltung. Von einem überkippten oder steilen südöstlichen Muldenflügel ist dagegen nichts zu bemerken und damit kann dieser südliche Teilbereich der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ nicht als eine Einmündung im tektonischen Sinne bezeichnet werden.

Im Gebiet südlich Braubach zwischen dem Rhein und der Straße nach Dachsenhausen ist besonders intensive Tektonik anzutreffen. Von der Marksburg bei Braubach ist im Rheinprofil normale, mäßig nach SE einfallende Lagerung zu erkennen. Auf die Laubacher Schichten folgen nach SE die Flaser-Schiefer und die Kieselgallen-Schiefer. Letztere sind am unteren Rheinhang wie im Dachsenhausener Tal bis etwa 200 m nördlich der Dinkholderbach-Mündung zu verfolgen. Auf der Höhe dagegen schiebt sich eine sehr flache, normal gelagerte Schuppe der Bopparder Überschiebung mit Schichten, deren Zugehörigkeit zum Unter-Ems nicht sicher ist, über 1 km nach NW vor. Auch in diesem Abschnitt konnten invers gelagerte Schichten, wie sie besonders von QUIRING angenommen wurden, nicht beobachtet werden. Eine tektonische Einmündung besteht also auch hier nicht.

2. Linksrheinischer Teilabschnitt

Die linksrheinisch gelegene „Bopparder Mulde“ ist lediglich strukturell untersucht worden. Eine stratigraphische Bearbeitung ist in bezug auf die Kondelgruppe bei G. SOLLE (1947) erfolgt.

Ein Vergleich des rechts- und linksrheinischen Profils zeigt sofort wesentliche Unterschiede. Das rechtsrheinisch steilere Streichen der Schichten weicht deutlich von den flacher nach SW verfolgbar Strukturen im linksrheinischen Gebiet ab.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied ist darin zu erblicken, daß linksrheinisch, zumindest im Bereich der Rheinschleife, die südliche „Teilmulde“ der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ nicht vorhanden ist und dieser Raum durch die Bopparder Überschiebung im engeren Sinne mit Unter-Ems-Schichten ausgefüllt wird. Damit ist die Ausstrichsbreite der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ maximal bis auf die Hälfte der rechtsrheinischen Breitenerstreckung reduziert. Westlich Boppard verbreitert sich die stratigraphische Einmündung der Ober-Ems-Schichten wieder etwas, ohne jedoch die rechtsrheinischen Ausmaße wiederzuerlangen.

Im NW begrenzt der Oberlahnsteiner Sattel mit Ems-Quarzit 1 km nordwestlich Rhens die „Mulde“ und streicht in Richtung oberes Steinigbach-Tal. Auf den Ems-Quarzit folgen nach SE Hohenrheiner Schichten, Laubacher Schichten, Flaser-Schiefer und Kieselgallen-Schiefer. Letztere überdecken den weitaus größten Flächenanteil. Spezialfaltung herrscht besonders im nordwestlichen Bereich der „Bopparder Mulde“, wogegen nach SE mit Annäherung an die „Bopparder Überschiebung“ eine geringe Schuppenbildung vorherrscht. Wie im rechtsrheinischen ist auch hier kein steiler oder inverser SE-Muldenflügel, wie er zu einer ordentlichen Muldenstruktur gehört, vorhanden. Normale Lagerung beherrscht im großen gesehen die gesamte, daher nur im stratigraphischen Sinne aufzufassende „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ wie auch die Zone der „Bopparder Überschiebung“ und den sich unmittelbar südöstlich anschließenden Raum.

Eine natürliche Teilung der „Bopparder Mulde“, wie sie rechtsrheinisch durch die Aufsattelung des Emser Quellensattels und Erz-Sattels erfolgt, ist im Raum westlich Boppard nicht mehr vorhanden. Es wird zwar angenommen, daß der im unteren Mühlthal und im Rheingehänge aufgeschlossene Sattel mit Flaser-Schiefen im Sattelnern die Fortsetzung des rechtsrheinischen Erz-Sattels ist, jedoch erscheint die Struktur nicht bedeutend genug, um eine Teilung der „Mulde“ zu rechtfertigen. Im 2 km südwestlich gelegenen Bahnprofil der Hunsrückhöhenbahn sind statt des einen Sattels zwei aufgeschlossen, so daß eine Aufspaltung des Sattels bzw. Neubildung eines Sattелеlementes erwartet werden kann. Die Schieferung versteilt sich vom südlichen „Muldenbereich“ und erreicht in der südwestlichen Fortsetzung des Oberlahnsteiner Sattels im gleichen Profil seigeres Einfallen. Kleinere Bereiche im oberen Steinigbachtal fallen bereits steil nach NW ein und deuten den Vergenzwechsel an, der etwa mit dem Oberlahnsteiner Sattel zusammenfällt. Analog der Verstellung der Schieferung ändert sich die Faltenvergenz.

Weiter im NW schließt sich dann die Zone des SE-vergenten Faltenbaues mit NW-fallender Schieferung an.

Mit Annäherung an die Bopparder Überschiebung wird das Schichtstreichen unruhig und weist deutliche Verbiegungen auf. Besonders zwischen Bopparder Hamm und Bahnhof Buchholz sind Schichtung und Schieferung in den Kieselgallen-Schiefen weitgehend aus ihrer normalen Richtung in ein steileres Streichen rotiert.

Beträgt der Bereich verbogener Kieselgallen-Schiefer am Bopparder Hamm 500 m, schwillt er westlich Boppard im stumpfen Winkel der durch die Bopparder Überschiebung beschriebenen Kurve bis zu maximal 1 km an, um langsam in Richtung Bahnhof Buchholz sich dem normalen Streichen und der in dieser Richtung verlaufenden Bopparder Überschiebung anzuschmiegen.

3. Der Vergenzwechsel

Dem Oberlahnsteiner Sattel im NW der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ kommt durch den Vergenzwechsel eine besondere Bedeutung zu. QUIRING (1928) hat diese Zone beschrieben und als „Koblenzer Pressungsgelenk“ bezeichnet.

Diese Zone des Vergenzwechsels ist ein großtektonisches Element in dem Sinne, daß, analog der Meilerstellung der Schieferung in einer Mulde, die Vergenz der untergeordneten Falten der Großmuldenzone eine ähnliche Erscheinung zeigen.

Der Großfaltenspiegel ist von den paläogeographischen Verhältnissen weitgehend abhängig. Das heißt, die Absenkung in langen SW–NE streichenden Trögen und die daraus resultierende verschieden mächtige Sedimentation haben die tektonischen Strukturen vorgezeichnet und können auch den Vergenzwechsel verursacht haben. Neben der Pressungserscheinung, also dem horizontal gerichteten Druck, ist deshalb besonders die epigene vertikale Komponente zu beachten.

DAHLGRÜN (1932) geht von ähnlichen Voraussetzungen aus. Lediglich die weitere Deutung erscheint dem Verfasser in einigen wesentlichen Punkten nicht stichhaltig zu sein. Betrachtet man seine Abb. 3, S. 67, so fällt zunächst die Faltungssymmetrie zwischen Eifeltrog und Mosel-Hunsrücktrög auf. Nach der vorliegenden Abbildung müßte am Südrand des Eifeltroges ebenfalls eine Vergenz nach S zur „Mittelschwelle“ (die Mittelschwelle DAHLGRÜNS ist mit der „Manderscheider Schwelle“ H. LIPPERT, G. SOLLE 1937 gleichzusetzen) gefordert werden. Diese ist nicht vorhanden. Es sollte mithin den beiden Trögen und der Mittelschwelle eine andere Gestalt zukommen als von DAHLGRÜN angenommen wurde.

Bei der allgemein vorherrschenden NW-Vergenz scheinen nur besonders stark abgesunkene Teiltröge für einen Vergenzwechsel prädestiniert zu sein, wie im vorliegenden Falle.

Es darf angenommen werden, daß der Schwerpunkt der Absenkung in dem Bereich der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ gelegen hat. Von dort sollte ein relativ steiler Anstieg zur Manderscheider Schwelle mit der S-vergerten Zone nach NW zu erfolgen. Die sehr starke NW-Vergenz im Raum Boppard-Kestert und die damit in Zusammenhang zu bringende Bopparder Überschiebung stellen ein weiteres Indiz für die starke Absenkung im Bereich des Oberlahnsteiner Sattels dar. Besonders in der S-vergerten Zone sind die Schichten steil zur optimalen Senkungsachse heruntergefaltet worden.

B. „Bopparder Überschiebung“

Diese Großstörung ist ein im Streichen gelegenes, weit über das Kartierungsgebiet nach NE und SW aushaltendes großtektonisches Element. Sie wird im Gelände erkennbar durch den lithologischen Wechsel von Ober-Ems-Schichten im NW der Überschiebung zu Unter-Ems-Schichten im SE. Die sogenannte „Bopparder Überschiebung“ setzt sich aus mehreren Störungen zusammen, diese bilden durchweg eine Schuppenzone. Nach den gemachten Beobachtungen ist nur ein Teilabschnitt mit einer wirklichen Überschiebung in Zusammenhang zu bringen. Weit bedeutender, besonders in bezug auf ihre Erstreckung, ist ihr aufschiebender Charakter sowie die Schuppenbildung. Der Überschiebungsbereich ist jedoch von außerordentlichem lokaltektonischen Interesse.

In der Literatur ist wiederholt auf die „Bopparder Überschiebung“ eingegangen worden. QUIRING stellte sie in Zusammenhang mit dem Vergenzwechsel (Koblenzer Pressungsgelenk 1928) und in seinem Rheinprofil (1930) besonders heraus. Eine veröffentlichte genauere Beschreibung fehlt jedoch. F. KUTSCHER spricht in der Einzelbeschreibung des Bl. Kestert (1953) von einer sehr flachen Überschiebungsbahn und erwähnt, daß QUIRING die Hangendscholle auf Bl. Boppard geradezu als Decke ansprechen würde. F. KUTSCHER schreibt im allgemeinen von der Bopparder Überschiebung; in seiner Zusammenfassung gebraucht er die Formulierung „Bopparder Überschiebungszone“.

Es fragt sich nun, wie diese Störungszone angesprochen werden soll, ohne damit eine willkürliche Verfälschung ihres tektonischen Charakters zu erreichen. Andererseits hat sich die Bezeichnung „Bopparder Überschiebung“ in der Literatur eingebürgert. Der Verfasser möchte daher in seinen Ausführungen einen etwas weiter gefaßten Begriff in Anlehnung an F. KUTSCHER in Anwendung bringen und von der „Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone“ sprechen.

In diesem Begriff ist die komplexe Natur dieser Großstörung erkennbar.

Die „Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone“ begrenzt die „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ nach SE. Von der Lahn zieht sie etwa gradlinig bis zur Straße Braubach-Dachsenhausen, wo sie von einer E-W-Seitenverschiebung verworfen wird. Den Rhein erreicht sie nördlich der Mündung des Dinkholder Baches. Schon hier, im oberen rechten Rheingehänge, schiebt sich eine sehr flache Schuppe weit nach NW vor. Linksrheinisch stößt die gesamte Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone bis hart südlich Siebenborn vor und überdeckt damit die gesamte südliche Teilmulde der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“. Anzeichen sprechen für eine sehr flachwellige Überschiebungsbahn, so daß von einem Deckenschub gesprochen werden kann. Im Bopparder Hamm erscheint die Großstörung wieder, um bis Boppard durch die Rheinschleife unterbrochen zu werden. Ihr Streichen ist steiler geworden und Teile der schon überdeckten südlichen „Bopparder Teilmulde“ setzen unter divergierendem und stark verbogenem Streichen nordwestlich der Überschiebungs- und Schuppenzone wieder ein. Südwestlich Boppard schwenkt die Störungszone in ihr altes Streichen ein und kann in Richtung Kobelsbach noch weit über das Kartierungsgebiet hinaus verfolgt werden.

Die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone entwickelt sich aus der von W. HANNAK kartierten Dausenauer Schuppe. Diese wird durch zwei, 600 m auseinander liegende, parallel im Streichen der Schichten verlaufende Aufschiebungen gebildet, die einerseits im SE Unter-Ems-Schichten gegen Ems-Quarzit im NW der Aufschiebung verwirft und letztere Schichten an der NE-Aufschiebung auf Kieselgallen-Schiefer des Ober-Ems aufschuppen läßt. Die Schuppe streicht gradlinig von Zimmerschied über Dausenau entlang der Lahn südwestlich von Bad Ems in das Gebiet von Becheln und kann bis an die Straße Braubach-Dachsenhausen verfolgt werden.

Im Südwesttalhang des Dachsenhausener Tales lassen sich die Schuppen nicht im Streichen weiterverfolgen. Diagonale Seitenverschiebungen (E-W-System) müssen hier einen Versatz bewirkt haben.

Es konnten kleinere Störungen in E-W-Richtung festgestellt werden, die als Begleitstörungen anzusprechen sind. Eine Hauptseitenverschiebung ist in der Talaue

zu vermuten. Sie kündigt sich durch mächtige Fiedertrümer am Fuße des N-Hanges an der Straße an. Sogar Versuchsstollen und Gesenke wurden auf diesen vorgetrieben. Die Fiederspalten klaffen noch heute. Ihre Mineralisation besteht aus Quarz, der sich als dichter, gut ausgebildeter Kristallrasen an den Spaltenrändern abgesetzt hat. Etwas Kupferkies ist in Funken und kleinen Linsen zu beobachten. Nach NW endigen die Spaltenbildungen. Sie sind auf über 50 m zu verfolgen. Sie wurden mit einer Querstörung im „Spalt“ in Zusammenhang gebracht, auf der ein beträchtlicher Versatz angenommen wurde (HOLZAPFEL 1892).

Westlich der Mineralquelle des „Salzborn“ tritt in der Höhe erstmalig wieder eingeschuppter, bis 50 m mächtiger Ems-Quarzit auf, der sich bis zum Rheinhang verfolgen läßt. Südlich vom Ems-Quarzit muß etwa im Streichen der Schichten eine Aufschiebung gelegen sein. Nach NW schließen sich auf den Ems-Quarzit vermutlich Schichten des Unter-Ems in normaler Lagerung an. Eine weit nach NW vorspringende Schuppe kann mit großer Wahrscheinlichkeit auf der Kammhöhe angenommen werden.

Der Kamm des östlichen Rheinhangs mit dem Rheinhöhenweg von Braubach nach dem Dinkholder Tal weist nämlich wesentlich andere tektonische und lithologische Merkmale gegenüber dem Profil am Fuße des Rheintalhangs auf. So ist über dem Teil des Bahnprofils in den Kieselgallen-Schiefern nach einem flachen Hang mit Weinbergen nochmals ein bis 10 m hoher Grat herauspräpariert worden. Dieser geht nach N in den allgemeinen Rheinhang über, und an dieser Stelle ist eine Überschiebungzone aufgeschlossen. Es lassen sich hier horizontalliegende Störungen nachweisen, in deren Hangendem überwiegend schieferige Wechsellagerungen auftreten. Diese unterscheiden sich lithologisch gegenüber dem im Liegenden gelegenen Rheinprofil. Sandsteinbänke finden sich wiederholt, und die Schiefer haben einen seidig schimmernden Glanz. Stark flach nach SE einfallende Schieferung im Gegensatz zu der steilen Schieferung im Liegenden lassen diese Zone deutlich hervortreten. Fossilien konnten nicht gefunden werden und dadurch ist eine genaue stratigraphische Einstufung nicht möglich. Lithologische Ähnlichkeit zum Unter-Ems ist vorherrschend.

Etwa mit dem Beginn des eigentlichen Höhenweges wird die tektonische Situation unübersichtlicher, da das bis dorthin zusammenhängende Profil aufhört und nur noch vereinzelt Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Fortsetzung der Überschiebungzone nach S kann nur vermutet werden. Es sind in der Böschung des Rheinhöhenweges 120 m nördlich des Bahnwärterhäuschens (= Rheinkilometer 578, 620) Schubklüfte und Stauchungen sowie horizontale Störungen zu beobachten.

Die Bopparder Überschiebungzone stößt linksrheinisch bis hart südlich Siebenborn vor. Es handelt sich um flach nach S und W einfallendes Unter-Ems, das von vorgeschupptem Ems-Quarzit und Unter-Ems-Schichten nach N begrenzt wird. Die Schuppe südlich Braubach sollte mit dieser Störungszone im Zusammenhang stehen.

Am Muttergotteskopf zwischen Siebenborn und Niederspay stehen sandig-quarzitische Schichten des Ems-Quarzits an. Besonders im Liegenden und Hangenden der Kapelle sind diese Schichten mit wechselndem Streichen und Fallen spärlich aufgeschlossen. Nach NW zu, am Hang des kleinen Baches unterhalb Höhe 183, ist ein 15-m-Profil mit sandiger überwiegend aber schieferiger Wechsellagerung aufge-

geschlossen. Fossilien fehlen, so daß nur aus der petrographischen Beschaffenheit auf Unter-Ems geschlossen werden kann. Die Schichtung und Schieferung ist verkantet und sehr unruhig. Spezialfalten sind bei mäßigen Aufschlußverhältnissen deutlich erkennbar. Die gesamte Zone macht einen tektonisch stark durchbewegten Eindruck und dürfte der Störungszone vom Bopparder Hamm entsprechen. Eine Begrenzung oder Einengung der eigentlichen Störung ist durch Aufschlußmangel erschwert. Bis etwa 100 m NW, auf der Hälfte des Mühlberg-Hanges, sind Gerölle von Sandsteinen und Wechsellagerungen des Unter-Ems zu verfolgen, dann erscheint 20 m im Liegenden des Mühlberges eine Schieferklippe mit einzelnen Kieselgallen und einem 2 cm mächtigen Sandsteinbänkchen. Am Hang des Mühlberges zur Straße Niederspaysiebenborn, zwischen der Kapelle und der Wassermühle am N-Ausgang Siebenborn, stehen Kieselgallen-Schiefer mit deutlicher, normaler Schichtung an. 20 m im Hangenden, unmittelbar am Nordsporn des Mühlberges, sind Schichten vom Laubacher Typ mit Fossilhorizonten gering aufgeschlossen. Somit dürfte die Störung bei vorsichtiger Beurteilung 100 m nordwestlich des Bacheinschnittes am Muttergotteskopf gelegen sein. Ob es sich hier lokal um eine Überschiebung oder Aufschiebung handelt, muß offen bleiben.

Am oberen Hochterrassenhang südlich des Muttergotteskopfes stehen bis Oberspayschieferige Wechsellagerungen, vermutlich Unter-Ems, mit flacher Lagerung an. Am Weg Oberspays-Petersberg, oberhalb der ersten Serpentine, sind in einem Luftschutzstollen 100 m westlich der Bundesstraße 9 stark tektonisch durchbewegte Wechsellagerungen erkennbar. 100 m nördlich befindet sich an der Straße ein alter verlassener Schieferbruch. In ihm ist in seinem Liegenden Teil eine äußerst intensive Stauchung und Knitterung der Schiefer ersichtlich. Zum Hangenden werden die Schiefer weniger verstellt und verbogen und gehen in normale Schieferung über. Die hier so intensiv auftretende Knitterung und Stauchung ist andernorts an Überschiebungen wiederholt zu beobachten.

Die Knitterung und Stauchung zeigt also eine tektonische Beanspruchung an, die erfahrungsgemäß häufig an Überschiebungen auftritt. So muß auch aus der sehr großen Mächtigkeit dieser Zone in Höhe des unteren Weges Oberspays-Petersberg mit einer beträchtlichen Überschiebung gerechnet werden. Es ist zu vermuten, daß es sich um die Bopparder Überschiebung i. e. S. handelt und diese mit der vorgelagerten Schuppe auf der rechtsrheinischen Höhe südlich Braubach in Zusammenhang steht.

Im Bopparder Hamm in unmittelbarer Nähe am Bahndamm ist die Bopparder Überschiebungszone bei Bahnkilometer 106,925 im Weinberghang aufgeschlossen. Hier liegt der in sich verschuppte, maximal 100 m mächtige, flach gelagerte Ems-Quarzit unmittelbar neben Kieselgallen-Schiefen. Um N-S-streichende Spezialfalten und Störungen sind in den Ems-Quarzit-Aufschlüssen besonders hervorzuheben. Demnach ist hier die Bopparder Überschiebung i. e. S. lokal nach W gerichtet und der Übergang in die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone nach SW zu eingeleitet.

Die Fortsetzung dieser Zone über die Rheinschleife bis Boppard wird von den Rheinschottern überdeckt.

Die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone ist südwestlich Boppard an der Straße Boppard-Buchholz aufgeschlossen und läßt sich geradlinig über Holz-

und Neybach verfolgen. Jeweils liegt Ems-Quarzit neben schieferigen Serien, die keinerlei deutliche stratigraphische Einstufung zulassen, jedoch in einiger Entfernung von der Störungszone eindeutig Kieselgallen-Schiefer erkennen lassen.

Die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone gliedert sich im Kartierungsgebiet in eine rechtsrheinische Schuppenzone mit wahrscheinlich relativ steilen Aufschiebungen, eine Überschiebungszone — im Raum der Rheinschleife bei Oberspay —, die mit einem Deckenschub verglichen werden kann und eine links-

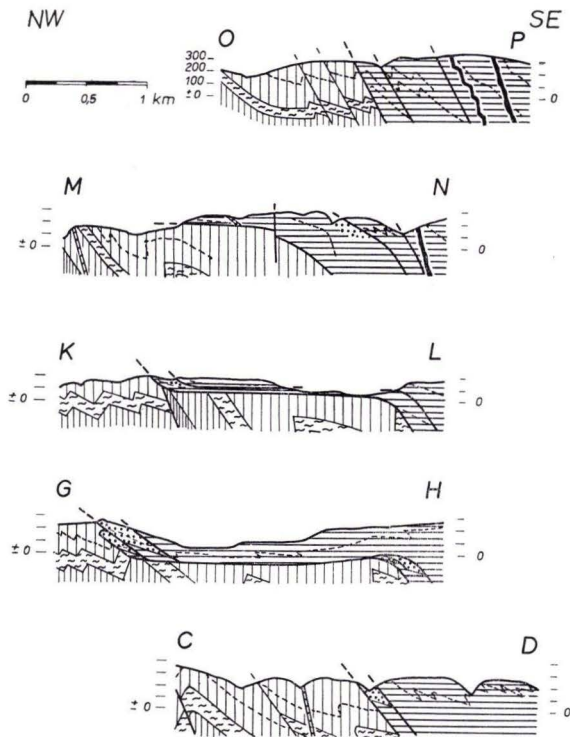


Abb. 4. Profile durch die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone.

rheinische Schuppenzone südwestlich Boppard, deren Störungen relativ flacher einfallen, aber noch nicht als Überschiebungen angesprochen werden können.

Die Überschiebungszone wird mit einer Schuppe auf den rechtsrheinischen Höhen südlich Braubach eingeleitet. Linksrheinisch, im Raum der Rheinschleife Oberspay bis Bopparder Hamm, ist ein Deckenschub erfolgt, der an der Deckenstirn Schubsetzen mit verschiedenen Schichtserien, insbesondere aber mit dem Ems-Quarzit aufweist. Südlich Siebenborn ist ein flaches Streichen zu erkennen, am Bopparder Hamm dagegen sind Strukturen und Lagerung besonders stark N-S orientiert. Bis Boppard hält dieses allgemein steile Streichen an. Dieser Abschnitt kann schon wieder als Übergangsbereich in die linksrheinische Schuppenzone aufgefaßt werden. Südwestlich Boppard ist wieder eine gradlinig im generellen Streichen gelegene Schuppenzone zu verfolgen.

Eine aufschiebende Bewegung an der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone wird zunächst im allgemeinen in Erscheinung getreten sein, dann aber durch eine vorgezeichnete Quereinmuldung im Raum zwischen Boppard und Braubach in eine flache Überschiebung übergegangen sein. Begünstigt wurde diese durch die sehr ausgedehnte flache Lagerung im Unter-Ems und durch ein möglicherweise vorhandenes Gefälle zur „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ hin, welches in der beachtlichen NW-Vergenz zum Ausdruck kommt und weiter südlich bis zu liegenden Falten geführt hat. Die Quereinmuldung zeichnet sich in dem SW-Abtauchen des Emser Quellensattels und weiteren SW abtauchenden Strukturen im Ober- und Unter-Ems bei Braubach ab. Die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone verspringt im Raum südlich Braubach in Verbindung mit dem SW-Achsenabtauchen auf eine nordwestlich gelegene Struktur, anscheinend auf die Fortsetzung des Erzsattels.

Somit dürfte eine Überschiebung nur in einem eng begrenzten Bereich zwischen den Aufschiebungszonen erfolgt sein.

C. Kratzenburger Mulde

Die Kratzenburger Mulde (KUTSCHER 1953) nimmt in stark wechselnder Breite den Raum südöstlich der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone bis zum Salziger Sattel ein. Ihr gehören Unter-Ems-Schichten und Hunsrückschiefer an.

Im Lahntal südlich Dausenau konnte W. HANNAK (1957) eine klare tektonische Gliederung durchführen. So herrscht südöstlich der Dausenauer Schuppe normale Lagerung in 1 km Breite bis zur Kirchährer Mulde, die der Kratzenburger Mulde am Rhein entspricht und auf die sich ein 2 km breiter, in sich geschlossener inverser Faltenflügel nach SE bis zur Aufsattelung in Nassau anschließt.

Im Abschnitt Becheln bis Dachsenhausener Tal kann von einem inversen Muldenflügel schon nichts mehr bemerkt werden. Dieser hat sich in viele Spezialfalten aufgelöst, zudem ist er nur sporadisch aufgeschlossen. Seine Ausstrichsbreite ist ebenfalls stark reduziert.

Der normale Muldenflügel fällt mäßig nach SE ein. Die NW-Vergenz ist noch nicht so stark ausgeprägt.

Im Dachsenhausener Tal und mittleren Dinkholder Tal bewirken diagonale Seitenverschiebungen, aber auch Flexuren einen Versatz der Strukturen im Sinne der Rechtsverwerfer. Mit den Störungen sowie in der gleichzeitig einsetzenden Unruhe in Schichtung und Schieferung und den z. T. SW abtauchenden b-Achsen ist ein unmittelbarer Zusammenhang mit dem Einsetzen der Bopparder Überschiebung im engeren Sinne zu sehen.

Die Schichten schmiegen sich im Unter-Ems-Landsporn von Oberspay und südlich davon weitgehend in ihrem Streichen und Fallen der Überschiebungsbahn an. Sehr starke NW-Vergenz mit ganz flacher, normaler Lagerung ist bezeichnend. Der inverse Muldenflügel der Kratzenburger Mulde beginnt etwa 1 km oberhalb der Dinkholderbach-Mündung. Er setzt sich unverändert aus vielen kleinen Spezialfalten zusammen. Der Verlauf der Muldenstruktur nach SW paßt sich in abgemildeter Form der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone an. Bis Bornhofen beschreibt die Kratzenburger Mulde einen kontinuierlichen Bogen, um jenseits des Rheins in gegensinniger Verbiegung die generelle Streichrichtung wieder zu erlangen.

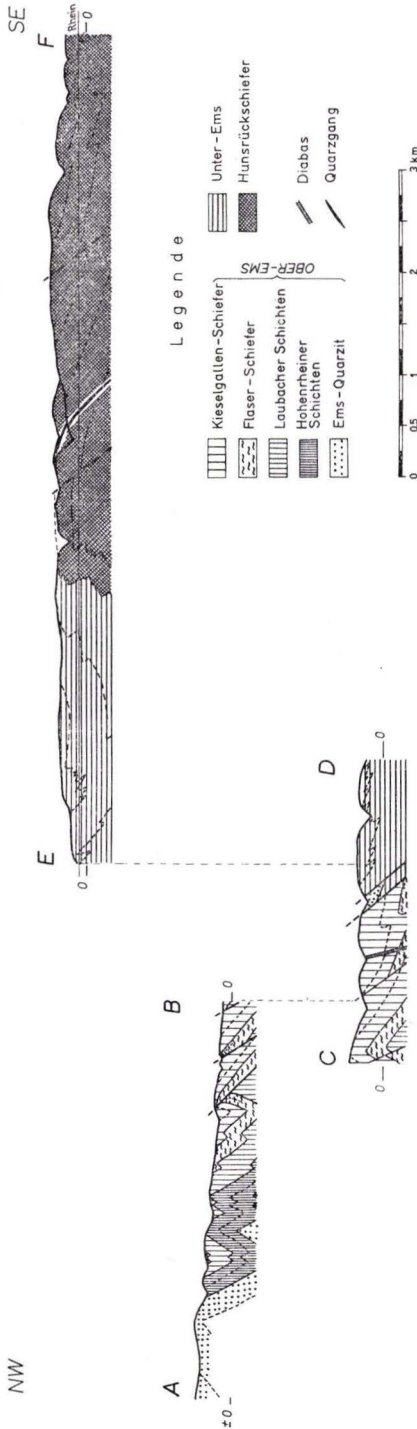


Abb. 5. Geologisches Querprofil Steinigbachtal-Rheintal.

Das gleichbleibende Schichtstreichen im normalen Muldenflügel läßt sich zwanglos über den Rhein zum Bopparder Hamm verfolgen. Damit verliert die im Untergrund befindliche Übergangszone von Aufschiebung in Bopparder Überschiebung im engeren Sinne ihre Wirksamkeit und die Strukturen legen sich in zwar großräumigen aber weniger ausgeprägten Verbiegungen der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone an. Das Maximum der Verbiegung in die NS-Richtung wird im Rheinprofil gegenüber Boppard erreicht, wogegen in den Hängen südlich Boppard eine gegensinnige Verbiegung in die normale SW-NE-Richtung abzulesen ist. Schichtung und Schieferung sind im wesentlichen gleichmäßig verbogen.

War der Unter-Ems-Landsporn von Oberspay frei von Falten, so stellen sich östlich Filsen im Rheinprofil gegenüber Boppard und besonders deutlich in den Rheinklippen bei Niedrigwasser mindestens zwei Faltenzüge mit bis zu 25° NE Achsenabtauchen ein. Diese Spezialfalten können z. T. über den Filser Landvorsprung in Richtung Oberspay und zum anderen über den Rhein bei Boppard bis an die Straße Boppard-Eisenbahnhaltepunkt Fleckertshöhe verfolgt bzw. wiedererkannt werden. Sie machen in Anlehnung an die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone die S-förmige Verbiegung der Strukturen mit.

Südöstlich der Kratzenburger Mulde ist starke Spezialfaltung mit meist räumlich eng begrenzter inverser Lagerung zu beobachten. Linksrheinisch erlangt besonders die Klippe des Altai mit stark verbogenen und mit ± 45° NW geneigten sehr rauhen schiefrigen Schichten in ihrem liegenden Teil, und horizontaler aber stark spezialgefalteten sandigen Wechselagerungen im hangenden Teil größere Bedeutung. Eine spitz eingefaltete Mulde existiert nicht. Lediglich weist der Falten Spiegel eine seichte Einmündung auf. Die Lage der Kratzenburger Mulde am Rhein südwestlich Boppard wird nach der letzten bedeutenderen inversen Lagerung anzunehmen sein.

Im Hunsrück bei Kratzenburg zeigen zwei Bachläufe ein mäßiges Profil durch diese Muldenstruktur. Wesentliche Änderungen im Aufbau der Mulde sind nicht erfolgt.

Das Einfallen des Falten spiegels im normal gelagerten Muldenflügel bestimmt den Verlauf der Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone. Ganz besonders ist überaus flache Schieferung, die eine sehr starke NW-Vergenz dokumentiert, im Bereich südöstlich der Bopparder Überschiebung im engeren Sinne anzutreffen. Im Raum Oberspays ist sogar auf hundert und mehr Meter ein Einfallen bis zu 25° NW bei normaler Lagerung zu beobachten. In diesem Bereich ist der gut 2 km weite, nach NW gerichtete Vorstoß der Unter-Ems-Schichten an Überschiebungen erfolgt. Flache Schichtung-Schieferung und Deckenschub stehen in engem Zusammenhang.

Außerhalb dieser Überschiebungszone hebt sich der gesamte NW-Muldenflügel der Kratzenburger-Kirchährer Mulde in Richtung auf die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone stärker heraus. Hier ist die Schuppenbildung an Aufschiebungen auf die starke SE einfallende Schichtung und Schieferung zurückzuführen.

Die Kratzenburger Mulde stellt in ihrer Gesamtheit eine sehr seichte Einmündung von Unter-Ems-Schichten und Hunsrückschiefern dar.

D. Salziger Sattel

Der Salziger Sattel am Rhein bei Bornhofen entspricht etwa dem Nassauer Sattel an der Lahn. Seine Bedeutung letzterem gegenüber hat deutlich nachgelassen. Der inverse Faltenflügel ist am Rhein um mehr als die Hälfte reduziert und setzt sich nur noch aus einer Folge gering mächtiger Spezialfalten zusammen und erreicht dadurch nur ein seichtes Abtauchen nach NW. Der Sattel selbst wird in seinem tektonischen Effekt sehr weitspannig und ist mäßig aufgewölbt. In seiner Kulmination sind etwa horizontal gelagerte normale Schichten auf 2 km Breite anzutreffen. In diesen Bereich fällt der Porphyroidschiefer-Fundpunkt am Gras-Kopf.

In seiner Richtung ist der Salziger Sattel sehr stabil. Lediglich im Bereich der Seitenverschiebungszone wird er genau wie die Kratzenburger Mulde verworfen.

HOLZAPFEL (1892) hat in seiner Kartierung eine Querstörung im Spalt für den Versatz von stratigraphischen Horizonten und eines Quarzganges verantwortlich gemacht. Die NE-Scholle muß nach seiner Darstellung nach NW vorgeschoben sein bzw. die SW-Scholle müßte sich beträchtlich gesenkt haben. Dieses Verhalten der Störung entspricht nicht den vorliegenden Strukturen und muß aus diesem Grunde abgelehnt werden.

Auch bei Hinterwald und südwestlich Becheln verwerfen nach HOLZAPFEL Querstörungen die Schichten. Dadurch wird eine von ihm angegebene Aufsattelung mit Hunsrückschiefer, die beiderseits von Unter-Ems-Schichten flankiert wird, analog der Querstörung im Spalt verworfen. Dabei ist zu bemerken, daß sich die tatsächlichen Strukturen insbesondere der Salziger Sattel, in keinem Falle mit HOLZAPFELS Hunsrückschieferzug decken. Ebensowenig sind die als Koblenz-Quarzit besonders ausgeschiedenen Quarzitzüge richtig erkannt worden. Bis auf eine Ausnahme handelt es sich um quarzitische Einlagerungen im Unter-Ems oder Hunsrückschiefer.

In Richtung zum Rhein bei Bornhofen verraten die wenigen Aufschlüsse ein gradliniges Durchstreichen des Salziger Sattels.

Der bei Kamp-Bornhofen scharf eingeschnittene Rhein mit seinen z. T. sehr steilen Hängen erlaubt einen mäßigen Einblick in die Faltenzone. Leider sind auch hier die Aufschlüsse relativ weit auseinandergezogen und ein lückenloses Profil konnte aus diesem Grunde nicht erarbeitet werden.

Der Salziger Sattel konnte zwischen Kamp und Bornhofen festgelegt werden, von wo er auf die linksrheinische Seite hinüberstreicht. Bad Salzlig liegt 1,5 km südöstlich von dieser Struktur schon inmitten recht konstanter normaler Lagerung.

Im geologischen Rheinprofil von QUIRING wird der Salziger Sattel südlich Kamp durch eine Aufschubung, die Hunsrück-Hauptüberschiebung, verworfen. Danach ist die Sattelstruktur mit geringmächtigem, steilem bis inversem NW-Faltenflügel, gebildet aus Hunsrückschiefer, auf spezialgefaltetes Unter-Ems aufgeschoben. In der unveröffentlichten Kartierung des Bl. Boppard ist diese Auffassung revidiert worden. Danach wird der Salziger Sattel rechtsrheinisch aus einer in der Karte ausgeschiedenen Unterabteilung der Hunsrückschiefer, die von F. KUTSCHER (1943) mit den Kauber Schichten parallelisiert werden, deutlich. Auch die Richtung der Strukturen kann an der Schichtgrenze Kauber Schichten zu Bornicher Schichten abgelesen werden. Linksrheinisch hebt sich dagegen der Sattel nach QUIRING nicht mehr ab, was aus dem gänzlichen Fehlen des Kauber Horizontes hervorgeht. Warum dieser Horizont linksrheinisch nicht mehr auftritt, geht aus der Karte nicht hervor. Seine Mächtigkeit am rechten Rheingehänge ist noch so bedeutend, daß die Schichtfolge linksrheinisch unbedingt erscheinen müßte. Eine Störung ist ebenfalls nicht eingezeichnet.

Auf der geologischen Übersichtsskizze des Hunsrückgebietes (KUTSCHER 1942) zwischen Kestert und Kastellaun kann ebenfalls keine linksrheinische Fortsetzung des Salziger Sattels abgelesen werden. Hier wird die neuerkannte Balduinsteiner Falte bei Kestert als Salziger Sattel bezeichnet. Das trifft auf keinen Fall zu und führt zu beträchtlicher Verwirrung. Die Struktur bei Kestert ist als die Fortsetzung der Balduinsteiner Falte eindeutig erkannt worden.

QUIRING läßt auf der linksrheinischen Seite seinen „Bopparder Sprung“, eine Querstörung, durchsetzen. Dieser versetzt nicht nur die Schichten des Hunsrückschiefers und Unter-Ems, sondern soll noch westlich Boppard bis in das Ober-Ems zu verfolgen sein. Diese Störung konnte nicht bestätigt werden.

E. „Faltenfreie Zone“

Die Faltenfreie Zone nimmt in beträchtlicher Breite den Raum zwischen Salziger Sattel und Balduinsteiner Falte ein. Besonders gute Aufschlußverhältnisse finden sich in dem beiderseitigen Rheinprofil von Kamp bis zum Rheinknie bei Kestert. Der obere Dinkholder Bach sowie künstliche Aufschlüsse im Bereich der Hochfläche erlauben teilweisen Einblick in diese Zone.

Im Raum Dachsenhausen ist ein deutliches Auftauchen des Salziger Sattels sowie ein Herausheben der Balduinsteiner Mulde nach SW erkennbar. Schichtung und Schieferung zeigen nur leichte Verbiegungen, wie z. B. im oberen Dinkholder Bach-Tal, sind sonst überaus richtungsstabil bis in das linksrheinische Gebiet zu verfolgen. Das Einfallen der gesamten Hunsrückschiefer ist flach nach SE geneigt, besonders

flach in Nähe der Balduinsteiner Mulde und im Bereich des Salziger Sattels. Spezialfalten sowie Versteilung der Schichten durch Verflachungen kommen nur in Meterbereichen vor. Lediglich eine größere Spezialfalte südlich der Mündung des Weiler Baches, welche sich mit einer analogen Struktur südlich des Wehr-Baches über den Rhein hinweg verbinden läßt, stört die Monotonie des Rheinprofils.

QUIRING hat in seiner Kartierung die Bornhofener Schichten nochmals in einen hangenden Komplex mit oberen Hunsrück-Bänderschiefen = Bornicher Schichten und einen liegenden, überwiegend schiefrigen Komplex, der den Kauber Schichten entsprechen soll, aufgegliedert. Diese Schichten treten einmal nördlich Kestert und am Salziger Sattel bei Bornhofen auf. Dazwischen sind die Bornicher Schichten gelegen. Diese Auffassung ist nicht ohne weiteres mit der Tektonik in Einklang zu bringen. Vom Salziger Sattel nach SE bis zur Balduinsteiner Mulde bei Kestert ist stets ein Einfallen der Schichten bis 20° SE festzustellen. Demnach dürften die Kauber Schichten, wenn überhaupt, erstmals in der Sattelstruktur bei Kestert, aber nie nördlich davon in der normalen Lagerung auftreten. Da es trotzdem der Fall ist, müßte Schuppenbildung vorliegen, von der aber in der QUIRINGSchen Karte nichts zu sehen ist, und mithin irrigerweise wohl mit Faltenstrukturen in Verbindung gebracht wird.

Das Vorhandensein von Schuppen wird einmal durch die Tatsache abgeleitet, daß im Raum der ehemaligen „Maisborn-Gründelbach-Mulde“ von E. G. SCHULZE gut fundierte Schuppenbildungen großen Stils erkannt worden sind und solche sich ebenfalls im nordöstlichen Anschlußgebiet an der Lahn von W. HANNAK nachweisen ließen. Zum anderen kann die Lage des Porphyroidtuffites am Gras-Kopf nur durch Schuppung erklärt werden.

Aus den benachbarten Gebieten ist ferner bekannt, daß die Aufschiebungen in annähernd gleichen Abständen aufeinander folgen, was von W. HANNAK zu einer gewissen Gesetzmäßigkeit erhoben wurde.

Ansatzmöglichkeiten für Schuppenbildungen sind besonders an Falten gebunden. Dies kann nur in beschränktem Rahmen für das zur Diskussion stehende Gebiet geltend gemacht werden. Darüber hinaus müssen Aufschiebungen in anhaltender normaler Lagerung angenommen werden.

F. Balduinsteiner Falte

Die Balduinsteiner Falte bei Kestert stellt nach Absprache mit E. G. SCHULZE die Grenze zwischen beiden Kartierungsgebieten dar. Eine ausführliche Beschreibung dieses tektonischen Elementes bleibt genanntem Autor vorbehalten.

Mit einem Streichen von 55° E zieht die Falte über Singhofen bis in das Gebiet zwischen Winterwerb und Dahlheim. Hier tritt ein etwas steileres Streichen ein, das bis über den Rhein bei Kestert beibehalten wird. Die Mulde hebt lokal am Rhein mit 3° nach SW aus, so daß jeweils ältere Schichtglieder nach SW folgen.

An der Lahn südlich Laurenburg befindet sich im Muldentiefsten Ober-Ems mit Hohenrheiner Schichten, darauf folgen bis in den Raum von Dahlheim Singhofener Schichten und am Rhein bilden vermutlich Hunsrückschiefer den Muldenkern. Der inverse Faltenflügel ist nordöstlich Kestert aus mehreren Spezialfalten aufgebaut,

die einen Raum von maximal 400 m einnehmen. Schon bei Kestert und ganz besonders linksrheinisch bei Hirzenach tritt eine Reduktion des inversen Faltenflügels auf nur zwei mäßig mächtige Spezialfalten ein. Die Intensität der Falte läßt also am Rhein wesentlich nach.

Aufschiebungen im Sattelpbereich, besonders im Zusammenhang mit der Reduktion des inversen Faltenflügels, scheinen möglich zu sein.

IV. Ergebnisse

Die stratigraphische Einstufung der im Kartierungsgebiet auftretenden Schichtfolgen läßt sich im Ober-Ems gut durchführen. Es konnten keine neuen Gesichtspunkte für die Ober-Ems-Gliederung gewonnen werden. Sämtliche gemachten Beobachtungen bestätigen die bestehende Gliederung im Mittelrheingebiet.

Das Unter-Ems und obere Siegen läßt dagegen keine klare lithologische wie auch faunistische Gliederungsmöglichkeit erkennen. Besonders das Fehlen von lithologischen Leithorizonten und die außerordentliche Fossilarmut sind dafür verantwortlich zu machen.

Die Verbreitung der Unter-Ems-Schichten und der Hunsrücksschiefer wurde aus Strukturuntersuchungen abgeleitet. Eine weitere stratigraphische Untergliederung wurde aus oben erwähnten Gründen nicht durchgeführt.

Der tektonische Bau zwischen Braubach und Kestert, über den bislang durch die ungeklärte stratigraphische Situation nur verschwommene Ansichten geäußert wurden, konnte durch Strukturuntersuchungen weitgehend geklärt werden.

Die „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ kann nur als stratigraphische Mulde aufgefaßt werden, da sie ohne Muldensüdflügel in normaler nach SE fallender Lage gegen die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone stößt.

Die Kratzenburger Mulde ist dagegen eine echte Einmuldung, die die SW-Fortsetzung der Kirchährer Mulde darstellt und die im Rheinprofil auf den Lahnsteiner Sattel nach SE die nächste Großmulde darstellt. Die von dieser Mulde eingeleitete etwa 1 km breite, häufig invers liegende und intensiv spezialgefaltete Zone wird vom Salziger Sattel abgeschlossen, der etwa in den Nassauer Sattel nach NE übergeht.

Der Zuordnung der Kirchährer Mulde an der unteren Lahn zur Dillmulde kann infolgedessen auch im Bearbeitungsgebiet zugestimmt werden, die als übergeordnete Einheit damit neben der gesamten Ober-Ems-Folge der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“, tiefere, vermutlich Unter-Ems-Schichten bis zur Kratzenburger Mulde aufweist.

Die Balduinstener Falte stellt die zwar reduzierte, jedoch ungestörte, fast gradlinig im Streichen nach SW liegende Fortsetzung der Kernfaltenzone der „Lahnmulde“ dar.

Dem Salziger Sattel kommt damit als Scheide zwischen Dill- und Lahn-Mulde regionaltektonische Bedeutung zu. Inwieweit eine paläogeographische Vorzeichnung zu seiner Bildung Anlaß gab, läßt sich mit Sicherheit für Siegen-Ems-Schichten nicht beweisen.

Die Strukturen vom Rhein lassen sich im wesentlichen nach NW in das Gebiet an der unteren Lahn verfolgen. Damit ist eine volle Übereinstimmung in der Auf-

fassung der großtektonischen Elemente am Rhein und an der unteren Lahn erzielt worden.

Die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone ist mit den Schuppen bei St. Goarshausen in ihrem tektonischen Effekt zu vergleichen. Aufschiebungen ähnlichen Ausmaßes sind zwischen Salziger Sattel und Balduinstener Falte gefordert und stellen damit das maßgebende tektonische Element in diesem Bereich dar.

Die Schieferung ist generell den Sattel- und Muldenachsebenen parallel gerichtet. Damit zeigt sie unmittelbar die Vergenz der einzelnen Falten an.

Im Raum südöstlich Kestert fällt die Schieferung wesentlich steiler nach SE ein als im Bereich Kestert-Boppard. Daraus ist eine zunehmende NW-Vergenz abzuleiten, die bis an die Bopparder Überschiebungs- und Schuppenzone anhält und mit dieser im ursächlichen Zusammenhang stehen dürfte. In der „Boppard-Montabaur-Doppelmulde“ versteilt sich die Schieferung und damit auch die Vergenz. Sie bildet den Übergang in den SE vergentem Bereich mit NW fallender Schieferung im NW-Flügel der Moselmulde.

Schriftenverzeichnis

- DAHLGRÜN F.: Über Vergenzen im linksrheinischen Schiefergebirge. — Sber. preuß. geol. L.-A., 7, S. 63—69, Berlin 1932.
- EHRENDREICH, H.: Diss. F. U. Berlin 1956.
- EINECKE, G.: Die südwestl. Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen Lahn und Rhein. — Ber. senck. naturf. Ges., 1906, Frankfurt a. M. 1906.
- FUCHS, A.: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreley-gegend). 1. Teil: Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleygegend. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 79, Berlin 1915.
- HANNAK, W.: Stratigraphie und Tektonik im Raum Holzappel-Nassau und ihre Beziehungen zu den dortigen Blei-Zinkerzgangen. — Diss., Freie Univers., Berlin 1957.
- HOLZAPFEL, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. — Lief. 44, Blatt Dachsenhausen, Berlin 1892.
- KUTSCHER, F.: Das Alter der Bornhofener Schichten (Unterdevon) am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Ber. Reichsamt Bodenforsch., J. 1942, Wien 1942.
- Unterdevonstratigraphie und Tektonik der Umgebung von Kesselbach (Hunsrück). — Geol. Jahrb., 66, S. 249—256, Hannover 1951.
- Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östl. Hunsrück. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 129—137, 2. Abb., Wiesbaden 1953.
- LIPPERT, H.-J. & SOLLE, G.: Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel. — Senckenbergiana, 19, S. 392—399, Frankfurt a. M. 1937.
- QUIRING, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Koblenz, Lief. 298, Berlin 1933.
- NW-SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A., 1928.
- Ein geologisches Rheinprofil vom Bacharacher Kopf bei Aßmannshausen bis Oberlahnstein. — Jb. preuß. geol. L.-A., Berlin 1930.
- Unveröffentl. geol. Karte, Bl. Boppard, 1931.
- SCHULZE, E. G.: Stratigraphie und Tektonik im Raum Kestert-St. Goarshausen und ihre Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgangen des Mittelrheingebietes. — Diss., Clausthal 1957.
- SOLLE, G.: Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südl. Rheinischen Schiefergebirge. I—III. — Abh. senck. naturf. Ges., S. 51—52, 70—72, 76—84. VI—X. S. 157—240, Frankfurt a. M., 1942.

- Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb. 1949, 65, S. 299—380, Hannover 1949.
 - Die Spiriferen der *arduennensis-intermedius*-Gruppe im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 5, Wiesbaden 1953.
 - Zur Entstehung der Kieselgallen. — Senckenbergiana, 19, S. 385—391, Frankfurt a. M. 1937.
- SPERLING, H.: Neue Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Holzappeler Gangzug im Lichte stratigraphisch-tektonischer Kartierungsergebnisse auf Blatt Schaumburg-Ost. — Diss. B. A. Clausthal 1955.

Manuskript eingegangen am 15. 4. 1958

Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems¹⁾

Von

WOLFGANG HANNAK, Clausthal-Zellerfeld

Mit 1 Abbildung und Tafel 19

Inhalt

A. Zusammenfassung	294
B. Stratigraphie	295
I. Siegens-Stufe	296
II. Ems-Stufe	296
1. Unterems	296
a) Singhofener Schichten	296
aa) Untere Singhofener Schichten	297
bb) Mittlere Singhofener Schichten	298
cc) Obere Singhofener Schichten	298
b) Tonschiefer-Schichten	300
c) Unterems unsicherer Stellung	301
2. Oberems	301
a) Emsquarzit	301
b) Hohenrheiner Schichten	301
c) Laubacher Schichten	302
d) Kondel-Gruppe	302
C. Tektonik	302
I. Allgemeine Vorbemerkungen	302
II. Die großtektonischen Elemente	304
1. Lahnmulde	304
a) Balduinsteiner Mulde und Falte	304
b) Vorfaltenzone der Lahnmulde	305
2. Faltenfreie Schuppenzone	305
3. Nassau-Kirchährer Faltenzone	306
4. Abscherungsschild des Höchst.	307
5. Dillmulde	308
a) Dausenauer Schuppe und Boppard-Montabaurer Doppelmulde	308
b) Zone der tektonischen Mischstrukturen	308
III. Die kleintektonischen Elemente	308
1. Falte	308
2. Schieferung	309
3. Störungen	310
D. Paläogeographie	311
E. Ergebnis der lagerstättenkundlichen Untersuchungen	314
Schriftenverzeichnis	315

¹⁾ Auszug aus: Stratigraphie und Tektonik im Raume Holzappel-Nassau und ihre Beziehungen zu den dortigen Blei-Zinkerzgängen. — Dissertation, Freie Universität Berlin 1957.

A. Zusammenfassung

Teile der Blätter Schaumburg, Bad Ems, Dachsenhausen und Katzenelnbogen wurden einer geologischen Neubearbeitung unterzogen, die letztmalig von E. KAYSER (1892) und HOLZAPFEL (1892) kartiert wurden. Es konnten dabei entgegen den alten Kartendarstellungen etwa 2000—2500 m Ems-Schichten in vollständig veränderter Verbreitung festgestellt werden. Hunsrückschiefer konnte nur im Nassauer Sattel auf Blatt Bad Ems nachgewiesen werden, der nach bisheriger Kenntnis einen breiten Raum einnehmen sollte. Das etwa 2000 m mächtige Unterems wurde als faunistische Einheit bestätigt. Faunengemeinschaften erlaubten in ihm z. T. eine Gliederung in Faziesräume und ermöglichten im Falle der *Stropheodonta*-Bank durch charakteristische Gesteinsausbildung und reichen typischen Fauneninhalt eine kartiertechnische Grenzlegung. Diese Bank führt als einzige im gesamten Unterems des Bearbeitungsgebietes *Murchisonia infralineata* FUCHS. Die lithologische Großgliederung ist nach den Porphyroituffiten, die durch mehrere 100 m Sedimente voneinander getrennt sind, in idealer Form durchführbar. Sie wird durch die tektonischen Großformen als „tektonische Leithorizonte“ sehr erleichtert und bestätigt. Möglichkeiten einer petrofaziellen Feingliederung sind untersucht.

Eine subtile Strukturkartierung, die der stratigraphischen Bearbeitung als Grundlage diente, fand ihren Niederschlag in einer Kartendarstellung im M. 1:10000 mit vereinfachter Wiedergabe im M. 1:100000. Aus dieser gehen von SE nach NW die Balduinsteiner Falte, die Faltenfreie Schuppenzone, der Nassau-Kirchährer Faltenzug mit seinen Teilelementen und die Zone der tektonischen Mischstrukturen einschließlich Dausenauer Schuppe und Boppard-Montabaurer Mulde als wichtigste tektonische Großformen hervor.

In Übereinstimmung mit den stratigraphischen Ergebnissen konnte die Lahnmulde über ihr bisheriges w. Ende s. Laurenburg bis mindestens zum Rhein verlängert werden. In ihr schließen sich die gesamten Ems-Schichten ganz harmonisch mit w. umlaufendem Streichen bei allgemein ö. Achsenabtauchen an den Schichtenverlauf in der ursprünglichen w. Lahnmulde an. Die Aufnahmefähigkeit der Struktur nimmt allerdings nach SW durch die sw. Konvergenz zwischen der Nassau-Kirchährer Faltenzone und Balduinsteiner Mulde bei zunehmend horizontaler Achsenlage ab. Die Vorfaltenzone ist deutlich an einen Spezialtrog im Lahntrog gebunden, der den Hauptfaltenzonen und -Trögen nw. vorgelagert ist.

Die Kirchährer Mulde ist die nördlichste Großmulde, jenseits derer bis zum Emser Quellensattel auf der Linie Nassau-Bad Ems kein Faltelement folgt. Daraus leitet sich zwangsläufig die Zugehörigkeit dieser Mulde zur Dillmulde ab, wofür außerdem die beachtliche Oberems-Verbreitung von etwa mittelhessischer Prägung im Gelbachtal spricht. Die Boppard-Montabaurer Mulde gehört mithin zu einem nördlicheren Teilelement der Dillmulde. Kerne von Faltenbögen wurden als Zonen sprunghafter Mächtigkeitsveränderungen mit entsprechender Scheitelverlagerung der Falten erkannt (Vorfaltenzone, Nassauer und Windener Sattel).

Paläographisch-tektonische Überlegungen machten eine bedeutende Schwellenregion — die Holzappeler Schwelle — im Bereich des Nassauer Sattels und der n. Faltenfreien Schuppenzone wahrscheinlich. Sie bildet die Scheide zwischen Lahn- und Dilltrog. Dieser Bereich stellt das bedeutendste regionaltektonische Element dar.

Die Intrusion eines streichenden spätrogenen Plutons in dieses tektonische Hochgebiet wurde sehr wahrscheinlich gemacht, das von einer nur im SW offenen Vererzungsareole umgeben ist.

Kleintektonische Erörterungen führten über Gedanken zur Faltenform zur Deutung der Schieferung als dem Scherungsgegensystem zu dem während der Biegefaltung unter Schubspannung stehenden Schichtflächensystem, die beide als Scherflächen gleicher Ordnung angesehen werden. Der Faltenbildung und Schieferung folgen im Endstadium der Verfaltung die Aufschiebungen, die bereits Blockbewegungen darstellen. Das Gros der Seitenverschiebungen ist auf das letzte Drittel der Faltung beschränkt, in dem die günstigste Ausgleichbewegung in der Längsrichtung des Faltengebirges liegt. Die Zeit des Überganges von der Hoch- zur Seitendehnung wird als Unstetigkeitsbereich bezeichnet. Er brachte im kontinuierlichen Formungsablauf des Faltengebirges neuartige Gesichtspunkte für die Einordnung des Komplexes Plutonintrusion — Erzgangspaltenbildung — Vererzung — Weiße Gebirgsgänge.

Die zweisecharige Scherung wurde mit Ausnahme der einscharigen Aufschiebungen als die mechanische Auswirkung in allen tektonischen Teilelementen erkannt. Einschließlich der Schieferung weisen die Zerscherungen die Gesetzmäßigkeit der Periodizität, also Abstands- und Verschiebungskonstanz auf, und die Größenordnung der Scherflächenabstände ist ein Hinweis auf die Teilbeweglichkeit. Mit SCHWINNER (1924) kann damit die Scherung und zwar die zweisecharige als das Grundelement der Tektonik betrachtet werden, zumal auch die Biegefaltung nur durch die Scherungsbewegungen auf den Schichtflächen möglich ist.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdankt der Verf. seinen verehrten Lehrern, den Herren Professoren Dr. M. RICHTER, Freie Universität Berlin und Dr.-Ing. FR. BUSCHENDORF, Technische Hochschule Hannover. Die Bestimmung der bearbeiteten Fauna wurde von Herrn Dr. Dr. G. DAHMER durchgeführt, dem sich der Verf. über dessen Tod hinaus sehr verpflichtet fühlt.

B. Stratigraphie

Folgende aufgeführte Schichten des Unterdevons sind am Aufbau des Bearbeitungsgebietes beteiligt. Von diesen nehmen die Singhofener Schichten den breitesten Raum ein. Da den Rittersturz- und Nellenköpfchen-Schichten entsprechende Schichtfolgen im Bearbeitungsgebiet fehlen, konnte auf ihre Ausgliederung verzichtet werden. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß diese Gliederung in ihrem Geltungsbereich auch nur faziell begründet ist (MAUZ 1935). Im Gegensatz hierzu glauben

Unterdevon	Oberems	Kieselgallen-Schiefer Flaser-Schiefer Laubacher Schichten Hohenrheiner Schichten Emsquarzit
	Unterems	Tonschiefer-Schichten obere mittlere untere
	Siegen	Hunsrücksschiefer

} Singhofener Schichten

SPERLING (1955) und PAULY (1955) dieses mittelrheinische Gliederungsschema an der unteren Lahn einführen zu können, wobei jedoch die Auffassungen über Verbreitung und Mächtigkeit der Schichten auseinandergehen.

I. Siegen-Stufe

Dieser Stufe gehören die vorwiegend schiefrigen und feinschichtigen Serien um Nassau an. Untergeordnet kommen in ihnen bis metermächtige graue, bisweilen fast weiße Quarzitbänke vor. Diese Schichten sind die nö. Fortsetzung der Hunsrück-schiefer von Bornhofen (Bornhofener Schichten A. FUCHS). Ein Fossilfund von weitreichender Bedeutung wurde in dem Steinbruch oberhalb des Forsthauses Nassau gemacht, dessen Fauna von ST. JENTSCH bestimmt, in der folgenden Liste zusammengestellt ist.

- Homalonotus* sp.
Tropidodiscus sp.
Bellerophonacea ind.
 ?*Platyceras* sp.
Tentaculites cf. *grandis* F. ROEM.
Pterinea costata GOLDFUSS
 „ *erecta* DAHMER
Palaeoneila maureri contrastans SOLLE
 „ „ cf. *carinata* SOLLE
 „ „ subsp.
Nuculana sp.
Modiomorpha cf. *folmanni*
 ? „ sp.
Carydium sociale BEUSH.
 „ sp.
Hysterolites (*Acrospir.*) *primaevus* (STEININGER)
 „ „ cf. *fallax* (GIEBEL)
 „ „ cf. *pellico* (ARCH. & VERN.)
 „ „ *arduennensis latestriatus* (MAUR.)
Spirifer incertus FUCHS
Spinocyrtia sp.
 ?*Cyrtina* sp.
Athyris undata (DEFRANCE)
Schizophoria cf. *provulvaria* (MAUR.)
Platyorthis circularis (SOW.)
 ?*Trigleria* sp.
Eodevonaria dilatata (F. ROEM.)
Chonetes unkelensis DAHMER
 „ *semiradiata* (SOW.)

II. Ems-Stufe

1. Unterems

a) Singhofener Schichten

Diese Schichten vertreten mit ca. 2000 m Mächtigkeit den größten Teil des Unterems. Sie setzen sich aus einer regen Wechsellagerung klastischer Gesteine zusammen. In größeren Abständen sind ihnen horizontbeständige Porphyroidtuffite eingelagert.

Fossilien treten im oberen Teil außerordentlich häufig auf, ohne in den unteren Schichten vollständig zu fehlen. Die sehr große Mächtigkeit der Schichten zwang zu einer methodischen Untergliederung in

obere Singhofener Schichten
 mittlere „ „
 untere „ „ „

die sich im wesentlichen auf die regionale Verbreitung der Porphyroidtuffite stützt. Örtlich konnten charakteristische lithologische Horizonte ausgegliedert werden. Ebenso ließen sich fossilreiche Zonen mit verschiedenem Erfolg verfolgen. Die Sedimentationstypen sind für die gesamten Singhofener Schichten etwa einheitlich. Die Untergruppen unterscheiden sich voneinander im Bearbeitungsraum lediglich andeutungsweise durch das Überwiegen bestimmter bzw. durch markant ausgeprägte Gesteinskomplexe.

Die Porphyroidtuffite sind submarine Tuffausstreungen eines keratophrischen initialen Vulkanismus, der in 4 bis 5 Eruptionsphasen während des Unterems im gesamten s. Rheinischen Schiefergebirge, besonders aber den rechtsrheinischen Teilen, tätig war und zu jeweils fast vollständigen Tuffeindeckungen geführt hat. Eruptionszentren festlegen zu wollen, ist wegen des geringen bearbeiteten Ausschnittes aus dem Gesamtverbreitungsgebiet nicht möglich. Generell wird man die Ausbruchherde rechtsrheinisch anzunehmen haben, da die Mächtigkeit über den Mittelrhein nach W stark abnimmt (vgl. SCHULZE 1957 u. a.). Auf eine Beschreibung kann verzichtet werden, da ein umfangreiches Schrifttum hierüber unterrichtet.

aa) Untere Singhofener Schichten

Aus kartiertechnischen Gründen ist die Siegen-Emsgrenze an den Porphyroidtuffit 1 (kurz P1) gelegt worden. Entsprechende Erwägungen führten zur Festlegung der oberen Grenze der unteren Singhofener Schichten an den P2.

Der untere Teil ist überwiegend aus Sandbandschiefern und dünnplattigen Sandsteinbänken aufgebaut. Grobkörnige kompakte Sandsteinbänke treten stark zurück. Reine Tonschiefer haben keine Bedeutung. Eine kleine Fauna ist in einem schmalen Streifen, der den Straßenaufschlüssen im Gelbachtal von der Bruchhäuser Mühle bis s. des Eschenauer Hofes folgt und n. Dies angeschnitten ist, mit folgenden Formen festgestellt:

Gosseletia lodanensis (FRECH)
Stropheodonta explanata (SOW.)
Schizophoria sp.
Chonetes semiradiata (SOW.)
Eodevonaria extensa (KAYSER)
Camarotoechia daleidensis (F. ROEM.)
Spirifer arduennensis latestriatus MAUR.
Spirifer carinatus SCHNUR
Tropidoleptus rhenanus FRECH

Der obere Teil ist im Gelbachtal beiderseits der Dieser Aufschiebung in dem Bereich stark divergierenden Schichtenstreichens gut aufgeschlossen. Er ist aus mindestens 4 markanten Sandsteinbankzonen (kurz S.-Zonen) mit 10—18 m Mächtigkeit und lebhaft differenzierten Wechsellagerungen aufgebaut. In der Divergenzzone lösen sich

die S.-Zonen nach NNE in Sand- bzw. Tonflasermittel auf, oder aber sie werden geringmächtiger unter stärkerem Hervortreten flaseriger Komponenten, die eine starke Aufbereitungsfazies kennzeichnen. Die Mächtigkeitzunahme nach S gilt in gleichem Maße für die gesamten unteren Singhofener Schichten, wie sich das aus dem divergierenden Streichkurvenverlauf bei gleichem Fallen w. Charlottenburg ergibt. Es stehen 850 m Schichtmächtigkeit im s. Teil der Schuppe 450 m im n. Teil gegenüber.

Diese Mächtigkeitsveränderungen deuten auf eine Schwelle in der n. Faltenfreien Schuppenzone hin, deren s. Böschungsbereich mit dem erläuterten Untersuchungsabschnitt wahrscheinlich größtenteils erfaßt wurde. Der Schwellenrand ist durch besonders zahlreiche und bis zu 2 m mächtige subaquatische Rutschungspakete gekennzeichnet.

bb) Mittlere Singhofener Schichten

Als mittlere Singhofener Schichten werden der Schichtpacken zwischen P2 und der *Stropheodonta*-Bank, einem charakteristischen Fossilhorizont im Holzappeler Raum aufgefaßt. Dem P3 nahe der Hangendgrenze kommt uneingeschränkte Bedeutung als leicht auffindbarem Leithorizont zu.

Die lithologische Beschaffenheit ist der der unteren Singhofener Schichten im Untersuchungsbereich ähnlich. Die entscheidenden Unterschiede gegenüber ihrem liegenden Schichtpacken bestehen in den kurzfristigeren Sedimentationsrhythmen. Die S.-Zonen haben im Raum Obernhof eine mittlere Mächtigkeit von 10—12 m im unteren Teil, die auf 6—8 m im oberen Teil abnimmt. Die Zonen der tonigen Wechselagerungen sind auf etwa 10—12 m gegenüber den unteren Singhofener Schichten mit 40—50 m reduziert. Für den Bereich der Grube Holzappel gelten jedoch, also auf nur 1—2 km Entfernung, bereits wieder andere Werte. S.-Zonen mit 3—5 m Mächtigkeit stehen hier Bänderschieferzonen mit höherer Mächtigkeit gegenüber.

Beachtung verdienen zwei bis zu 20 cm mächtige Fossilhorizonte im Dach zweier S.-Zonen. Sie stellen wegen ihrer für das Bearbeitungsgebiet ungewöhnlichen und einmaligen Anordnung — im allgemeinen treten die Fossilbänke im Liegenden dünnstplattiger Sandsteinbänke auf — unabhängig von ihrem Fossilinhalt eine wichtige Kartierhilfe dar. Ihr Nachweis gelang in der Grube Holzappel auf der 11. und 18. Sohle, im Lahntal ö. Obernhof und w. von Kloster Arnstein.

Folgende Fossilien wurden aus verschiedenen Fundpunkten und Lesesteinen ermittelt:

- Bucanella bipartita* (SANDB.)
- Tentaculites* sp.
- Limoptera longialata* DREV.
- Chonetes semiradiata* (SOW.)
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEM.)
- Spirifer pellico* DE VERN. & D'ARCH.
- Spirifer* sp.
- Tropidoleptus rhenanus* FRECH

cc) Die oberen Singhofener Schichten

sind auf dem w. Teil des Blattes Schaumburg näher untersucht, wo sie ihre Hauptverbreitung in und an den Flanken der Vorfaltenzone haben. Es werden unter ihnen

die fossilreichen und lithologisch einheitlichen Schichten im Hangenden der *Stropheodonta*-Bank zusammengefaßt, die ca. 150 m im Hangenden des P4 an einer verhältnismäßig scharfen Faziesgrenze von den vorwiegend tonigen dachschieferartigen Tonschiefer-Schichten in der Balduinsteiner Mulde überlagert werden. Von den tieferen Singhofener Schichten unterscheiden sie sich außerdem durch die sehr seltenen S.-Zonen. Den außerordentlichen Fossilreichtum hat SPERLING (1955) sich zu einer faunistischen Gliederung zunutze gemacht, der sich Verf. aus an dieser Stelle nicht näher auszuführenden Gründen aber nicht anzuschließen vermag. Am Rande sei nur erwähnt, daß das Unterems als faunistische Einheit bestätigt wurde und daß SPERLING'S Grenze Singhofener zu Rittersturz-Schichten mangels einer Faunengrenze durch einen Porphyroidtuffit repräsentiert wird. Hierzu steht seine faunistische Gliederung der oberen Singhofener Schichten aber in einem auffallenden Gegensatz.

Die basisbildende *Stropheodonta*-Bank ist ein ca. 15 cm mächtiger von der Holzappeler Hütte nach SW bis über die Lahn verfolgbare und unverändert ausgebildeter Fossilhorizont, der als einziger im Untersuchungsgebiet *Murchisonia infralineata* FUCHS führt. Die namengebende *Stropheodonta explanata* (Sow.) ist in keinem anderen Fossilhorizont des Bearbeitungsgebietes in so zahlreichen und schönen Exemplaren vertreten. Weitere nachstehend aufgeführte Formen wurden in ihr festgestellt.

- Bucanella bipartita* (SANDB.)
- Pleurotomaria daleidensis alta* DAHMER
- Platyceras eegense* FUCHS
- Nuculites persulcatus* SOLLE
- Dalmanella circularis* (SOW.)
- „ *nocheri* (FUCHS)
- Chonetes semiradiata* (SOW.)
- Eodevonaria dilatata* (F. ROEM.)
- „ *extensa* (KAYSER)
- Camarotoechia daleidensis* (F. ROEM.)
- Spirifer pellico* DE VERN. & D'ARCH.
- „ *arduennensis latestriatus* MAUR.
- „ *incertus* FUCHS
- Anoplothea venusta* (SCHNUR)
- Tropidoleptus rhenanus* FRECH
- Pleurodictyum problematicum* GOLDF.

Wenig oberhalb der Basis erfolgte auf der Achse Kalkofen-Laurenburg die Einsenkung eines Spezialtroges, der zuerst aus dem Schichtkurvenverlauf und dem Strukturaufbau der Vorfaltenzone abgeleitet wurde. Später fand sich für ihn eine biofazielle Bestätigung. Im Kern des Spezialtroges kommen als einziger bekannter Stelle individuenreiche isolierte Zweischalerfaunen mit

- Nucula krachtae* (A. ROEM.)
- Nuculites persulcatus* SOLLE
- Carydium sociale* DIENST und
- Chonetes semiradiata* (SOW.)

neben der üblichen Singhofener Fauna vor, von der folgende Formen im gesamten oberen Teil festgestellt wurden.

- Bucanella bipartita* (SANDB.)
- Pleurotomaria daleidensis alta* DAHMER

- Platyceras eegense* FUCHS
Tentaculites sp.
Ctenodonta maureri brevis BEUSH.
Leiopteria sp.
Goniophora rhenana BEUSH.
Goniophora sp.
Dalmanella bicallosa (FUCHS)
Stropheodonta explanata (SOW.)
Chonetes semiradiata (SOW.)
Chonetes cf. *subquadrata* (A. ROEM.)
Camarotoechia daleidensis (F. ROEM.)
Eodevonaria dilatata (F. ROEM.)
Spirifer pellico DE VERN & D'ARCH.
 „ *arduennensis latestriatus* MAUR.
 „ *carinatus* SCHNUR
 „ *incertus* FUCHS
 „ *humilis* SCUPIN
 „ sp.
 „ aus der *subcuspidatus*-Gruppe
Meganteris ovata MAUR.
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Pleurodictyum problematicum GOLDF.
Trigeria confluentina

Die Brachiopoden sind an örtlich begrenzte Fossilinseln gebunden. In größerer Häufung als üblich kommen sie zwischen Kalkofen und Holzappeler Hütte vor. Die Brachiopoden haben demnach am n. Trogrand lokal begrenzte günstige Lebensbedingungen vorgefunden, die sich mit der Ausweitung der Spezialsenke nach NW in jüngere Schichten verlagerten. Einige dieser Fossilhorizonte sind an ihrer s. Spitze auf engstem Raume (wenige Meter) mit großen Zweischalern verzahnt. Am s. Trogrand bzw. einer Spezialschwelle zwischen dem engeren Lahntrog und dem Kalkofen-Laurenburger Spezialtrog pflegen diese größeren Lamellibranchiaten mit den Brachiopoden gemeinsam vorzukommen.

Entsprechende lithologische Veränderungen sind nicht erkannt. Wechsellagerungen mit häufigen dünnstplattigen feinkörnigen Sandsteinbänken beherrschen das Bild. Zwei S.-Zonen sind als einzige auf den tieferen Teil der Schichten beschränkt, deren hangende aus dem Waselbachtal über Laurenburg durch die Vorfaltenzone bis in die Balduinsteiner Mulde verfolgt werden kann. Kreuzschichtungen, subaquatische Rutschungen können allenthalben beobachtet werden. Wellenfurchen sind dagegen nur in den Schwellenbereichen festgestellt.

Da die Rittersturz-Schichten nicht ausgegliedert wurden, erhebt sich die Frage, welchen Schichten des Unterems in diesem Raum diese äquivalent sind. Angesichts des Faunenproblems und der erheblichen Entfernung des locus typicus vom Bearbeitungsgebiet lassen sich nur Vermutungen aussprechen. Es wird für wahrscheinlich gehalten, daß sie durch einen großen Teil der oberen Singhofener Schichten vertreten werden.

b) Die Tonschiefer-Schichten

umfassen eine ca. 100 m mächtige Schichtfolge in der Balduinsteiner Mulde. In einer mehrfachen Mächtigkeit bauen sie den Nassau-Kirchährer Faltenzug im Gelbachtal

auf. Die Schichtfolge ist einheitlich aus dünnbankigen schiefrigen Serien aufgebaut, denen häufiger dünnstplattige kartonstark spaltende unreine Sandsteinbänkchen eingelagert sind. Sie sind eben geschichtet und die Schichtflächen zeigen meistens einen dichten Serizitbelag. Die sandigen Partien sind vorwiegend auf den oberen Teil beschränkt, wogegen der untere fast ausschließlich aus reinen Dachschiefen aufgebaut wird. Hin und wieder kommen im Gelbachtal kompakte 1—2 m mächtige graue bis rötliche Sandsteinbänke vor. Subaquatische Rutschungen sind selten, sehr selten Taeniacrada. Nach SPERLING (1955) ist folgende Fauna zu erwarten, der die Schichten als Nellenköpfchen-Schichten bezeichnet.

- Leiopteria pseudolaevis* (OEHLERT)
Dalmanella circularis (SOW.)
 „ *nocheri* (FUCHS)
 „ *bicallosa* (FUCHS)
Spirifer pellico DE VERN. & D'ARCH.
 „ *arduennensis latestriatus* MAUR.
Tropidoleptus rhenanus FRECH

Ähnlichkeiten mit diesen sind vorhanden. Die geringe Mächtigkeit, das Fehlen eines großen Teiles der Fauna vom Mittelrhein und der typischen Übergangsbildungen zum Emsquarzit, die weniger unruhige Schichtung veranlaßten den Verf. diese Schichtfolge neutral als Tonschiefer-Schichten zu bezeichnen, zumal eine genaue Altersfixierung der unteren Grenze mit der am Nellenköpfchen nicht möglich ist und von MAUZ (1935) auf die rein lokale Faziesausbildung der Unterems-Schichtfolge bei Koblenz hingewiesen wurde.

c) Unterems unsicherer Stellung

Diese Schichten stehen in der Kirchährer Mulde beiderseits des Lahntales an, die im NE des Nassau-Kirchährer Faltenzuges von den Tonschiefer-Schichten überlagert werden. Im Mohrendell s. Dausenau und n. Nassau sind vereinzelt Porphyroidtuffitelesesteine gefunden. Die wenigen festgestellten Fossilfundpunkte enthalten keine Siegenformen.

2. Oberems

a) Emsquarzit

Der Emsquarzit ist am Höchst in wenigen Steinbrüchen und an vereinzelt Stellen in der Dausenauer Schuppe aufgeschlossen. In der ungestörten Folge des gesamten Ems in der Balduinsteiner Mulde fehlt der Emsquarzit primär (vgl. KEGEL 1922).

b) Hohenrheiner Schichten

In etwa stratigraphisch gleicher Höhe mit dem Emsquarzit tritt ein heller, z. T. eisenschüssiger, schlecht verkitteter Crinoidensandstein auf (*Rhodocrinus*-Quarzit H. RICHTERS). H. RICHTER (1923) vermutet in ihm eine Übergangsfazies vom Emsquarzit zu einem geringmächtigen Grauwackensandstein in der Balduinsteiner Mulde. SPERLING konnte nachweisen, daß dieser Crinoidensandstein im Faziesbereich des Emsquarzites auftritt, erstmalig eine Oberems-Fauna enthält und beim Fehlen des Quarzites auf einen graugrünen fossilereen Sandstein folgt. Allerdings keilt auch dieser Crinoidensandstein w. Gutenacker nach S aus. Er wird infolgedessen den tiefen

Hohenrheiner Schichten zugerechnet. Der fossillere Sandstein — von SPERLING den Hohenrheiner Schichten zugeordnet — kann aber ebenso dem Emsquarzit äquivalent sein, zumal er das Unterems in der Balduinsteiner Mulde überlagert.

c) *Laubacher Schichten*

Zu den Laubacher Schichten werden graubraune, mürbe bis mittelharte Sandsteinbänke gestellt, die aus kleinen Aufschlüssen n. von Hübingen und Giershausen bekannt sind. In den spärlichen Aufschlüssen sind 2 Fossilfundpunkte ermittelt worden, die dezimetermächtig, arten- und individuenreich an mürbe braungelb verwitternde Sandsteinbänke gebunden sind. Sie enthalten folgende Fauna:

- Gastropodenrest indet.
Pterinea lineata GOLDF.
 „ „ *lineata* GOLDF.
Dalmanella sp.
Chonetes semiradiata (SOW.)
Spirifer paradoxus (V. SCHLOTH.)
 „ *arduennensis* SCHNUR
 „ „ *arduennensis* (SCHNUR)
 „ *auriculatus* SANDB.
 „ *gigas* DAHMER
 „ *ignoratus* MAUR.
 „ sp. indet.
Zaphrentis sp.

Die Mächtigkeit der Schichten kann wegen der ungünstigen Aufschlüsse und der infolgedessen auch unsicheren Strukturen und Grenzen nicht angegeben werden. Mit Sicherheit sind sie mächtiger als in der Balduinsteiner Mulde.

d) *Kondel-Gruppe*

Flaser- und Kieselgallen-Schiefer berühren das Kartierungsgebiet im N bis W und in der Balduinsteiner Mulde. Sie besitzen die von SOLLE (1942) beschriebene Ausbildung.

C. Tektonik

I. Allgemeine Vorbemerkungen

Die Übergangszone zwischen Lahn- und Dill-Mulde ist durch ihren bedeutenden großtektonischen Rahmen und die von ihr eingeschlossenen Falten- und Schuppenstrukturen gekennzeichnet. Sie erhält ihre besondere tektonische Note als Vermittlerin zwischen der im gewohnten Streichen um 55° liegenden Balduinsteiner Falte der Lahnmulde und der mit 25—30° gerichteten Boppard-Montabaurer Doppelmulde. Die Strukturkartierung ergab neben den genannten und teils bekannten rahmengebenden Faltenzonen, weitere Faltenzüge mit breiten zwischengeschalteten und normal liegenden Streifen. Diese Verhältnisse erlauben die natürliche tektonische Gliederung (vgl. Strukturkarte) von SE nach NW in

- Lahnmulde mit
 Balduinsteiner Mulde und Falte und
 Vorfaltenzone

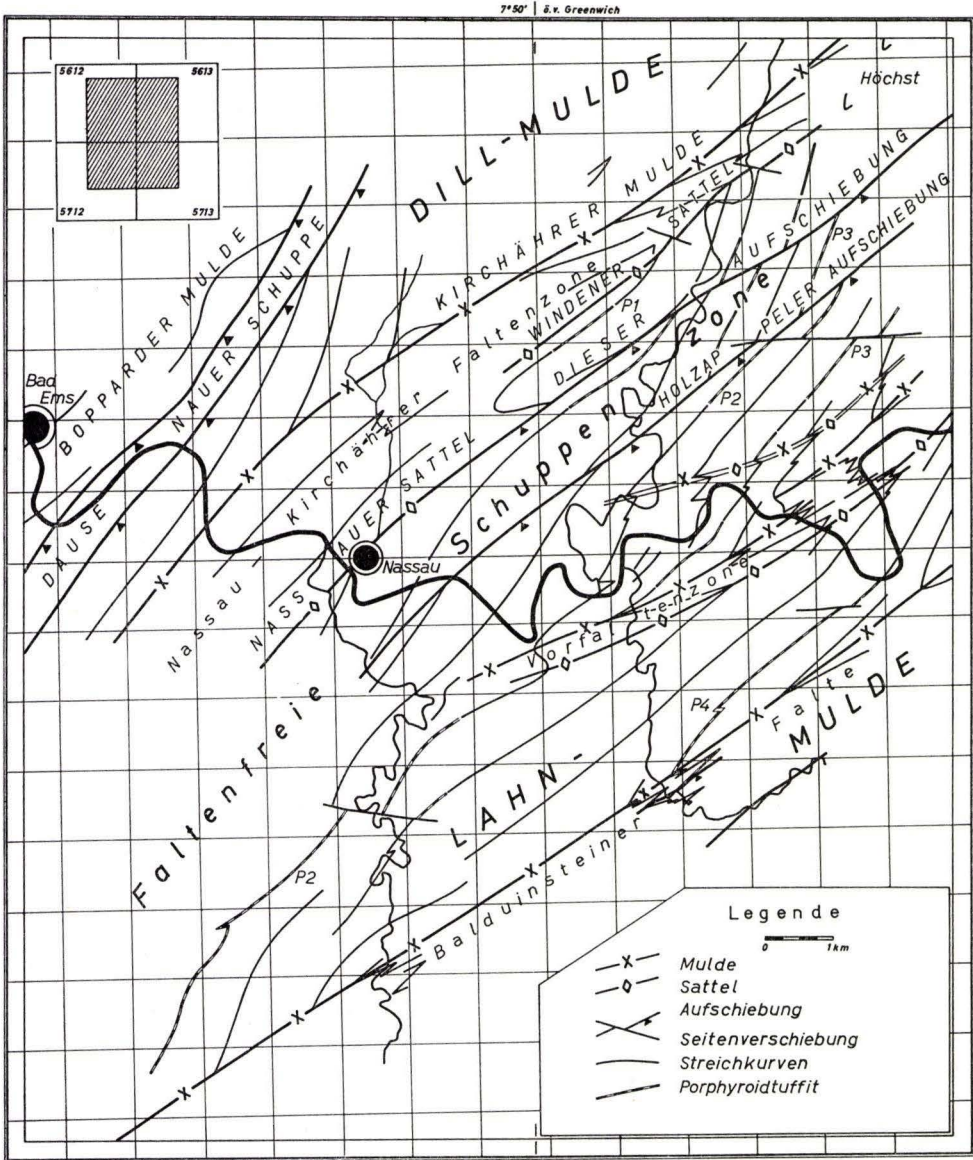


Abb. 1. Vereinfachte Strukturkarte des Gebietes zwischen Laurenburg und Bad Ems.

Faltenfreie Schuppenzone mit
Holzappeler Aufschiebung und
Dieser Aufschiebung

Nassau-Kirchährer Faltenzone

Abscherungsschild des Emsquarzit am Höchst
 Dillmulde mit
 Zone der tektonischen Mischstrukturen
 Dausenauer Schuppe und
 Südmulde der Boppard-Montabaurer Doppelmulde.

II. Die großtektonischen Elemente

1. Lahnmulde

a) *Balduinsteiner Mulde und Falte*

Das w. Ende der Lahnmulde wurde bislang an der Rupbachspalte angenommen. In jüngster Zeit haben neben dem Verf. PAULY und SPERLING die Störung aber eindeutig widerlegen können. Den Kern der w. Lahnmulde bildet die Balduinsteiner Mulde (AHLBURG, KEGEL 1922) und Falte, deren sw. Fortsetzung untersucht wurde.

Bei gleichmäßigem ö. Achsenabtauchen um 20—30° hebt sie stetig nach SW aus, so daß die in der E-Hälfte des Bl. Schaumburg eingemuldeten Oberdevon-Serien nach SW von älteren Schichten abgelöst werden. Im Rupbachtal sind nurnmehr Wissenbacher Schiefer, Diabase und Keratophyre des Mitteldevons erhalten. In diesem Aufschlußbereich ist sie von Kleinfalten mehrfach untergliedert, an denen teilweise Aufschuppungen erheblicher Verschiebungsgröße auftreten.

In ungestörter, das heißt geradliniger streichender Fortsetzung (55°) verläuft sie gut aufgeschlossen s. der Brunnenburg hindurch über den Polaschgraben. Lokal steileres Achsenabtauchen bis zu 60° und geringe Mächtigkeit verursachen eine schmale Ausstrichbreite des Oberems im Muldenbereich, auf das über das Dörsbachtal hinweg bei stark verflachtem Achsenfallen in großer Breite Tonschiefer-Schichten und obere Singhofener Schichten folgen.

Im Polaschgraben ist der inverse Faltenbereich auf 250 m Breite aufgeschlossen. Die Lagerung beträgt durchschnittlich 65—70°/70° SE im inversen und schwankt im normalen Muldenflügel bedingt durch das umlaufende Streichen kontinuierlich von N nach S zwischen 30—170° bei allgemein 35° Fallen, das im Seitental der Lahn unterhalb der Brunnenburg auf 200 m Profillänge auf 70° in den Tonschiefer-Schichten versteilt ist. Entgegen der Darstellung KAYSERS, der Hunsrückschiefer neben Schalstein in diesem Gebiet annahm, ist demnach ein stetiger Übergang vom Mitteldevon über das Oberems zu den Singhofener Schichten zu verzeichnen und damit eine scharfe Begrenzung der Lahnmulde im SW nicht mehr gegeben.

Wegaufschlüsse gewähren im Dörsbachtal einen guten Einblick in die Balduinsteiner Falte. Sie wird ausschließlich von oberen Singhofener Schichten aufgebaut. Die Hauptmulde streicht 200 m n. Neubeckers Mühle mit 55° durch das Tal. Bei sehr flachem ö. Achsenabtauchen ist das Streichen im normalen Muldenflügel mit 45° wenig verschieden von der Achsenebene. Die Großfalte, die auf 500 m Breite aufgeschlossen ist, wird durch mehrere Kleinfalten untergliedert, wie das vom Rupbachtal her bekannt ist. Diese Falten sind unverändert überkippt NW-vergent, mit einem Fallen der Achsenebene um 60—70° SE. Aufschuppungen werden vermutet, konnten aber nur in einem Falle bewiesen werden. Die nächst s. Mulde auf die Balduinsteiner Mulde ist zerschert und der hangende intensiv spezialgefaltete, indes jedoch überwiegend invers liegende Bereich tiefer oberer Singhofener Schichten ist mehrere 100 m

auf die oberen Singhofener Schichten mit dem im Aufschlußbereich mehrfach gut aufgeschlossenen P4 aufgeschoben.

Mit unverändertem Streichen und gleichem Aufbau schneidet die Faltenzone das Mühlbachtal im Bereich der Käs-Mühle. Die Faltenachsen besitzen in diesem Bereich eine um die Horizontale pendelnde Lage.

Die Balduinsteiner Falte zeichnet sich demnach durch richtungsstabiles Streichen um 55° , etwa gleichen inneren Aufbau aus Kleinfalten mit gleicher Vergenz und Grad der Ausfaltung aus. Daneben ist die gewölbte nach NE verstellte Faltenachsenlage ein weiteres wesentliches Merkmal. Angesichts der sehr gleichbleibenden Ausbildung und konstanten Streichrichtung der Faltenzone wurde ihre Fortsetzung über Dahlheim und Kestert (Rhein) angenommen. Dort ist sie von E.-G. SCHULZE (1957) kartiert und in vollem Umfang bestätigt worden.

Die NW-Flanke der Balduinsteiner Mulde ist einförmig und unbedeutend gestört ausgebildet. Lediglich w. der Vorfaltenzone und im Bereich der Brunnenburg ist ein steileres Streichen (35°) gegenüber 45° im allgemeinen zu erkennen.

b) Die Vorfaltenzone der Lahnmulde

Die Vorfaltenzone bildet einen NW geöffneten begrenzten Faltenbogen zwischen Mühlbach- und Lahntal in Höhe der Scheidter Schleuse, dessen w. Ende mit 60° Streichen dem ö. mit 30° gegenüber steht. Entsprechend unterschiedlich ist das Schieferungsstreichen. Die Faltenzone entwickelt sich in den unteren Singhofener Schichten aus einer Horizontalflexur und ist nach 2 km im Dörsbachtal bereits aus einem wenig differenzierten 300 m mächtigen inversen Faltenstamm ($60-75^\circ/60-75^\circ$) aufgebaut. Die Spezialfaltenachsen liegen annähernd horizontal. Die Achsen der Hauptumbiegungen schieben dagegen mit 10° deutlich nach E ein. Der Kern der Faltenstruktur liegt um Kalkofen, die hier durch eine Scheitelverlagerung der Hauptmulde auf etwa 800 m Breite angewachsen ist und aus dem in der Mächtigkeit schwach reduzierten Faltenstamm und zahlreichen Kleinfalten aufgebaut ist. Die Strukturänderung beruht eindeutig auf einer lokalen starken Mächtigkeitszunahme in den oberen Singhofener Schichten, wie man sich leicht an Hand der Strukturkarte überzeugen kann und wie das im stratigraphischen Teil bereits erläutert wurde. Bemerkenswert ist, daß in diesem Raum das Achsenabtauchen mit bis zu 30° in dieser Faltenzone am steilsten ist. Es darf daher angenommen werden, daß Achsen-einschieben und Mächtigkeitszunahme sich gegenseitig bedingen. Einen ausgezeichneten Einblick in die Strukturen gewährt das Straßenprofil sw. Laurenburg, das fast die gesamte Vorfaltenzone erfaßt. Die spitze NW-vergente Faltung beherrscht in Verbindung mit der scharf akzentuierten Schieferung das Bild. EW-streichende Seitenverschiebungen sind nur vereinzelt vertreten. Die Krümmung der gesamten Vorfaltenzone wird auf die geosynklinale Anlage zurückgeführt, da eine Querfaltung nicht für wahrscheinlich gehalten wird.

2. Faltenfreie Schuppenzone

Die Faltenfreie Schuppenzone ist der in sich faltungsfreie 4—5 km breite Streifen zwischen Vorfaltenzone bzw. Balduinsteiner Mulde und der Nassau-Kirchährer Faltenzone. Ein Fazieswechsel gegenüber den Faltenzonen, den man für die unter-

schiedliche regionaltektonische Ausbildung verantwortlich machen könnte, ist nicht zu erkennen. Die Schuppung, die den Umständen nach verhältnismäßig gut nachweisbar ist und das allgemein steile NNE-Streichen der Schichten sind weitere Merkmale.

Der im Streichen s. der Vorfaltenzone gelegene Abschnitt ist fast störungsfrei. Es ist lediglich eine größere Horizontalzersetzung von 250 m im Mühlbachtal zu erwähnen. Die Schuppung ist im Bearbeitungsgebiet auf den n. Bereich beschränkt und im Gelbachtal aufgeschlossen. Nach SW vereinigt er sich mit dem s. Teil zu einer einheitlichen Schuppenzone (H. LEHMANN 1957). Von NW nach SE sind die Aufschübung am Windener Sattel, die Aufschübungszone der Dieser und die der Holzappeler Aufschübung neuerkannt worden.

Untere und mittlere Singhofener Schichten sind auf invers liegende Tonschiefer-Schichten im Gelbachtal bzw. obere Singhofener Schichten auf Emsquarzit ö. Horkhausen am Windener Sattel aufgeschuppt. So zwanglos ihr stratigraphischer Nachweis gelingt, so ungenau bleibt wegen fehlender Aufschlüsse ihre Lokalisierung. Die Dieser Aufschübung setzt sich im Straßenprofil an der Bruchhäuser Mühle im Gelbachtal aus mehreren Einzelstörungen zusammen. Sie liegen im allgemeinen Faltenstreichen und Einfallen der Achsenebenen. Im Ferdinandstollen ist sie in einer 10—20 m mächtigen Breccien-Mylonitzone durchörtet. Ihre weitere sw. Fortsetzung liegt im Nassauer Sattel. Nach NE kann sie bis auf die Hochfläche n. Holzappel festgelegt werden. Die Aufschübung läßt sich den Umständen nach mit Hilfe der Porphyroidtuffite P1 und P2, durch Vergleich der von diesen eingeschlossenen Schichtmächtigkeiten und der lithologischen Ausbildung im Bereich des P2 recht gut belegen. Der Verschiebungsbetrag kann mit etwa 700 m angenommen werden. Für die Festlegung der Holzappeler Aufschübung waren folgende Überlegungen maßgebend: P2 und P3 schließen s. der Störung die gleichen Schichtmächtigkeiten wie die infolgedessen als die gleichen angesehenen Porphyroidtuffite P2 am ö. Talhang des Gelbachtals und P3 w. Holzappel ein. An dieser Holzappeler Aufschübung ergibt sich daraus ein Aufschübungsbetrag von etwa 300—500 m. Eine Parallelisierung des P3 w. Holzappel mit dem P2 s. der Störung mißlingt, da die Ausstrichsbreite der unteren Singhofener Schichten, die bei dieser Gleichstellung als mittlere anzusprechen wären, im Bereich des Gelbachtals zu der Vorstellung einer Abschiebung an der bei Holzappel als Aufschübung erkannten Störung führen müßte. Außerdem könnte in diesem Falle ein halbwegs stratigraphischer Vergleich nicht erbracht werden. Ein faunistischer und lithologischer Beweis kann nicht geführt werden, da die entsprechenden Aufschlüsse fehlen.

3. Die Nassau-Kirchährer Faltenzone

ist die größte tektonische Einheit innerhalb des Kartierungsgebietes und zwischen der Lahn- und Dillmulde. Mit 2000 m Ausstrichsbreite der inversen Schichtfolge verläuft sie über das Lahntal w. Nassau hinweg. N. Winden setzt sie sich auf 600 m reduziert, aber dennoch sehr charakteristisch nach NE über das Gelbachtal fort und taucht dort sehr bald unter den Emsquarzit des Höchst. Im Gelbachtal sind die bis zu 40° Einfallen überkippten Tonschiefer-Schichten des inversen Faltenflügels in der Kirchährer Mulde abgeschert und auf Oberems aufgeschoben. Am Windener Sattel

liegt eine weitere Aufschiebung vor, wie bereits ausgeführt wurde. Die Faltenzone ist in diesem Bereich einförmig aufgebaut und hat ein Generalstreichen von etwa 50° . Außer unbedeutenden Spezialfalten ist lediglich in der Mitte eine Kleinfalte eingeschaltet. Der Grad der Überkipfung ist beachtlich, wie das aus dem mittleren Schichteinfallen um $50\text{--}55^\circ$ und der Achsenebenen um 45° hervorgeht. In einer liegenden Spezialfalte an der Straße Giershausen-Horhausen erreicht sie ihr größtes Ausmaß. Es sei darauf hingewiesen, daß sich die Faltenzone unbekümmert der KAYSERSchen Rupbachspalte bis sö. Giershausen verfolgen läßt und daß damit die Störung an einer weiteren Stelle eindeutig widerlegt wurde.

Um Nassau beschreibt die Faltenzone einen nach SE geöffneten Bogen, in dem sich das Streichen der Achsenebenen kontinuierlich von 50° auf 35° ändert. Auf engstem Raum gleicht sich hier das normale erzgebirgische Streichen dem steilen NNE-Streichen der Emser Zone an. Der Faltenbogen ist der Bereich größter Breite (2000 m) des inversen Faltenflügels. Es wird als sicher angenommen, daß die Verbreiterung analog der Vorfaltenzone durch die Scheitelverlagerung des Windener in den Nassauer Sattel auf der Innenseite des Faltenbogens erfolgte und ihre Ursache in einer sprunghaften Mächtigkeitzunahme der Hunsrückschiefer im Nassauer Sattel hat. Spezial- und Kleinfalten modifizieren auch in diesem Faltenabschnitt den einheitlichen Faltenstamm nur geringfügig. Die Faltenachsen liegen horizontal bis schwach E-abtauchend.

4. Der Abscherungsschild des Höchst

umfaßt den Emsquarzit und die Hohenrheiner Schichten des Höchst. Die Aufschlüsse sind schlecht. Es sind ausschließlich Steinbrüche, die einen Einblick in die inneren Strukturen dieses Komplexes gewähren. Aus der statistischen Verteilung der Steinbrüche ergibt sich eine annähernd flächenhafte Verbreitung des Emsquarzites und der Hohenrheiner Schichten. Diese sind in der bekannten Form NW-vergent verfaltet, wie das in fast jedem Steinbruch beobachtet werden kann. Insgesamt gehorcht die Faltung einem flach liegenden Falten Spiegel, der nur die flächige Verbreitung des tiefen Oberems zu erklären vermag. Unter diesen Schild streicht nun, wie das sehr gut aus den Aufschlüssen im Gelbachtal hervorgeht, die Nassau-Kirchähler Faltenzone. Man gewinnt damit den Eindruck, daß der Quarzitschild wurzellos auf der einheitlichen inversen Schichtfolge der Faltenzone schwimmt. Auf Grund verschiedener Indizienbeweise konnten die Schichten des Faltenzuges als hohes Unterems angesprochen werden. Damit liegt zwar der Höchstschild in stratigraphisch richtiger Lage und ist nicht ortsfremd. Tektonisch bleibt er jedoch wurzellos. Danach hat man einen Abscherungshorizont zwischen beiden Elementen anzunehmen, der einen beachtlichen disharmonischen Falten- und Stockwerksbau kennzeichnet. Die liegende Spezialfalte an der Straße Giershausen-Horhausen und die allgemeine starke NW-Vergenz der Nassau-Kirchähler Faltenzone scheint ein Beweis für den Stockwerksbau zu sein. Ebenso ist die Basis des Emsquarzites als Abscherungshorizont gegenüber den tieferen Tonschiefer-Schichten sehr plausibel, da sie eine Fläche natürlicher Anisotropie darstellt.

5. Dillmulde

a) *Dausenauer Schuppe und Boppard-Montabaurer Doppelmulde*

Der NW-Anschluß der Nassau-Kirchährer Faltenzone ist verschieden gestaltet. In ihm drückt sich trotz der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse in verstärktem Maße die tektonische Diskrepanz des w. Teiles gegenüber dem ö. aus. Im erstgenannten stehen sie eindeutig im Zeichen des steilen NNE-Streichens. Unabhängig vom Verlauf der Kirchährer Mulde streichen die Schichten um 30° und fallen mit ca. $35\text{--}40^\circ$ ein. Sie gehören z. T. mit Gewißheit dem Unterems an, das in normaler Lagerung an der parallel streichenden Dausenauer Schuppe auf Emsquarzit und Hohenrheiner Schichten aufgeschoben ist. Ihrerseits sind diese Schichten auf die normal liegenden Kieselgallen-Schiefer der sog. Südmulde der Boppard-Montabaurer Doppelmulde aufgeschuppt. Es liegt in diesem Bereich also keine Mulde im tektonischen Sinne vor.

b) *Die Zone der tektonischen Mischstrukturen*

Im Gelbachtal n. Kirchähr ist das vollständige Oberems etwa gleichmäßig geschuppt und in Kleinfalten gelegt. Angesichts der schlechten Aufschlußverhältnisse ist aber eine genaue Lokalisierung der Aufschiebungen nicht möglich. Ebenso können die Kleinfalten nicht über größere Entfernung verfolgt werden. Die Falten und Aufschiebungen streichen parallel zur Kirchährer Mulde und die Faltenachsen tauchen schwach nach E ein.

III. Die kleintektonischen Elemente

Das maßgebende tektonische Element im Untersuchungsgebiet ist die Falte. Sie ist in der übersehbaren Klein- und Spezialfalte der stark reduzierte Repräsentant und der Ausdruck der Verfaltung. Sie trägt die Haupteinengung, deren Ursache die Faltung ist. Zu dieser Hauptverformung durch die Verfaltung kommen rupturale Veränderungen verschiedenen Grades, die der Faltung zugeordnet werden können.

1. Die Falte

Das Untersuchungsgebiet wird von einförmigen, daher typisierbaren stark überkippt-NW-vergenten Falten beherrscht. Ihre Faltenflügel fallen gleichsinnig mit einer Winkeldifferenz von etwa 40° nach SE ein. Die Achsenebenen sind mit $50\text{--}60^\circ$ in gleicher Richtung geneigt, die nicht der Winkelhalbierenden entsprechen, da die inversen Faltenflügel grundsätzlich tektonisch stärker ausgedünnt sind. Die Faltenachsen schieben generell um 25° nach E ein und ihr Streichen weicht proportional zum eigenen ö. Achseneinschieben und zur Neigung der Achsenebenen stets nach E ab. Horizontale und w. abtauchende Achsen sind Ausnahmen. Die Faltenumbiegungen sind mit einem mittleren Umbiegungsradius von einigen Dezimetern eng. Abweichungen lassen sich mit der Regel der Stauchfaltengröße (SANDER 1948) erklären. Entsprechend zeichnen sich die seltenen dicken und schichtunglosen Tonschieferpakete ebenso wie gleichmächtige Sandsteinbänke durch große Umbiegungsradien aus. Schichten mit Zeilentextur gleich welcher Zusammensetzung sind in Knickfalten gelegt. Der Formenwechsel ist danach weniger materialbedingt, sondern vielmehr die

Mächtigkeit der einzelnen in sich nicht mobilen im allgemeinen nur zentimetermächtigen Schicht bedingt den Umbiegungsradius, den Grad der Faltbarkeit (W. SCHMIDT 1932). Hohe Mächtigkeiten des vor allem etwa gleichartigen feinschichtigen Unterems an der unteren Lahn schaffen hierbei gleiche mechanische Voraussetzungen. Sämtliche aufgeschlossenen Falten sind kongruent, bei denen Schichtinnenkrümmung gleich der Außenkrümmung ist. Die sicher plastische Materialwanderung ist aus den Faltenflügeln in die Faltenknies erfolgt, wobei die inversen Schichten in höherem Maße betroffen wurden und daher stärker als die normalen Faltenflügel ausgedünnt sind. Beachtlich ist das Gleichmaß der Ausfaltung von den Groß- bis zu den Spezialfalten, was in dem einheitlichen Falten typ zum Ausdruck kommt. Es wird auf folgende Vorstellung zurückgeführt. Im Verlauf der Ausreifung der Großfalten geraten Teile der Faltenflügel in ein Ungleichgewicht, welches unter den gegebenen Bedingungen — die Schichten stehen unter höherer Spannung — zur Faltenbildung kürzerer Wellenlänge führt. Das Gleichgewicht ist nach der Ausfaltung in einem in der übergeordneten Falte erreichten Maße erfolgt, und unter diesen Bedingungen erfolgt die weitere Bildung und Anreihung der Falten. Der der Faltung zugrunde liegende Beanspruchungszustand kann mit erster Annäherung als verhältnismäßig konstant bezeichnet werden. Die Dehnungsachse des Spannungsellipsoids fällt mit der Schnittkante der Achsenebene und Profilebene zusammen. Die Einengungsachse steht senkrecht auf der Dehnungsachse und liegt ebenfalls in der Profilebene. Die Beanspruchung kann als eben bezeichnet werden.

2. Die Schieferung

Die Schieferung weist die bekannten symmetrologischen Beziehungen zur Faltung und die gesteinsbedingten Eigenarten auf. Sie ist im gesamten Untersuchungsgebiet gut bis ausgezeichnet ausgebildet. Ausnahmen bilden harte, teils quarzitische Sandsteinbänke, die in seltenen Fällen lediglich in den Faltenumbiegungen verschiefert sind. Es wird zwischen einer engständigen (flow bzw. axialplane cleavage) und weitständigen Schieferung (slip bis fracture cleavage) unterschieden. Die engständige Schieferung ist auf vorherrschend tonige Sedimente beschränkt, wogegen die weitständige an unreine meistens feinschichtig-plattige und tonige Sandsteinbänke gebunden ist. Letztere weist die bekannte Brechung des Schieferungsverlaufes zum Lot auf die Schichtung auf und zeigt damit besonders deutlich die ebenso häufig beschriebene Fächer- und Meilerstellung. An ausgeprägten Schichtflächen sind die Schieferungsflächen unabhängig von einem Materialwechsel in Richtung der durch die Faltung hervorgerufenen Biegegleitung geschleppt. Verschiebungen sind makroskopisch in den dicht geschieferten Tonschiefern ganz im Gegensatz zu den weitständig geschieferten Sandsteinbänkchen nicht zu erkennen.

Die weitständige Schieferung zerschert einsinnig und in deutlich konstantem Abstand die Schichten zwischen einigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern in festeren Gesteinen. Die Zerschörungen sind in inversen Faltenflügeln Überschiebungen, in den normalen Gegenflügeln dagegen Abschiebungen. Sie erreichen Beträge bis zu über 1 cm. Mit den Verschiebungen ist stets eine antithetische Schollenrotation verbunden. Diese Merkmale sind in den inversen Faltenflügeln am stärksten ausgebildet. Die mittlere (häufigste) Schnittkante zwischen Schicht- und Schieferungs-

flächen ist parallel den Faltenachsen. Für die beiden materialbedingten ineinander übergehenden Schieferungsarten kommt der gleiche Beanspruchungsplan mit gleicher nur graduell unterschiedlicher Scherungsbewegung in Frage. Es hat daher in sich entsprechenden Vergleichskörpern die Summe der Verschiebungen gleich zu sein, und das Produkt aus Verschiebung und Zahl der Scherflächen darf als konstant vorausgesetzt werden.

Die Schieferung bildet nach diesen Ausführungen im Kleinbereich eines Faltenflügels ein einschariges Scherflächensystem. Im Großbereich, den zugehörigen Flügeln einer Faltenumbiegung ergänzen sich diese ortsgebundenen Systeme getrennt durch die Achsenebene als der Dehnungsebene auch für die Schieferung zu einem zweisecharigen Scherflächensystem. Diese scheinbar ungewöhnliche Ortstrennung findet eine zwanglose Erklärung, sobald man die anerkannten Scherbewegungen auf den Schichtflächen, die zwangsläufig bei einer Biegefaltung auftreten müssen, in Rechnung stellt. Es zeigt sich, daß diese sich genau umgekehrt verhalten, bzw. als mechanisch wirksame Vorzeichnungen im Kleinbereich das Scherungsgegensystem zu dem jeweiligen Schieferungssystem darstellen. Mithin bilden mechanisch wirksame Schichtflächen und tektonisch neuangelegte Schieferung ein kombiniertes Scherflächensystem, welches sich zwanglos in den Beanspruchungsplan der Faltung einordnen läßt. Dies läßt sich soweit ins Detail verfolgen, daß der für die überkippten Falten mit ihren weitgehend und bevorzugt plastisch ausgedünnten inversen Faltenflügeln maßgebende monokline Beanspruchungszustand (schiefe Pressung) in der einseitig schärfer herausgearbeiteten weitständigen Schieferung der inversen Faltenflügel wieder zu finden ist. Es hat die die allgemeine Faltungskompression überlagernde Schubspannung in der NW-Vergenzrichtung also sowohl zu der einseitigen plastischen Deformation, wie zu einer einseitigen Herausarbeitung der zu ihr annähernd parallel gelegenen Schieferungsflächen geführt. Aus den erkennbaren Verschiebungsbeträgen an den Schieferungsflächen läßt sich weiterhin ableiten, daß die Biegefaltung das Hauptmaß der Einengung trägt und die Scherfaltung nur einen unbedeutenden Beitrag geliefert hat. Vereinfachungen ließen sich in der knappen Darstellung nicht umgehen. Es darf das vermerkt werden, da die Ausführungen von der üblichen Vorstellung abweichen, die Schieferung werde von einem unabhängigen spitzwinkligst sich überlagernden zweisecharigen Scherflächensystem gebildet, welches die Faltung vertreten könne (CLOOS u. a.). Die skizzierten Ergebnisse nähern sich jedoch der Faltungsschieferung KIENOWS, mit der sie viele Berührungspunkte aufweisen.

3. Störungen

Störungen kommen in allen Größenordnungen vor. Es sind Über-, Auf- und Diagonale Seitenverschiebungen. Abschiebungen und Querstörungen konnten nicht nachgewiesen werden. Überschiebungen haben nur lokaltektonische Bedeutung. Meistens sind es geringfügige Scheitelüberschiebungen, die sich aus der Schichtgleitung entwickeln und damit im allgemeinen Faltenvorschub liegen. Die Aufschiebungen verlaufen etwa parallel den Faltenachsebenen. Sie können als älteste Störungen an den Ausgang der Verfaltung gestellt werden und stellen damit die letzten größeren Ausgleichbewegungen in der Vertikalen dar. Sie haben den Gebirgs-

körper in regelmäßigen Abständen unabhängig von den Faltenzonen zerblockt, was darauf schließen läßt, daß der Gebirgskörper in diesem Stadium der Orogenese als homogener nicht mehr faltbarer Block reagiert hat. Diese Block-Bewegung hatte einen stehenden Beanspruchungsplan, in dem die Aufschiebungen mit ihrer faltenachsenebenen-parallelen Lage in echte Scherflächenstellung gerückt sind.

Größenordnungsmäßig entfällt auf das letzte Drittel der Faltung das Gros der Diagonalen Seitenverschiebungen, die gegenüber der vorhergehenden mechanischen Hochdehnung auf die tangentielle Einengung eine horizontale im Streichen gelegene Ausweichbewegung darstellen. Mechanisch ist das gleichbedeutend mit der Verlagerung der Formungsebene aus dem Profil in die Kartenebene. Die Seitenverschiebungen setzen sich aus einem Scherflächenpaar zusammen, welches symmetrisch zu den Faltenachsenebenen angeordnet ist. Betont ist das EW-System (im Mittel um 80°). Das NS-System (um 10°) ist selten ausgebildet. Die starken Schwankungen im Streichen des EW-Systems — Extremwerte zwischen 70° und 125° bei gleichem Faltenstreichen — werden auf echte Weiterfaltung zurückgeführt. Ausklingende Verfaltung und beginnende Seitendehnung haben sich daher überlagert. Hierfür spricht auch der Striemungsverlauf; denn im Gegensatz zu den Aufschiebungen ist die Faltenachsenebene für die Seitenverschiebungen weiterhin Symmetrieebene, auf der die Striemungen der beiden Störungssysteme senkrecht stehen und die Ebene durch die Striemungen parallel den Faltenachsen ist. Im Beanspruchungsplan ist demnach nur ein Austausch zwischen mittlerer und langer Achse des Spannungsellipsoids erfolgt, was auf ein Instabilwerden in streichender Richtung des werdenden Orogens bei anhaltender Beanspruchung zurückzuführen ist. Die Seitenverschiebungen mit etwa gleichen Verschiebungsbeträgen zeichnen sich untereinander durch konstante Abstände aus.

D. Paläogeographie

Die paläogeographische Entwicklung der rheinischen Geosynklinale hat KEGEL 1948 in einem zusammenfassenden Überblick dargestellt. Nach diesen allgemeinen Kenntnissen hat zur Zeit des Siegen das Trogtiefste im heutigen Siegerland gelegen. Für das folgende Unterems wird der Kern der Geosynklinale im Lahn-Dilltrog angegeben, die im Zentrum aber bereits durch eine vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges hereingreifende Schwelle untergliedert sein soll. Sie folgt nach KEGELS Darstellung etwa der Lahnmulde, so daß er offenbar die Ereignisse im jüngeren Ems (Fehlen des Emsquarzites in der w. Lahnmulde) schon früher für wirksam hält.

Die Neuaufnahme des beschriebenen Bereiches mit Schichten vom Siegen bis einschließlich Oberems erlaubt für diesen Zeitabschnitt detailliertere Aussagen über die paläogeographische Entwicklung dieses Gebietes. Da sich hierbei bemerkenswerte Überdeckungen mit Großstrukturen ergeben, gewinnen sie jedoch über den lokalen Bereich hinausragende Bedeutung.

Strukturüberlegungen zwingen zu der Annahme, daß das Siegen n. des Nassauer Sattels eine mehrfache Mächtigkeit als s. von ihm besitzt. Den unteren Singhofener Schichten mit 300—400 m klastischen Sedimenten in der n. Faltenfreien Schuppenzone steht eine wenigstens doppelte Mächtigkeit im Bereich der Balduinsteiner Mulde gegenüber. Bei etwa gleicher Ausstrichsbreite der mittleren Singhofener Schichten

ist das Einfallen im s. Kartierungsraum steiler als im n., so daß hieraus eine Mächtigkeitszunahme aus dem Raum Holzappel nach S abzuleiten ist. Danach zeichnet sich eine Schwelle in der n. Faltenfreien Schuppenzone ab, die nach der im stratigraphischen Teil skizzierten Schichtenausbildung sich in einem zügig aufgefüllten und durchströmten Sedimentationsraum von litoralneritischer Ausbildung herauschälte. Die Sedimente dürfen als flyschartig bezeichnet werden, die in Festlandsnähe abgelagert wurden.

In den oberen Singhofener Schichten haben sich die Sedimentationsbedingungen geringfügig verschoben, was vor allem durch den beachtlichen Fauneninhalt gegenüber den fossilarmen tieferen Singhofener Schichten mit stärkerer Aufbereitungsfazies zum Ausdruck kommt. Der Bereich der *Stropheodonta*-Bank an der Basis der oberen Singhofener Schichten spricht für eine zeitweilige Sedimentationsberuhigung bei flächenhaft seichter gut durchlüfteter Meerestiefe, die einer reichen Fauna Platz bot. Ähnliche faunengünstige Ablagerungsverhältnisse, die zugleich auch der Fossilisation offenbar optimale Voraussetzungen boten, herrschten während des gesamten höheren Unterems. Unabhängig davon blieb die Absenkungsmobilität, die im Gegenteil an Intensität zugenommen hat. Auf der Achse Kalkofen-Laurenburg bildete sich ein Spezialtrog, in dem der untere Teil der oberen Singhofener Schichten 500—600 m mächtig ist, wogegen ihnen an der Holzappeler Hütte nur 70 m äquivalent sind. Zum Kern des Lahntroges wird er durch eine labile Schwelle begrenzt, die etwa der Sattelregion der Vorfaltenzone folgt. Dieser Laurenburg-Kalkofener Spezialtrog weist interessante Veränderungen der Faunenzusammensetzung und -Anordnung auf. Zur n. Faltenfreien Schuppenzone, die weiterhin Hauptschwelengebiet ist, schiebt sich spitzwinklig zur Schichtung im Verlauf der Ausweitung des Senkungsfeldes eine reiche Brachiopodenfauna hinauf, die zum Trog hin mit großen Lamellibranchiaten verzahnt ist. Im Trog selbst sind zeitweilig größere Absenkungsbeträge erzielt, denen die Sedimentation nicht Schritt halten konnte, wodurch nur für eine kümmerfauna kleiner Lamellibranchiaten in schiefziger Fazies günstige Lebensbedingungen geherrscht haben. Schnelle Auffüllung durch Sedimente oder Senkungsverzögerungen schufen wiederholt einen für Brachiopoden und Brachiopoden-Lamellibranchiaten günstigen Lebensraum. Im Bereich der labilen Schwelle ist die kleine Lamellibranchiatenfauna nicht mehr vertreten, jedoch hält sich im Gegensatz zum n. Schwellenrand die Mischfauna. Damit ist das Gebiet entsprechend der Gliederung in einen Spezialtrog, einer n. Hauptschwelle und einer minder bedeutungsvollen im S in drei Faunenbezirke aufgegliedert, die sich allerdings durch die Art der Sedimente kaum unterscheiden. Häufigere Kreuzschichtungen und auf die Schwellenräume beschränkte, gut ausgeprägte Rippelmarks sind gegenüber den im Trog vorherrschenden ruhigen Wechsellagerungen ein geringer Unterschied.

Im jüngsten Unterems halten die Bewegungen an, wie ein Vergleich der stratigraphischen Profile SPERLINGS (1955) zeigt. Allerdings wird nicht der Annahme SPERLINGS einer Bewegungsumkehrung im Laurenburg-Kalkofener Spezialtrog gefolgt. Gleichfalls scheint seine Vermutung einer Sedimentationsunterbrechung in seinen Nellenköpfchen-Schichten zu gewagt.

Am Rande sei noch einmal auf den keratophyrischen Vulkanismus hingewiesen. Er setzt an der Basis der Singhofener Schichten ein und hat zu insgesamt 4 Tuff-

decken mit durchschnittlich 10 m Mächtigkeit geführt. Eine lokale Ausbildung scheint für den P1 zu bestehen, der nur um Winden festgestellt ungewöhnlich große Tonschieferflatschen (Auswürflinge) enthält. Es darf daher mit aller Zurückhaltung angenommen werden, daß der Tuffbringer in ziemlicher Nähe gelegen hat.

In der lithologischen Entwicklung hat sich in der Balduinstainer Mulde zum Dach des Unterems die Einschwemmung weiter zugunsten feinklastischer Sedimente verlagert, die ihren Ausdruck in den Tonschiefer-Schichten findet. In der Nassau-Kirchährer Faltenzone ist dieser Komplex jedoch sandiger und weitaus mächtiger ausgebildet. Damit tritt die Schwelle im Bereich der n. Faltenfreien Schuppenzone erstmalig mit regionaler Bedeutung in Erscheinung. Sie scheidet eine Stillwasserfazies mit geringfügigen Schüttungsimpulsen des Lahntroges von der sandigeren und mächtigeren in der Nassau-Kirchährer Faltenzone. In diesem Raum schließen die Schichten dichter an die Ausbildung der Nellenköpfchen-Schichten an, aus denen sich wie offenbar auch hier kontinuierlich der Emsquarzit entwickelt.

Die Schwelle tritt im gesamten Oberems in Erscheinung, die in dieser Zeit besonders als Faziesscheide Bedeutung erlangt. Sie wird im Folgenden als Holzappeler Schwelle bezeichnet. Der Emsquarzit, dessen Hauptverbreitungsgebiet in der Bopparder Mulde — dem Dilltrog also — liegt, ist n. der Holzappeler Schwelle von analoger Ausbildung. Er greift überlappend und dabei geringmächtiger werdend auf die Schwelle hinauf. S. Hirschberg keilt er jedoch spätestens als Fazies aus und dürfte mit dem geringmächtigen graugrünen Sandstein verzahnt sein, der von SPERLING in die unteren Hohenrheiner Schichten gestellt, von H. RICHTER (1923) aber bereits als s. Fazies des Emsquarzites angesprochen wurde. Die Stillwasserfazies des w. Lahntroges findet damit in abgeschwächter Form im tiefsten Oberems ihre Fortsetzung, die durch die Holzappeler Schwelle als schützendes barrenartiges Element von der Aufbereitungsfazies abgedeckt blieb. Das s. Festland trat als Schuttlieferant kaum in Erscheinung, da nur so die geringen Mächtigkeiten erklärt werden können. In der folgenden Ablagerungszeit der Hohenrheiner Schichten tritt keine Änderung ein. Der Crinoiden-Sandstein schickte seinen dichten Crinoidenrasen bis Rupbach vor, die ideale ökonomische Bedingungen auf der Schwelle vorfanden. In den Laubacher Schichten verschwimmen die Gegensätze. Die größten Mächtigkeiten liegen aber weiterhin n. der Holzappeler Schwelle. Die fast tonige geringmächtige Folge bleibt auf die Balduinstainer Mulde beschränkt. Die Schichten der Kondel-Gruppe des Gelbachtals schließen eher an die Ausbildung der Südmulde der Bopparder Mulde an und unterscheiden sich von denen des Rupbachtals. G. SOLLE (1942) machte für die beiden Fazies eine Schwelle zwischen Bad Ems und Laurenburg mit NE-Streichen verantwortlich. Sie in der Holzappeler Schwelle zu lokalisieren, bereitet keine Schwierigkeiten.

Zusammenfassend kommt man zu dem Ergebnis, daß die Holzappeler Schwelle, die den allgemeinen Aufschlußbedingungen entsprechend jeweils anderen Ortes und damit mit streichender Orientierung vom Nassauer Sattel über die n. Faltenfreie Schuppenzone festgelegt werden konnte, das bedeutendste abgrenzbare paläogeographische Element darstellt. N. wie s. wird sie von gleichwertigen Senkungstreifen begleitet, die in dem Kartierungsgebiet nicht abgrenzbar sind. Der s. Absenkungsraum kann mit dem Lahntrog parallelisiert werden, in dessen unmittelbarer w. Fort-

setzung das Senkungsfeld liegt. Für den n. Trog ergibt sich aber aus der Einordnung der Holzappeler Schwelle in den langgestreckten Zug epirogenen Hochgebietes zur Zeit der Kondel-Gruppe (SOLLE 1942) bis in das Gebiet der Hessischen Schieferserie und der sö. Dillmulde — der Scheide zwischen Dill- und Lahntrog — zwangsläufig die Zugehörigkeit zum Dilltrog. Die annähernd mittelrheinische Ausbildung des jüngsten Unterems und des vollständigen Oberems im Gelbachtal findet damit eine befriedigende Erklärung. Zur Zeit des Mittel- und Oberdevons bleibt die Großgliederung mit den örtlichen Differenzierungen und den damit verbundenen Faziesräumen bestehen, wie aus dem ö. Anschluß an das Bearbeitungsgebiet hervorgeht. Es wird dabei deutlich, daß im Laufe der Geosynklinalentwicklung die radialen Krustenbewegungen intensiver und engräumiger werden. Sie erreichen ihren Höhepunkt in dem initialen Magmatismus, der zunächst zaghaft mit den Porphyroidtuffiten der Singhofener Schichten in großer Verbreitung und nicht lokalisierbaren Ausbruchszentren einsetzt und im Mittel- und Oberdevon zu den bis 1000 m mächtigen Tuffen, Schalsteinen und Magmenergüssen in den Haupttrögen führt.

D. Ergebnis der lagerstättenkundlichen Untersuchungen

Blei-Zinkerz-Lagerstätten: Die Untersuchung der Blei-Zinkerz-Vorkommen an der unteren Lahn hat bemerkenswerte Ergebnisse gezeitigt. Ausführlich wird über sie in dem Heft Lahn-Hunsrück der Monographien der Deutschen Blei-Zinkerz-lagerstätten berichtet. An dieser Stelle sollen sie nur in den wesentlichen Punkten angegeben werden.

Die Vorkommen lassen sich zu 5 schieferungsparallelen Gangzügen zusammenfassen, die untereinander und naturgemäß zu den Faltenstrukturen parallel verlaufen. Ihre Spaltenbildung auf Schieferungsfugen fällt in den Zeitraum zwischen etwa abgeschlossener Faltenbildung und beginnender Seitenzerscherung, also in einen Unstetigkeitszeitraum zwischen Hochdehnung und anschließender Seitendehnung des Orogens.

Die Spaltenbildung der Schieferungsgänge s. des Nassauer Sattels und die Vererzung, die mit ihrem mesothermalen Blei-Zinkerz-Stockwerk eine nach SW offene Aureole um die genannte bereits geosynklinal angelegte Großstruktur beschreibt, erfolgten gleichzeitig. Räumlich und zeitlich eng mit ihnen verbunden kommt es zu Intrusionen der sog. Weißen Gebirgsgänge.

Die taube Quarzföhrung auf dem Nassauer Sattel, die zu den Rändern mit dem Blei-Zinkerz-Stockwerk Kupferkies in z. T. bauwürdigen Mengen föhrt, und das Auftreten von Schwerspat in Sattel-ferneren Bereichen drängt zu der Annahme, daß in spätsynorogener Zeit in den Nassauer Sattel ein Pluton von granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung intrudierte, in dessen Gefolge es sowohl zur Spaltenbildung als auch zu der Ausfüllung durch Ganggesteine nasser intermediärer bis basischer Schmelzen und Erze der zugehörigen hydrothermalen Abfolge kam. Die Verschiebungen im Verhältnis des Eisenmanganfaktors im Eisenspat und die Ullmanit-, Gersdorffit-, Bournonit-Verteilung ordnen sich gut in das regionale Bild ein.

Weitergeführte geochemisch-paragenetische und allgemeine geologische Untersuchungen werfen nicht nur die Frage einer möglichen und wahrscheinlichen Blutsverwandtschaft zwischen den einzelnen Erzvorkommen und den Weißen Gebirgs-
gängen auf, sondern werden weitgehend zu ihrer Beantwortung führen.

Schriftenverzeichnis

- BORN, A.: Über Druckschieferung im varistischen Gebirge. — Fortschr. Geol. Paläontol., 7, H. 22, Berlin 1922.
- BREDDIN, H.: Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. — Geol. Rdsch., 21, H. 6, 1930.
— Über das Wesen der Schieferung des Rheinischen Schiefergebirges. — Zbl. Min., 1931 B, S. 202—216.
- CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
— Gang und Gehwerk einer Falte. — Z. deutsch. geol. Ges., 100, S. 290—303, Jg. 1948, Hannover 1950.
- FISCHER, G.: Zum Problem der Schieferung. — Zbl. Mineral. B, 1929.
- FUCHS, A.: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). 1. Teil: Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 79, 1915.
— Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen Mittelrhein und dem östlichen Taunus. — Z. deutsch. geol. Ges., 68, Mon.-Ber. S. 57—70, 1916.
- HOLZAPFEL, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 15, 1893.
— Erl. zur geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Lief. 44, Blatt Dachsenhausen, Berlin 1892.
- KAYSER, E.: Erl. zur geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Lief. 44, Blatt Schaumburg, Berlin 1892.
- KEGEL, W.: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 76, 1913.
— Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 86, 1922.
— Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. geol. Ges., 100, 1948, S. 267—289, Berlin 1950.
- KIENOW, S.: Über Faltungsschieferung. — N. Jb. Mineral. Geol. Pal., B, 90, S. 345—378, 1949.
- LEHMANN, H.: Tektonik, stratigraphische Probleme und Gangbildungen zwischen Braubach und Kestert am Mittelrhein. — Clausthal, BA., Diss. 1957.
- MAUZ, J.: Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenz-Stufe bei Oberstadtfeld und Koblenz. — Abh. senck. naturf. Ges., 429, 1935.
- NÖRING, K. F.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 192, 1939.
- RICHTER, H.: Zur Geologie der westlichen Lahnmulde. — Zbl. Mineral., Geol., Pal. S. 489—498, 1923.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Köper. Wien 1948.
- SCHMIDT, W.: Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
- SCHOLTZ, H.: Über das Alter der Schieferung und ihr Verhältnis zur Faltung. — Jb. preuß. geol. L.-A., 52, 1931.
- SCHÖPPE, W.: Der Holzappeler Gangzug. — Arch. Lagerstättenforsch., 3, 1911.
- SCHULZE, E.-G.: Stratigraphie und Tektonik im Raum Kestert-St. Goarshausen und ihre Beziehungen zu den Blei-Zinkerzergängen des Mittelrheingebietes. Clausthal, BA., Diss. 1957.

- SCHWINNER, R.: Scherung, der Zentralbegriff in der Tektonik. — Zbl. Mineral., Geol., Pal., B, 1924.
- SOLLE, G.: Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südl. Rheinischen Schiefergebirge. VI—X. — Abh. senck. naturf. Ges., 467, S. 157—240, Frankfurt a. M. 1942.
- Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., 65, S. 299—380, 1949.
- SPEHLING, H.: Neue lagerstättenkundliche Untersuchungen am Holzappeler Gangzug im Lichte stratigraphisch-tektonischer Kartierungsergebnisse auf Blatt Schaumburg-Ost. — Clausthal, BA., Diss. 1955.

Manuskript eingegangen am 6. 5. 1958

Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck

Von

AXEL HERRMANN, Hannover

Mit 1 Tabelle

Inhalt

A. Problemstellung	317
B. Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen	317
1. Stratigraphische Probleme des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen	317
2. Beschreibung der ausgeschiedenen Schichtglieder	319
C. Zusammenfassung	326
D. Schriftenverzeichnis	327

A. Problemstellung

Der Mittlere Buntsandstein bei Wrexen/Waldeck wurde bisher in einen tieferen Hauptteil (sm 1) und den Bausandstein (sm 2) unterteilt. Vom sm 1 wurde gelegentlich noch die grobsandige Basis abgetrennt (Erläuterung zu den Geologischen Blättern Marsberg und Mengerlinghausen).

Zur Klärung der speziellen tektonischen Verhältnisse im Gebiet um Wrexen war die Durchführung einer Spezialkartierung notwendig. Im Bereich der Ostrandstaffeln der Rheinischen Masse sollten auch Verwerfungen mit geringerer Sprunghöhe erfaßt werden. Dafür erwies sich die oben zitierte alte stratigraphische Gliederung als viel zu grob. Vielmehr mußte eine sehr detaillierte Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins erarbeitet werden. Das stratigraphische Ergebnis dieser Feldarbeiten wird hiermit vorgelegt.

B. Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen

1. Stratigraphische Probleme des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen

Der bisherige Stand der Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen entspricht etwa dem anderer Gebiete im hessisch-niedersächsischen Grenzbereich vor der Neubearbeitung in jüngster Vergangenheit. Die Abfolge wurde bisher auf den Geologischen Spezialkarten in zwei Unterstufen geteilt, die mächtige untere Folge „sm 1“ und die geringmächtige obere Folge des Bausandsteins „sm 2“ (Geol. Spezialkarte v. Preußen, Blatt Kleinenberg und Peckelsheim; H. STILLE und A. MESTWERDT 1904 bzw. 1908).

Auf den neueren Geologischen Spezialkarten (Marsberg, Mengerlinghausen; O. GRUPE, F. BEHREND 1936) wurde dann auch noch ein Horizont gröberkörniger

Sandsteine ausgehalten, von dem man annahm, es sei der grobe Basissand (der sogenannte Stubensand) des Mittleren Buntsandsteins. Eine eingehende geologische Bearbeitung hat der Mittlere Buntsandstein am Ostrand der Rheinischen Masse nördlich des Kellerwaldes bisher nicht erfahren, wenn von den gelegentlichen Hinweisen in der nachgelassenen (Tertiär-)Arbeit von BLANCKENHORN (1950) abgesehen wird.

Die neueren Gliederungsversuche basieren im wesentlichen auf einer Unterscheidung sedimentlithologischer Merkmale. Rein petrographische Kennzeichen, wie die durch BOIGK (1956) in ihrem zyklischen Charakter erkannte mehrfache Änderung der Korngröße von Grob- bzw. Mittelsand zu mehr oder weniger reiner Tonfolge, die Farbassoziationen bestimmter Gesteinsabschnitte, Bankung bzw. Schichtung sowie die wechselnde Härte des Gesteins, stehen dabei im Vordergrund. Unter Berücksichtigung einer mehr kalkigen, quarzitischen, tonigen oder sandigen Ausbildung der Schichten in Verbindung mit einem mehr oder weniger horizontgebundenen Faunen- bzw. Florengehalt resultieren charakteristische Leitgesteinsmerkmale. Sie ermöglichen, mit morphologischen Indizien gekoppelt, die Ausscheidung sehr kleiner stratigraphischer Einheiten.

Dabei zeigte sich, daß die von BOIGK (1956) in Südhannover ausgeschiedenen Schichtglieder, soweit faziell im Wrexener Raum noch ausgebildet, sich hier — oft in charakteristischer Ausbildung — wiederfinden. Auch ist es durchaus möglich, die in Wrexen erkannten Horizonte vor allem mit der Spezialgliederung des Reinhardswaldes (BACKHAUS, LOHMANN, REGENHARDT 1958), aber auch des Wolfshagen-Kasseler Raumes oder des Marburger Raumes zu vergleichen. Es zeigt sich, wie ganz ähnlich ausgebildete einzelne Schichtglieder über größere Räume hinweg sich wiederfinden. Treten Unterschiede auf, so beschränken sie sich im wesentlichen auf die Änderung der Korngröße bzw. das Zurücktreten des Tongehaltes (vor allem in südlicher Richtung) oder auf Mächtigkeitsunterschiede.

Neben der Spezialkartierung, in der nur einige Horizonte infolge der besonders starken Überschotterung bestimmter Profilteile durch den geröllführenden Bausandstein zusammengefaßt werden mußten, wird in dieser Übereinstimmung der Beweis für die Richtigkeit der im Wrexener Raum vorgenommenen Untergliederung des Mittleren Buntsandsteins erblickt.

Durch die intensive tektonische Zerstückelung im Zuge der Ostrandstaffeln der Rheinischen Masse sind zusammenhängende Profile selten, oder es wurden durch Verwerfungen stratigraphische Zusammenhänge vorgetäuscht, die gar nicht bestehen. Das hat vielfach dazu geführt, daß zwischen Kellerwald und Eggegebirge, vor allem auf den Blättern Marsberg und Mengerlinghausen, sowohl die eigentliche Basis des Mittleren Buntsandsteins („Stubensand“, Volpriehausener Sandstein sm V's) wie auch der „Formsandhorizont“, also der Detfurther Sandstein (sm D's, im mittleren Teil des sm), bei der Kartierung an die Basis des mittleren Buntsandsteins gestellt wurden.

In diesem Sinne verstehen sich auch die Ausführungen BLANCKENHORN's (1950), daß die Aviculiden in Nordhessen sowohl über als auch unter dem sogenannten „Stubensand“ bzw. „Formsand“ vorkämen. Tatsächlich ist, das sei zur Stützung der vorgenommenen Einstufung mitgeteilt, weder unter dem Basissand (Volpriehausener Sandstein sm V's) noch über dem Detfurther Sandstein (sm D's) jemals eine Avicula (= Gervillia) gefunden worden, wohl aber dazwischen.

Wie leicht einzusehen ist, hat diese stratigraphische Fehldeutung zu einer falschen Darstellung der örtlichen tektonischen Verhältnisse geführt.

Es sei andererseits betont, daß es im Aufschluß oft sehr schwierig ist, die vier Sandstein-Horizonte Volpriehausener Sandstein (sm V's), Detfurther Sandstein (sm D's), Hardegseiner Sandstein (sm H's) und (geröllführender) Bausandstein (sm S's) voneinander zu unterscheiden, soweit sich letzterer nicht durch seine Geröllführung hervorhebt.

Um bei der stratigraphischen Einordnung dieser Sandsteinhorizonte nun nicht nur auf den (zwar im allgemeinen eindeutigen) stratigraphischen Verband angewiesen zu sein, wurde nach Möglichkeiten gesucht, über den makroskopischen feldgeologischen Befund hinaus eine Einstufung der Sandsteinhorizonte vornehmen zu können.

Im besonderen Maße bot sich dabei die sedimentpetrographische Untersuchung der Korngrößen bzw. der Kornsortierung sowie des Schwermineralgehaltes an. Diese hat freundlicherweise Herr Dr. SINDOWSKI, Amt für Bodenforschung, Hannover, durchgeführt. Er kam zu folgendem Ergebnis:

Nur die Summe der sedimentpetrographischen Unterschiede und auch nur bei Analysierung einer Reihe möglichst horizontiert entnommener Proben führte zu einem gewissen Ergebnis (s. EISSELE 1957 b). So sind die Korngrößen, ganz allgemein gesehen, in den schräggeschichteten Partien größer als in den ebenschichtigen Gesteinen, horizontmäßig betrachtet im Detfurther Sandstein (sm D's) am größten, im Hardegseiner Sandstein (sm H's) am geringsten; die Kornsortierung ist im Volpriehausener Sandstein (sm V's) am schlechtesten, im geröllführenden Bausandstein (sm S's) am besten.

Bei etwa gleichbleibendem Turmalingehalt (auch der unterschiedenen Farbvarietäten braun, oliv und grün) in allen vier Horizonten konnten in den Schwermineralanalysen die Anteile des Rutil-, Granat- und Staurolith-Gehaltes miteinander verglichen werden. Abgesehen davon, daß der Granatgehalt aller Proben in den ebenschichtigen Partien etwas größer ist als in den schräggeschichteten Sandsteinen, hebt sich der geröllführende Bausandstein durch seinen höheren, der Volpriehausener Sandstein durch seinen geringeren Rutil- und Granatanteil ab. Detfurther und Hardegseiner Sandstein besitzen keine schwermineralanalytischen Unterscheidungsmöglichkeiten.

Erst die Ausdehnung der vergleichenden Auswertung sedimentpetrographischer Analysen verschiedener stratigraphischer Horizonte auf größere Areale wird zeigen können, inwieweit solche Untersuchungen wirklich eine zuverlässige Hilfe für die stratigraphische Arbeit im Buntsandstein bedeuten.

2. Beschreibung der ausgeschiedenen Schichtglieder

Mittlerer Buntsandstein

Volpriehausener Gruppe (sm V)

Volpriehausener Sandstein (sm V's, Unterer Sandstein, grober Basissand, „Stubensandstein“ z. T.)

Mächtigkeit: ca. 15(—20) m.

Besonders gute Aufschlüsse: Sandgrube westlich Rothshammer/Orpethal.

Es handelt sich um eine relativ eintönige Folge fein- bis (vorwiegend) mittelkörniger, lagenweise auch grobkörniger, bindemittelarmer, mürber und absandender, \pm schräggeschichteter Sandsteine, in der verschiedentlich Sandgruben stehen. Die Lesesteine dieses Horizontes sind typisch zugerundet.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen ergaben einen Mittelsand mit wechselndem Grob- und Feinsandanteil. Bei mittlerer Korngröße ist die Kornsortierung des Volpriehausener Sandsteins (sm V's) von allen vier Sandsteinhorizonten des sm bei Wrexen am schlechtesten. Neben gleichbleibendem Turmalingehalt hat der Volpriehausener Sandstein einen gegenüber den anderen Horizonten geringen Granatanteil, im Vergleich mit dem (geröllführenden) Bausandstein (sm S's) auch den geringsten Rutilgehalt.

Die Sande sind meist weißlichgelb bis rosabraunrot gefärbt. Öfters findet sich ein bänderartiger Wechsel zwischen hellweißlichen und rötlichen Sandlagen; gelegentlich etwas tonigere, dann meist auch feinkörnigere Sandsteinpartien sind wie die dünnen Tonmittel zwischen dicken Sandsteinbänken dunkelrot gefärbt.

Der Übergang von der Tonstein-Sandstein-Wechselfolge des unterlagernden Unteren Buntsandsteins zum Volpriehausener Sandstein ist aufgeschlossen nicht gefunden worden. Nach dem unvermittelten morphologischen Anstieg zu urteilen, der sich am Fuße dieses Horizontes allenthalben beobachten läßt, dürfte sich der Wechsel verhältnismäßig rasch vollziehen.

Anders ist es dagegen im Hangenden des Volpriehausener Sandsteins, wo sich in eine vorwiegend rötliche Sandsteinfolge rote Tone einschalten und unter fortschrei-

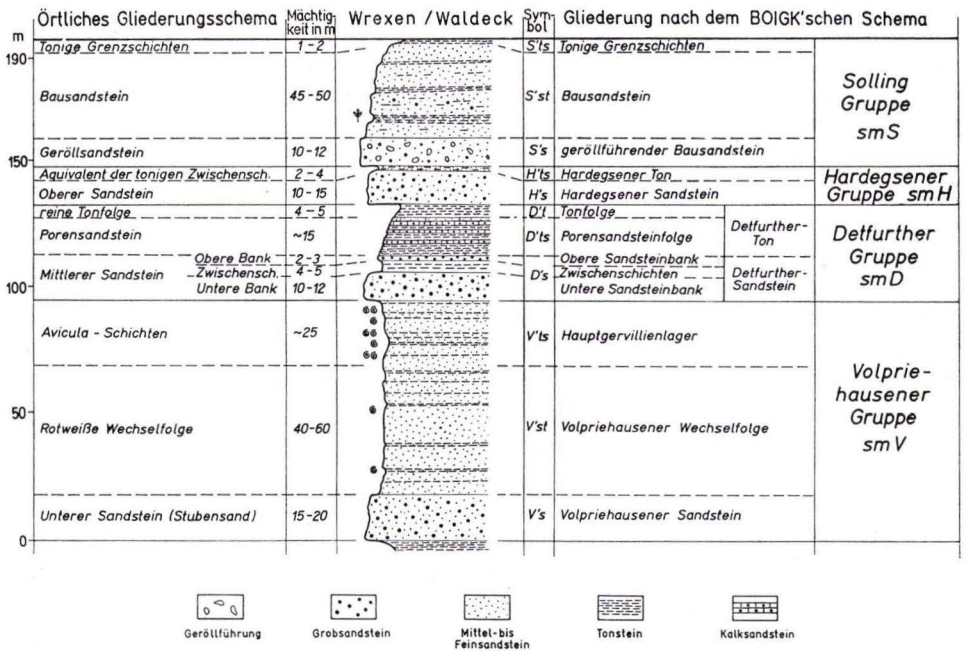


Tabelle 1. Die Schichtfolge des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck.

tender Abnahme der Korngröße allmählich die Volpriehausener Wechselfolge hervorgeht. Die wenigen Schrägschichtungswerte weisen auf eine im ganzen gesehen nördliche Schüttungsrichtung, also in Richtung auf das Becken hin.

Volpriehausener Wechselfolge (sm V'st, Rotweiße Wechselfolge).

Mächtigkeit: ungefähr 40—60 m.

Gute Aufschlüsse: keine; nur Lesesteinprofile.

In diesem Horizont wechsellagern rötliche und weißliche feinstkörnige Sandsteinbänke mit dunkelroten und graugrünen Ton- und Tonsteinlagen.

Die Sandsteine sind meist plattig bis dünnbankig und dabei scharfkantig, hart und ebenflächig ausgebildet; im allgemeinen geschichtet, nicht selten durch Glimmerlagen. Neben rötlich-braunen und hellroten Farbtönen, die vor allem im tieferen Teil der Folge häufiger sind, herrschen weiße und weißlichgelbe Farben vor. Gelegentlich finden sich in den rötlichen Sandsteinen kaolinrindige Quarze, die dem Sandstein ein weißgepunktetes Aussehen geben, während sich in den weißlichen Sandsteinen gelegentlich vereinzelt Gervillien finden, die jedoch nie die Häufigkeit wie im eigentlichen Hauptgervillienlager erreichen. In den Tonlagen kommen gelegentlich Estherien vor.

In Basisnähe wie auch im oberen Teil treten öfter etwas gröberkörnige, d. h. \pm feinkörnige Sandsteine auf. Sie sind im tieferen Teil rot gefärbt und als ausklingende Fazies der groben Basisschichten (des Volpriehausener Sandsteins) zu betrachten; im höheren Teil sind sie oft fleischfarben und orangerot gefärbt bzw. gebändert und schließen häufig graugrüne Tongallen in sich ein. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ließ sich infolge der ausgeprägten tektonischen Zerstückelung des Gebietes nur ungefähr ermitteln.

Hauptgervillienlager (sm V'ts, Gervillien-schichten).

Mächtigkeit: ca. 25 m.

Gute Aufschlüsse: keine; nur Lesesteinprofile.

Die Gervillien-schichten sind durch ein oft massenhaftes Auftreten von Steinkernen der Muschel *Avicula purchisoni* GEIN. gekennzeichnet. In den meist etwas sandigen Tonlagen finden sich häufig Estherien. Die petrographische Ausbildung ist etwa die gleiche wie in der Rotweißen Wechselfolge (= Volpriehausener Wechselfolge), nur daß hier die weißlichen Sandsteine etwas zurücktreten, während die rötlichen teilweise etwas grobkörniger werden.

Es hat den Anschein, als konzentrierte sich die Gervillienführung in den rötlichen Sandsteinen. Insgesamt gesehen tritt der Tonanteil in den Gervillien-schichten gegenüber der höheren Rotweißen Wechselfolge zurück, während die Sandsteine etwas dickbankiger werden, aber ihre Ebenflächigkeit und Scharfkantigkeit beibehalten.

Detfurther Gruppe (sm D)

Detfurther Sandstein (sm D's; Mittlerer Sandstein, „Formsandstein“, z. T.; „Stubensandstein“, z. T.).

Mächtigkeit: 18—20 m.

Gute Aufschlüsse: Zahlreiche Sandgruben, so drei auf der Westseite des Hammerbachtals südlich der Orper Mühle SW Wrexen, sowie am Diemelsteilhang gegenüber Bastians-

hof und Bhf. Wrexen; Obere Bank im Warburger Weg westlich der Klusmühle im Hammerbachtal.

Der Detfurther Sandstein ist eine fast tonfreie Folge vorwiegend mittel-, untergeordnet grobkörniger, lagenweise auch feinkörniger, bindemittelarmer, sehr mürber und absandender, \pm schräggeschichteter Sandsteine.

Durch eine Einschaltung einer Wechselfolge von ca. 4—5 m vorwiegend roten Tonlagen und hellen Sanden im oberen Teil wird der Detfurther Sandstein in einen Unteren Teil von ca. 10—12 m und eine Obere Bank von etwa 2—3 m getrennt (s. Tab. 1).

Der Untere Detfurther Sandstein:

Mächtigkeit: ca. 10—12 m.

Die Sande sind meist weißlichgelb, lagenweise auch hellrotbraun gefärbt. Wie im Volpriehausener Sandstein findet sich auch hier öfters ein bänderartiger Wechsel zwischen weißlichen, d. h. \pm farblosen und hellrötlichen Sandsteinpartien. Im Unteren Detfurther Sandstein treten Tonmittel ganz zurück. Der in sich durch den Wechsel der Korngröße geschichtete Sandstein erscheint im allgemeinen dickbankig, doch kommen auch plattige bis dünnbankige Sandsteine vor.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen beschränken sich mangels geeigneter Aufschlüsse in der Oberen Bank auf den Unteren Detfurther Sandstein. Die Korngrößenanalysen ergaben einen Mittelsand mit einem stark wechselnden Grobsand- und Feinsandanteil, wobei die Körner in den schräggeschichteten Partien etwas gröber sind, ja sich im Durchschnitt schon der Fraktionsgrenze Mittel- zu Grobsand nähern. Im Vergleich mit den anderen Sandsteinhorizonten im sm ist das Korn des Detfurther Sandsteins am größten. Schwermineralanalytisch bestehen gegenüber dem Hardegseener Sandstein überhaupt keine Unterscheidungsmöglichkeiten. Vom Volpriehausener Sandstein unterscheidet sich der Detfurther Sandstein durch einen höheren Granatgehalt, vom geröllführenden Bausandstein durch einen geringeren Granat- und Rutilgehalt.

Der Übergang von den liegenden, feinkörnigen Gervillenschichten scheint sich rasch zu vollziehen, wie aus dem morphologischen Hangprofil gefolgert werden kann.

Die Schrägschichtungsmessungen ergeben im Detfurther Sandstein einen nordöstlichen Vektor der Sandschüttung, die aus süd(süd)westlicher Richtung in das Becken erfolgte.

Die tonig-sandigen Zwischenschichten:

Mächtigkeit: ca. 4—5 m.

Der Untere Detfurther Sandstein geht nach oben ziemlich unvermittelt in eine Wechselfolge vorwiegend roter Tonlagen und weißgelber mittel- bis grobkörniger mürber Sandsteine über, die — zumindest in ihrem tieferen Teil — oft in den zahlreichen Sandgruben über dem Unteren Detfurther Sandstein aufgeschlossen ist.

Der Obere Detfurther Sandstein:

Mächtigkeit: ca. 2—3 m.

Im Hangenden der Detfurther Wechselfolge schließen sich die Sandsteinbänke nochmals zu einer geringmächtigen kompakten, \pm tonfreien Serie zusammen. Es sind

nur wenige Meter eines \pm mittelkörnigen, dunkelrotvioletten, dickbankigen, mürben Sandsteins mit typischen Entfärbungsflecken, die nach oben durch Abnahme des Sandgehalts allmählich in den Detfurther Ton übergehen.

Im aufschlußlosen Gelände ist es nicht möglich, diese beiden Detfurther Sandsteinhorizonte einzeln auszukartieren. Sie sind daher in der Kartierung zu einem Horizont, dem Detfurther Sandstein sm D's zusammenzufassen.

Auf den Feldern oder im Walde finden sich meist nur wenige, zugerundete, mittel- bis grobkörnige Lesesteine, die jedoch im Verein mit dem morphologischen Anstieg in diesem Horizont und der oft reichlichen Bestreuung des Geländes mit ausgewitterten Quarzkörnern den Detfurther Sandstein kenntlich machen. Oft jedoch ist eine Unterscheidung vom Volpriehausener Sandstein und dem Hardegseener Sandstein nur auf Grund des stratigraphischen Zusammenhangs möglich, wie er auch dort, wo im basalen Bausandstein die Geröllführung zurücktritt, leicht mit diesem verwechselt werden kann. Gewisse Anhaltspunkte geben auch die sedimentpetrographischen Analysenreihen.

Detfurther Ton (sm D'ts Porensandstein-Ton-Folge).

Mächtigkeit: 15—20 m.

Gute Aufschlüsse: Warburger Weg nördlich Bhf. Wrexen, Nordhang Punkt 251,6 südwestlich Wrexen.

Porensandsteinfolge (sm D'ts):

In eine eintönige Folge roten, \pm plastischen Tons sind plattige bis dünnbankige Sandsteinbänke eingelagert.

Während im tieferen Teil der Tonfolge noch mittel- bis grobsandige, unregelmäßig-plattige, weißlich-gelbliche oder rote quarzitishe, fleckige Sandsteine vorkommen, herrschen anschließend, etwa im mittleren Teil des Horizontes, dünnbankige bis plattige, runzelschichtige, rotweißgefleckte, schwarz- oder braunlöchrige, harte, quarzitishe (Poren-)Sandsteine vor. Sie zeigen die beiden typischen Formen löchrig auswitternden Kalkgehalts. Neben kleinen, in der Schichtung perlschnurartig aufgereihten Löchern kommen größere, unregelmäßig geformte, 1—2 mm Durchmesser zeigende Poren im Sandstein vor, die meist unregelmäßig im Gestein verteilt sind. Im oberen Teil stellen sich dann — immer noch in toniger Schichtfolge — dünne Bänke eines weißen, glatten und kantigen, quarzitischen, oft „kaolinischen“ Sandsteins ein, die sich gegen die Hangendgrenze wieder verlieren.

Tonfolge (sm D't):

Im höheren Teil herrschen auf ca. 4—5 m Mächtigkeit vorwiegend rote, untergeordnet auch graue, bröckelige, schwach sandige Tone vor, die nahezu frei von Sandsteinlagen sind.

Hardegseener Gruppe (sm H)

Hardegseener Sandstein (sm H's, Oberer Sandstein „Formsandstein“ z. T.).

Mächtigkeit: 10—15 m.

Gute Aufschlüsse: Hinter Steinmetzwerkstatt auf Westseite des Lampachtales, vor und im Klus-Sandsteinbruch nördlich Wrexen, Steinberg-Westhang südlich der Straße zu den Steinbrüchen.

Der Detfurther Ton geht nach oben ziemlich unvermittelt in eine kompakte, nahezu tonfreie Folge vorwiegend mittelkörniger, weißer und hellgelblich-bräunlicher, lagenweise auch rötlicher, bindemittelarmer, mürber und absandender, schräggeschichteter Sandsteine über, in die grobkörnige bzw. feinkörnige Lagen eingeschaltet sind.

Oft ist dieser Sandstein im Gelände nur auf Grund seines stratigraphischen Verbandes zum geröllführenden Sandstein vom Detfurther Sandstein zu unterscheiden.

Die Korngrößenanalysen kennzeichnen den Hardegsener Sandstein als den feinsten der vier Sandsteinhorizonte im Mittleren Buntsandstein bei Wrexen. Dadurch ergibt sich eine Unterscheidungsmöglichkeit gegenüber dem Detfurther Sandstein, dem er in der Kornsortierung und im Schwermineralgehalt nahezu gleicht. Vom Volprie-hausener Sandstein unterscheidet er sich außer durch das etwas feinere Korn vor allem durch höheren Granatgehalt, vom geröllführenden Bausandstein durch seinen etwas niedrigeren Rutilgehalt.

Die Mächtigkeit dieses Sandsteinhorizontes ist nicht so gleichbleibend wie die der anderen Sandschüttungen. So dürfte der Bereich der größeren Mächtigkeit östlich Wrexen liegen.

Hardegsener Ton (sm H'ts).

Mächtigkeit: 2—4 m.

Gute Aufschlüsse: Klus-Sandsteinbruch nördlich Wrexen, am Steinberg-Nordhang östlich Wrexen.

Nach oben schalten sich in den Hardegsener Sandstein — ähnlich wie im Hangenden des Detfurther Sandsteins — rote Tonlagen ein, die dieser Schicht unter der Basis des geröllführenden Sandsteins das charakteristische Gepräge einer rotweiß gebänderten Schichtfolge geben. Es dürfte naheliegen, in diesen roten Tonlagen an der Liegendgrenze des geröllführenden Bausandsteins eine letzte (westliche) Ausdehnung des Hardegsener Tons zu vermuten.

Bei der Kartierung werden diese Schichten am besten mit dem Hardegsener Sandstein zusammengefaßt.

Solling-Gruppe (sm S)

Geröllführender Bausandstein (sm S's).

Mächtigkeit: 10—12 m.

Gute Aufschlüsse: Klus-Sandsteinbruch nördlich Wrexen, Steinbruch am Klusberg nordwestlich Wrexen, Höhe Punkt 251,6 südwestlich Wrexen, und viele Klippen.

Es handelt sich um eine Folge ausgesprochen dickbankiger gelbbrauner Sandsteine, in der fein- bis mittelkörnige, \pm gleichkörnige, glimmerführende, härtere und scharfkantigere, gelbbraune Sandsteine mit mittel- bis grobkörnigen, aber auch feinkiesigen, meist glimmerfreien, oft schräggeschichteten, mürberen, ebenfalls gelblichbraunen Sandsteinen wechselnd vorkommen, wobei letztere Gesteinsausbildung überwiegt. Sie führen regellos verteilte Milchquarzgerölle, die gelegentlich bis zu mehreren Zentimetern, meist jedoch weniger als einen Zentimeter Kantenlänge erreichen.

Wenn die geröllführenden Sandsteine vorherrschen, dann neigt dieser Horizont zur Bildung von Klippen mit rundlichen, wollsackähnlichen Verwitterungsformen. Oft kommt es unter geeigneten Bedingungen zur Bildung von Blockfeldern, indem

die Blöcke aus den Klippen auswittern und auf dem Detfurther Ton hangabwärts gleiten.

In sedimentpetrographischer Hinsicht nimmt der geröllführende Bausandstein (es wurden nur Proben der wirklich geröllführenden Gesteinsausbildung untersucht) eine Sonderstellung ein, die ihn von den anderen drei Sandsteinhorizonten gut unterscheiden läßt. Er zeigt bei einem untypischen Korngrößenbild eine gute Sortierung sowohl der ebenschichtigen als auch der schräggeschichteten Schichtanteile; im besonderen unterscheidet er sich aber durch seinen hohen Rutil- und vor allem Granatgehalt von den anderen Sandsteinhorizonten.

Die Schrägschichtungsmessungen ließen eine bevorzugte Sandschüttung in nördlicher Richtung erkennen, also ebenfalls in Richtung auf das Becken.

Während der geröllführende Bausandstein nach Süden an das Marburger und Kassel-Wolfhagener Profil Anschluß findet, keilt er nach Norden rasch aus bzw. geht — im Nordostteil des Blattes Kleinenberg, nördlich Hardehausen — in die geröllfreie, glimmerführende Bausandsteinfazies über (s. auch GRUPE 1926).

Die gleiche Beobachtung machten BACKHAUS, LOHMANN und REGENHARDT (1958) im Reinhardswald.

Glimmerführender Bausandstein (sm S'st).

Mächtigkeit: 45—50 m.

Gute Aufschlüsse: Zahlreiche Sandgruben und Sandsteinbrüche am Klusberg nördlich Wrexen, am Steinberg südöstlich Wrexen, und auf der westlichen Talseite der Lampach westlich der Troztzmühle.

Über dem geröllführenden Bausandstein folgt in größerer Mächtigkeit der eigentliche „Bau“-sandstein (südhannoverscher Fazies), der in zahlreichen Sandsteinbrüchen ausgebeutet wird.

Es handelt sich um eine einheitliche Folge \pm mittel- bis feinkörniger, weißlich-grünlich-grauer und dunkelroter, oberflächlich auch lehmfarbener, ausgesprochen dickbankiger, fester Sandsteine. Diese sind außerdem durch eine ausgeprägte Schrägschichtung und die Einschaltung meist nur wenige Dezimeter mächtiger, mal kürzer, mal länger aushaltender roter oder grauer Tonlagen sowie durch eine lagenweise oder unregelmäßig im meist etwas schmutziggelben Gestein verteilte Glimmerführung ausgezeichnet. Die Schrägschichtungsmessungen ergaben nördliche Richtung.

Gelegentlich, wie am Klusberg hart nördlich des Klus-Sandsteinbruches, sind wiederum Gerölle eingelagert, wodurch die enge genetische Verbundenheit zum unterlagernden geröllführenden Bausandstein betont wird. Eine weitergehende Untergliederung ließ sich trotz entsprechender Versuche nicht durchführen.

Wohl aber ließen sich, bevorzugt im tieferen Teil des glimmerführenden Bausandsteins, prielartige Bildungen unterschiedlicher Längserstreckung mit teilweiser Erzführung — meist in kohligen Knollen — des tonigen oder sandigen Prielgrundes beobachten (s. auch SÖFNER 1939). In den überwiegend hell-mittelbraunen Sandsteinen des Prielgrundes kommen auch Pflanzenreste vor, bei denen es sich nach der freundlicherweise von Herrn K. MÄDLER, Amt für Bodenforschung, Hannover, durchgeführten Bestimmung vorherrschend um Stengel von *Schizoneura paradoxa* SCHIMPER & MUGEOT, daneben um einige Blattauffüllungen von *Yuccites vogesiacus* SCHIMPER & MUGEOT handelt.

„Tonige Grenzschichten“ (sm S'ts).

Mächtigkeit: 1—2 m.

Gute Aufschlüsse: Am Nordrand des Steinbruches nördlich der Steinmühle, im Schurf ca. 400 m südwestlich der Troztmühle.

In einem Aufschluß im Steinbruch nördlich der Steinmühle finden sich in vorwiegend roten, untergeordnet auch grauen Tönen wenige dünne Lagen eines hellroten bis weißlichen, geflammt bzw. gefleckten Sandsteins, der etwas fester und kantiger als der Bausandstein ist. Vielleicht hat man in diesen Sandsteinen die letzte Andeutung des Chirotheriensandsteins zu sehen.

Bei der Lesesteinkartierung findet man in roter toniger Grundmasse dünnplattige bis höchstens dünnbankige Sandsteine. Ihr Habitus gleicht eher dem des übrigen Mittleren Buntsandsteins als dem Bausandstein. Die Sandsteine sind fein- bis höchstens mittelkörnig, oft weißlich bis rötlich getönt bzw. geflammt, öfters dunkelrot, aber ohne Glimmer, auch schmutziggelblich, jedoch nicht von so schmutzig-dunkler Farbe wie der typische Bausandstein. Die Lesesteine sind relativ scharfkantig und nicht ganz ebenflächig und oft merkwürdig schief begrenzt.

C. Zusammenfassung

Die Anwendung der auf sedimentlithologischen (bzw. faunistischen) Unterscheidungsmerkmalen basierenden Neugliederung des Mittleren Buntsandsteins von BOIGK (1956) in Südhannover ermöglichte für den Mittleren Buntsandstein von Wrexen eine Unterteilung in 13 Horizonte auf zyklischer Grundlage. Dabei konnte der erste Zyklus (Volpriehausener Gruppe, sm V) in drei, der zweite Zyklus (Detfurther Gruppe, sm D) in fünf Horizonte aufgelöst werden, während in dem dritten Zyklus (Hardegseiner Gruppe, sm H) zwei und im vierten Zyklus (Sollinggruppe, sm S) drei Horizonte unterschieden werden konnten.

Diese lassen sich alle eindeutig — je nach dem Stand der Neubearbeitung mehr oder weniger detailliert — mit den in den benachbarten Buntsandsteinarealen Hessens und Niedersachsens aufgestellten Spezialprofilen des Mittleren Buntsandsteins vergleichend parallelisieren (s. BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958, BOIGK 1956, KREYSING 1957).

Abweichend von den östlich und südöstlich benachbarten Buntsandsteingebieten beträgt die Gesamtmächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen nur etwa 200 m. Die größte Mächtigkeitsreduktion erfährt die Hardegseiner Gruppe (sm H), die hier nur noch 15 m mächtig wird. In geringerem Umfange werden auch die höhere Detfurther Gruppe und die basale Sollinggruppe davon betroffen (vgl. in diesem Zusammenhang A. HERRMANN 1956).

Bemerkenswerte fazielle Ergebnisse sind das Auskeilen der „Lavendelsandsteinfolge“ des Reinhardtswaldes in der Detfurther Gruppe (s. BACKHAUS, LOHMANN & REGENHARDT 1958), die weitgehende Versandung der Hardegseiner Gruppe sowie die Abtrennung eines geröllführenden Basalhorizontes der Sollinggruppe und dessen Auskeilen nach Norden.

Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 192—201, Wiesbaden 1958.
- BLANCKENHORN, M.: Das Tertiär Niederhessens (Endergebnisse der Geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—46). — 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**, (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., 1 Tab., Hannover, Oktober 1956.
- EISSELE, K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nord-schwarzwaldes. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **2**, S. 69—117, Abb. 4 bis 15, Tab. 1—7, Freiburg/Breisgau 1957.
- GRUPE, O.: Voltziensandstein, Chirotheriensandstein und Bausandstein und ihre stratigraphische Stellung innerhalb der Buntsandsteinformation. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 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, Wiesbaden 1954.
- HERRMANN, A.: Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. — Geol. Jb., **72**, S. 341—345, 1 Abb., Hannover, Oktober 1956.
- KREYSING, K.: Ein Profil des Mittleren Buntsandsteins vom Kaufunger Wald zur Rheinischen Masse. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **157**, H. 7/8, S. 328—334, Stuttgart 1957.
- LEPPLA, A.: Über die Zechsteinformation und den Mittleren Buntsandstein im Waldeckischen. — Jb. Preuß. Geol. L.-A. 1890, S. 40—42, Berlin 1890.
- SINDOWSKI, K.-H.: Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., **73**, S. 277—294, Hannover 1957.
- SÖFNER, R.: Die Kupfererze von Wrexen. — Z. angew. Mineral., **1**, H. 4, S. 417—429, Berlin 1939.
- Geologische Spezialkarte von Preußen 1:25 000 mit Erläuterungen,
Blatt Kleinenberg, Lieferung 70,
Blatt Peckelsheim, Lieferung 147,
Blatt Marsberg, Lieferung 341.

Manuskript eingegangen am 23. 7. 1958

Der Mittlere Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg

Von

HANS DIETRICH LANG, Hannover

Im Rahmen einer 1954 abgeschlossenen Diplomarbeit wurde der Versuch unternommen, den Mittleren Buntsandstein der Lahnberge bei Marburg neu zu gliedern. Die bisher auf den geologischen Karten der Umgebung angewandte Gliederung des Mittelbuntsandsteins in 2 bzw. 3 Stufen hatte sich besonders für tektonische Fragen als zu grob erwiesen. Da diese Arbeit bereits 1954 abgeschlossen wurde, steht sie nomenklatorisch nicht auf dem neuesten Stand. So ist auch nicht versucht worden, die zyklische Gliederung des Buntsandsteins hier anzuwenden. Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, daß das bearbeitete Gebiet am Rande des Buntsandsteinbeckens liegt. Also ist es nicht statthaft, die hier vorgelegte Gliederung ohne Weiteres mit den im Beckeninneren erarbeiteten Gliederungen zu parallelisieren. Da in der letzten Zeit bei den Kartierungsarbeiten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Buntsandsteingebieten in der weiteren Umgebung von Marburg diese Gliederung mit geringen Änderungen mit Erfolg angewandt werden konnte, erscheint es angebracht, sie hier zu publizieren. Zudem kommen wir damit einem Ersuchen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung entgegen.

Die Lahnberge bilden eine bewaldete Hochfläche östlich von Marburg, die auf der Westseite vom Lahntal, auf der Ostseite vom Amöneburger Becken begrenzt wird. Sie haben eine durchschnittliche Höhe von 300—320 m. Die Schichten fallen mit 3—5° nach Osten ein.

Die erste geologische Beschreibung dieses Gebietes gab K. T. KREUZER (1825). Sie ist lediglich von historischem Interesse. Versuche, den mittleren Buntsandstein in der näheren und weiteren Umgebung Marburgs zu gliedern, stammen von DIENEMANN (1914), KAYSER (1915) und SCHINDEWOLF (1921, 1923, 1928). Eine umfassende Darstellung der stratigraphischen Probleme im Buntsandstein der Hessischen Senke gab GUNZERT (1954, 1958), dem der Verfasser für eine Reihe von Anregungen und Hinweisen zu Dank verpflichtet ist. Während DIENEMANN (1914) und KAYSER (1915) den Buntsandstein nach der petrographischen Ausbildung gliederten, basierte die Gliederung von SCHINDEWOLF (1928) im wesentlichen auf der Fossilführung. Einzelne Schichtbezeichnungen wurden von diesen Autoren übernommen.

1. Der Stubensandstein

Den Arbeiten von DIENEMANN (1914), SCHINDEWOLF (1928), GUNZERT (1954) und BLANKENHORN (unveröffentlichtes Manuskript) folgend, fassen wir die Untergrenze

des Stubensandsteins als die Basis des mittleren Buntsandsteins auf. Nach KAYSER (1915) lag diese Grenze 25 m tiefer.

Der Stubensandstein geht ohne scharfe Grenze aus sandig-tonigen Schichten des unteren Buntsandsteins hervor. Er zeigt gegenüber jenen ein gröberes Korn und ist lebhaft kreuzgeschichtet. Des reichlich vorhandenen tonigen Bindemittels wegen ist er dunkelbraun gefärbt. Gerölle fehlen, jedoch treten örtlich 1—2 mm große Sandkörner auf. Es finden sich in größerer Menge Tonscherben, die leicht herauswittern und dem Gestein ein poröses Aussehen verleihen. Den festeren Sandsteinlagen sind oft 10—20 cm starke, kaum verfestigte, relativ feine Sandlagen zwischengeschaltet, die leicht verwittern. Diese Folge erreicht eine Mächtigkeit von 10—12 m.

Im mittleren Teil des Kaffweges, eines zum Hansenhaus führenden Hohlweges, lassen sich diese sonst selten aufgeschlossenen Schichten gut beobachten.

2. Der *Avicula*-Sandstein

Auf den Stubensandstein folgt der 20—25 m mächtige *Avicula*-Sandstein. Bezeichnend für diese Gesteinsfolge sind dünnplattige, sehr feste, quarzitisches Sandsteine von nahezu fleischroter Farbe, die im Mittel 10—20 cm stark werden. Auf ihren Unterflächen treten Netzleisten, gelegentlich auch Wellenfurchen auf. Zwischen den quarzitisches Sandsteinlagen finden wir ein tonig-sandiges dünnes Zwischenmittel, das zum Hangenden hin immer stärker in den Vordergrund tritt, während die festen quarzitisches Lagen zurücktreten. Das ganze Schichtpaket ist deutlich gebändert. Auf den Schichtflächen der quarzitisches Sandsteine wurden auch in unserem Arbeitsgebiet, und zwar in dem bereits erwähnten Kaffweg, wo auch diese Schichten gut aufgeschlossen sind, oberhalb des ATV-Hauses *Avicula murchisoni* GEIN. gefunden. Mancherorts bildet der *Avicula*-Sandstein seiner quarzitisches Bänke wegen eine Geländestufe.

3. Der Formsandstein

Von den bisher beschriebenen Sandsteinen hebt sich der Formsandstein seiner Farbe und seiner Erscheinungsform wegen ab. Er ist massig, hell graubraun bis gelbbraun und in deutliche Bänke von 2—3 m Mächtigkeit gegliedert. Er ist entschieden grobkörniger als die bisher beschriebenen Schichten und glitzert in der Sonne wie ein Kristallsandstein. Bei Verwitterung zerfällt er in 3—5 cm starke Sandsteinplatten und schließlich in einen hellen, reinen, scharfen Sand. Tonige Zwischenlagen fehlen. In den oberen Partien des Formsandsteins treten in zunehmendem Maße sandige Lagen auf, die bereits zur nächsten Stufe, dem Formsand, überleiten. Der Formsandstein erreicht in den Lahnbergen eine Mächtigkeit von etwa 20 m, die aber schon auf engem Raum stark wechseln kann.

Da direkt über dem Formsandstein sandige Lagen auftreten, bildet er vielfach eine Geländestufe.

Am oberen Ende des Kaffweges, am sogenannten Alten Kirchhainer Weg und am Alten Schützenhaus gibt es eine Reihe recht guter Aufschlüsse im Formsandstein und im Formsand.

4. Der Formsand

Als Formsand bezeichnen wir eine etwa 40 m mächtige Folge gebänderter, nur wenig verfestigter schwach tonhaltiger Sande, die in einer Reihe von Sandgruben als Formsand für Eisengießereien abgebaut werden oder wurden. Sie sind gelb bis gelbbraun, gelegentlich etwas rötlich. Die Korngröße ist uneinheitlich. Feine Lagen wechseln mit gröberen. Zum Unterschied gegen feste Sandsteine bildet der Formsand konkave Verwitterungsformen und sandet leicht ab. In den hangenden Schichten des Formsandes treten bereits Sandsteinbänke auf.

In den Lahnbergen lassen sich Formsand und Formsandstein leicht trennen, in den nach Norden anschließenden Gebieten scheint es schwieriger zu sein.

5. Der Marburger Bausandstein

Der etwa 90 m mächtige Marburger Bausandstein geht ohne scharfe Grenze aus dem Formsand hervor. Wir lassen ihn dort beginnen, wo die Sandsteinbänke gegenüber dem mürben Formsand überwiegen. Er ist das beherrschende Gestein der Lahnberge, bildet Berge und steile Hänge und wurde in früherer Zeit häufig als Baustein verwandt, so für die Elisabeth-Kirche, das Marburger Schloß und viele andere Bauten. Er darf nicht mit dem Bausandstein der preußischen Buntsandsteingliederung verwechselt werden, noch mit der Bausandsteinzone nach DIENEMANN (1914) oder dem hangenden Bausandstein von SCHINDEWOLF (1928), deren untere Abteilung er lediglich darstellt. Das Gleiche trifft für die Konglomeratzone nach KAYSER (1915) zu.

Der Marburger Bausandstein ist ein deutlich gebankter, rötlich-grauer bis rötlich-brauner fester Sandstein. Er enthält bis auf Ausnahmen nur wenig toniges Bindemittel und führt neben Poren in recht großer Anzahl Gerölle. In den oberen Lagen treten in zunehmendem Maße tonige Zwischenlagen auf, die hier dem ganzen Gestein eine dunklere Farbe geben.

Die Geröllführung ist uneinheitlich und wechselt auf engem Raum. Weit durchziehende Geröllagen konnten nicht beobachtet werden. Jedoch scheinen im Nordteil der Lahnberge die Gerölle bevorzugt in den unteren Lagen des Marburger Bausandsteines aufzutreten. Überwiegend sind es Milchquarzgerölle, mäßig abgerollt, seltener Quarzite, in seltenen Fällen auch Kieselschiefer. In der Regel sind die Gerölle bis walnußgroß. Faustgroße Stücke sind selten.

Poren treten in wechselnder Anzahl in regelloser Verteilung auf. Auf die höheren Lagen des Marburger Bausandsteins sind faustgroße oder noch größere kugelförmige bis langgestreckte Hohlräume beschränkt, die mitunter mit lockerem Sand erfüllt sind. Nach DIENEMANN (1914) und KAYSER (1915) sind diese Hohlräume dadurch entstanden, daß ein karbonatisches Bindemittel herausgelöst worden ist. Dieser Horizont zeichnet sich durch besonders mächtige Sandsteinbänke aus. Ein Steinbruch unterhalb des Kaiser-Wilhelm-Turmes erlaubt einen guten Einblick in diese Schichten.

6. Die Rötelizeone

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß in den oberen Lagen des Marburger Bausandsteins einzelne rote Lettenlagen auftreten. Sie werden allmählich stärker und bilden schließlich eine 10—15 m mächtige Lage, die sich über weite Strecken ver-

folgen und sich auch kartenmäßig darstellen läßt. Einem unveröffentlichten Manuskript von KLÜPFEL folgend, nennen wir sie die Rötelzone. Sie besteht aus roten Tonlagen, in die in wechselnder Menge sehr dunkle, mürbe, leicht verwitternde Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Sie ist als ein ausgesprochen weicher Horizont nirgends gut aufgeschlossen. In einem 1954 für eine Hochspannungsleitung ausgehobenen Graben konnte die Rötelzone etwas genauer beobachtet werden. Den einzigen brauchbaren Aufschluß in diesen Schichten bilden seit langer Zeit die sogenannten alten Tonlöcher auf der Hochfläche der Lahnberge an der von Marburg nach Bauerbach führenden Straße. Hier hat man in früheren Jahren Ton für grobkeramische Zwecke gegraben. KAYSER (1915) sprach auf seiner geologischen Karte dieses Vorkommen als oberen Buntsandstein an.

Im Gelände macht sich die Rötelzone als eine leichte Delle bemerkbar. Außerdem trägt sie eine auffallende feuchtigkeitsliebende Vegetation.

7. Der Bauerbacher Sandstein

Das stratigraphisch höchste Schichtglied des mittleren Buntsandsteins in der Gegend von Marburg ist der Bauerbacher Sandstein. Der Name wurde bei Kartierungsübungen von KOCKEL und KLÜPFEL nach einem Steinbruch bei Bauerbach, in dem diese Schichten gut aufgeschlossen sind, eingeführt und soll hier beibehalten werden.

Die tieferen Schichten des Bauerbacher Sandsteins bestehen aus plattigen Sandsteinbänkchen von 10—20 cm Stärke, auf deren Schichtflächen Wellenfurchen auftreten. Dünne, dunkelrote Tonlagen sind zwischengeschaltet. Gerölle treten nur selten auf. Zum Hangenden hin werden die Sandsteinlagen stärker und gehen in regelrechte Sandsteinbänke über. Das Korn wird gröber und die Zahl der Gerölle nimmt zu. Zum Unterschied gegen den Marburger Bausandstein zeigen diese Sandsteine viel toniges, violettrottes Bindemittel, wodurch sie eine dunkle, rötlich-violette Farbe erhalten. Zwischen den Sandsteinbänken treten sehr glimmerreiche, tonige, mürbe Sandsteinplatten von 1—2 cm Stärke auf, die leicht verwittern.

Die Körner in diesen Sandsteinbänken sind gut gerundet. Oft treten auch hier Glimmerblättchen auf. Bei der Verwitterung hinterbleibt ein toniger, violetter Sand.

Der Bauerbacher Sandstein erreicht eine Mächtigkeit von 40—50 m. Den besten Aufschluß in diesen Schichten bietet der Steinbruch unmittelbar bei dem Dorfe Bauerbach. Hier läßt es sich auch erkennen, daß der Bauerbacher Sandstein von tonigen roten Schichten des oberen Buntsandsteins überlagert wird.

Zusammenfassung

Die Lahnberge bei Marburg werden von Schichten des mittleren Buntsandsteins gebildet. Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde der Versuch unternommen, diese Schichten stärker als bisher nach petrographischen Merkmalen zu unterteilen. Der hier insgesamt 200—220 m mächtige mittlere Buntsandstein wurde in 7 Abschnitte unterteilt, die nach zum Teil aus älteren Gliederungen übernommenen Eigennamen benannt und die hier kurz beschrieben wurden.

Folgende Gliederung wurde durchgeführt:

Oberer Buntsandstein	}	Bauerbacher Sandstein	40—50 m
		Rötelize	10—15 m
		Marburger Bausandstein	90 m
Mittlerer Buntsandstein		Formsand	30—40 m
		Formsandstein	20 m
		Avicula-Sandstein	20—25 m
		Stubensandstein	10—12 m
Unterer Buntsandstein			

Der Buntsandstein tritt hier in einer ausgesprochenen Randfazies auf. Von Versuchen, diese Gliederung mit anderen, im Inneren des Buntsandsteinbeckens aufgestellten Gliederungen zu parallelisieren, wurde daher bewußt abgesehen. Es wird die Aufgabe weiterer Untersuchungen im Randgebiet des Buntsandsteinbeckens sein, zu prüfen, wie weit die hier aufgestellte Gliederung mit den von BOIGK (1956) oder GUNZERT (1958) aufgestellten Normalgliederungen des mittleren Buntsandsteins sich parallelisieren lassen.

Schriftenverzeichnis

- BOIGK, H.: Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. — Geol. Jb., **72**, 325—340, Hannover 1956.
- DIENEMANN, W.: Das oberhessische Buntsandsteingebiet. — Marburg 1914.
- GUNZERT, G.: Die Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, 138—151, Wiesbaden 1954.
- Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **24**, 61 S., Wiesbaden 1958.
- KREUZER, T. K.: Versuch einer Übersicht von der geognostischen Beschaffenheit der nächsten Umgebung der Stadt Marburg. — Marburg 1825.
- KAYSER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Marburg. — Berlin 1915.
- SCHINDEWOLF, O.: Studien aus dem Marburger Buntsandstein I, II. — Senckenbergiana, **3**, Frankfurt 1921.
- Über Spuren mariner Würmer im mittleren Buntsandstein Oberhessens. Cbl. Mineral. usw., **21**, 1923.
- Studien aus dem Marburger Buntsandstein III—VII. Senckenbergiana, **10**, Frankfurt 1928.

Manuskript eingegangen am 24. 2. 1959

Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den fazialen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes

Von

HANS UDLUFT, Wiesbaden und HANS DIETRICH LANG, Hannover

Mit 14 Profilen und Tabellen sowie Tafel 20

Inhalt

1. Einführung; Aussagewert der alten Bohrungen	333
2. Der Untergrund der Niederhessischen Senke	335
3. Der Zusammenhang mit großtektonischen Vorgängen	336
4. Die Umgrenzung des Ablagerungsgebietes	336
5. Besprechung der gezeichneten Profile	337
6. Die älteren Braunkohlen am Ostrand des Beckens	349
7. Zusammenfassung	349
Tabellenanhang	350
Schriftenverzeichnis	366

1. Einführung; Aussagewert der alten Bohrungen

Die Aufgabe der vorliegenden Untersuchungen ist es, zu klären, welche Gesetzmäßigkeiten für die Braunkohlensedimentation in der Niederhessischen Senke erkannt werden können. UDLUFT & LANG haben 1956 über den Untergrund der Niederhessischen Senke berichtet und eine Karte mit in diesem erkannten Strukturen im Maßstab 1:100000 veröffentlicht als ein Teilergebnis der Auswertung einer Vielzahl von in diesem Raum niedergebrachten Bohrungen. Die vorliegende Arbeit führt die oben erwähnte weiter, um einem Zusammenhang zwischen den dort erkannten Strukturen des prätertiären Untergrundes mit der Braunkohlenbildung nachzugehen.

Aus dem gesamten tertiärführenden Raum zwischen Kassel und Ziegenhain sind im Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zwischen 2500 und 3000 Bohrungen eingetragen. Sie stellen die Grundlage für die folgenden Untersuchungen vor, wie sie auch die Grundlage für die Arbeit UDLUFT & LANG (1956) gewesen sind. Es ist sicher, daß es außer diesen Bohrungen noch eine nicht unbedeutende Anzahl weiterer gibt, die nicht in das Archiv des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung bzw. der früheren Preußischen Geologischen Landesanstalt gekommen und den Verfassern deshalb nicht bekannt sind. Diese Bohrungen sind während des Zeitraums von mehreren Jahrzehnten ausgeführt worden. Die Schichtenverzeichnisse sind zu einem kleinen Teil von den Verfassern, z. T. von älteren oder bekannten Kollegen, z. T. von Herren aus dem Braunkohlenbergbau, z. T. von unbekanntem Bearbeitern

aufgestellt worden, und z. T. handelt es sich auch nur um Angaben, die auf irgendeinen unbekanntem Bohrmeister zurückgehen. Sie sind also von sehr unterschiedlichem Wert.

Mitunter sind verschiedene voneinander abweichende Schichtenverzeichnisse für dieselbe Bohrung vorhanden, und es erhebt sich dann die Frage, welches Verzeichnis als richtig anzusprechen ist. Immer stellen sie aber eine subjektive Aussage über die vorgelegten Bohrproben dar. In keinem Fall ist eine sichere Vergleichsmöglichkeit etwa auf Grund einer DIN-Norm gegeben, wie sie heute in DIN 4023 und dem mark-scheiderischen Rißwerk gegeben ist. Eine kritische Beurteilung dieser Schichtenverzeichnisse ist deshalb geboten.

Bei einer großen Zahl dieser Verzeichnisse ist nichts über die Bohrmethode und bei kaum einem etwas über die Probenentnahme ausgesagt. Es ist nur anzunehmen, daß es sich dann um Trockenbohrungen gehandelt hat, bei denen Proben dann entnommen worden sind, wenn der Bohrmeister von einer Änderung des angetroffenen Gesteins überzeugt war. Unterschiede in der Ausbildung der durchweg sehr feinkörnigen bis tonigen Gesteine sind aber in der weit überwiegenden Mehrzahl der alten Bohrungen und bei vielen der neuen Spülbohrungen übersehen worden, so daß eine stratigraphische Zuordnung und Gliederung auf Grund der Schichtenverzeichnisse nur in seltenen Fällen möglich ist. In vielen Fällen darf lediglich als sicher angenommen werden, daß die Braunkohlenflöze und Braunkohlenspuren richtig erkannt und richtig angegeben worden sind.

Die neuerdings ausgeführten Untersuchungen haben gezeigt, daß an manchen Stellen in die Tertiäroberfläche unregelmäßige, pleistozäne Rinnen eingeschnitten sind, in denen Schotter, Kiese und Sande eindeutig pleistozänen Alters mit Schollen und Fetzen tertiärer Tone und mit Schluffen und Feinsanden (z. T. umgelagerten Lößmassen) wechsellagern. Diese während des Pleistozäns entstandenen Rinnen und Rinnenfüllungen können aus den Schichtenverzeichnissen der hier vorhandenen Bohrungen nicht herausgelesen werden. Wenn eine Bohrung solche Tonfetzen angetroffen hat, so wurden diese zum Tertiär gestellt, und allenfalls darunter liegende Kiese und Sande könnten zu Zweifeln Anlaß geben, aber nirgends war es früher und ist es heute in den Verzeichnissen möglich, solche Kiese und Sande mit Sicherheit als Pleistozän anzusprechen. Eine sedimentpetrographische Untersuchung dieser Sande und Schotter hätte dagegen einen eindeutigen Hinweis auf den tatsächlichen Zusammenhang gegeben und vielleicht erlaubt, aus der Vielzahl der Bohrungen des Raumes Anzeichen für möglicherweise auftretende bergbauliche Schwierigkeiten abzulesen.

In der erwähnten Arbeit UDLUFT & LANG (1956) ist schon darauf hingewiesen worden, daß bei der Benutzung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, deren Bohrproben den Verfassern nicht selbst vorgelegen haben, gewisse Fehler unvermeidlich sind. Sande und Tone sind, weil es sich meist um sehr feinkörnige Sande oder sandige Tone handelt, immer ungenau bezeichnet und deshalb kaum vergleichbar. Da es bei der Mehrzahl der Bohrungen auf die Braunkohlen ankam, dürften diese richtig angegeben worden sein. Die Vielzahl der Bohrungen und die bedingten Vergleichsmöglichkeiten lassen aber manche Fehler erkennen und Unklarheiten richtig deuten.

Nur ein kleiner Teil der vielen Bohrungen hat die ganze tertiäre Schichtenfolge durchteuft. Die Mehrzahl von ihnen wurde lediglich bis in das Liegende der Braun-

kohlen niedergebracht und dort eingestellt. Immerhin reichte die Zahl der Bohrungen, die die Trias erreichten, aber sehr ungleichmäßig über den Raum der Niederhessischen Senke verteilt sind (im Westen mehr als auf der Ostseite) aus, um die Karte im Aufsatz UDLUFT & LANG (1956) zu zeichnen.

2. Der Untergrund der Niederhessischen Senke

Die Untersuchungen von UDLUFT & LANG (1956) über den Untergrund der Niederhessischen Senke haben in diesem Raum eine Reihe von Senken und Schwellen erkennen lassen, die das Gebiet in einzelne Abschnitte gliedern. Während in ihrem nördlichen bzw. nordöstlichen Teil lang hinziehende Schwellen und Senken von NNE nach SSW ziehen, also rheinisches Streichen haben, herrschen im südlichen und südöstlichen Teil der Senke eggisch streichende Elemente mit deutlich ausgeprägten, aber kürzeren als den vorerwähnten rheinisch streichenden Senken vor.

Der Westrand der Gesamtsenke läßt in seinem Verlauf ebenfalls eggische Elemente erkennen, während am Ostrand rheinische Züge vorzuherrschen scheinen. Die Tektonik der Umrandung setzt sich also in die Senke hinein fort. Außerdem sind noch hercynisch streichende Linien kenntlich, leichte Aufsattelungen im vortertiären Untergrund, die als Linien bevorzugten Basaltaufstieges eine Rolle zu spielen scheinen.

Einzelheiten sind der Arbeit UDLUFT & LANG (1956) zu entnehmen.

Das Tertiär der Niederhessischen Senke war schon oft Gegenstand geologischer Untersuchungen mit teils stratigraphischer, teils tektonischer Richtung. Hier soll lediglich auf die einschlägigen Arbeiten verwiesen werden. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang die Arbeiten von BISMARCK, BLANCKENHORN, BROSIUS, ELBORG, GRAMANN, HUCKRIEDE, KLÜFFEL, MÜRRIGER-PFLANZL, PFLUG, STECKHAN, UDLUFT. Die geologischen Karten dieses Gebietes wurden zu einem großen Teil von BLANCKENHORN aufgenommen.

Die stratigraphische Stellung der Braunkohlen ist im Aufsatz UDLUFT & LANG (1956) gekennzeichnet [vgl. auch die Profildarstellung bei BROSIUS und GRAMANN (1957)]. Zur Parallelisierung von Braunkohle und Melanienton sei auch noch auf eine bergmännische Meldearbeit von F. BOIE (1954) hingewiesen, in der BOIE von den Bohrungen 1739 und 1740 bei Stolzenbach berichtet, in denen GÖRGES eine Melanientonfauna unter dem Flöz nachgewiesen hat. Die Zugehörigkeit dieses Stolzenbacher Flözes zum unteren Melanienton bzw. die Verzahnung mit diesem wird dadurch nachgewiesen.

BROSIUS (1959) und PFLUG (1957) haben (auf mikropaläontologischer Grundlage) die Altersstellung der Flöze und Flözchen des hier interessierenden Raumes untersucht und sie nach Sporenbildern unterscheiden gelehrt. Braunkohlenbildung hat es danach in unterschiedlichem Ausmaß vom Obereozän an bis zum Pliozän gegeben, wobei die Hauptmasse der niederhessischen Kohlen in das Unteroligozän und an die Grenze von Oberoligozän und Miozän gehören dürften.

Besondere Schwierigkeiten bereitet eine stratigraphische Untergliederung des niederhessischen Miozäns, da nur an einer einzigen Stelle in dem hier behandelten Raum fossilführendes Miozän bekannt ist. Ob es sich bei den Schichten, die BLANCKEN-

HORN in das Miozän gestellt hat, tatsächlich um Miozän handelt, erscheint in vielen Fällen zweifelhaft. Wir dürfen nach dem augenblicklichen Stand unserer Kenntnisse lediglich diejenigen Schichtpakete als Miozän ansprechen, die im Schutz der überlagernden Basaltmassen jünger sind als das jüngste Flöz mit „rheinischem Bild“ (z. B. im Habichtswald oder Stellberg). Hierbei handelt es sich zum größten Teil um sandige Ablagerungen, die z. T. kiesig sind. Diese Sande sind in den meisten Fällen gröber als die Sande, die wir auf Grund ihrer Verbindung mit älteren Braunkohlen oder mit dem Rupelton als Oligozän ansprechen müssen.

In der folgenden Untersuchung werden nur die Schichten des Oligozäns und des Miozäns besprochen. Die jüngeren Schichten bleiben unberücksichtigt.

Die hessischen Braunkohlen sind wie alle bedeutenden Braunkohlenlagerstätten autochton, also an den Stellen entstanden, an denen sie heute abgebaut werden. Sie müssen in einem Raum entstanden sein, der in Senkung begriffen war. Je gleichmäßiger und länger dieser Absenkungsvorgang vor sich ging, und der Wasserspiegel dabei in gleicher Höhe blieb, um so größer wurde die Flözmächtigkeit. Die Braunkohlenbildung war dabei, wie im folgenden deutlich wird, an die Randgebiete größerer Seebecken gebunden.

3. Der Zusammenhang mit großtektonischen Vorgängen

Die Niederhessische Senke begann offenbar erst während des späten Alttertiärs abzusinken, während sie während der Kreidezeit und bis an das Ende des Eozäns festes Land mit tiefgründig verwitterter und weitgehend eingeebener Landoberfläche war. Eine kaolinig-tonige Verwitterungsrinde, die durch Bohrungen als bis 45—75 m mächtig nachgewiesen ist, überzog die in der Umgebung weithin vorherrschende Buntsandsteintafel. Am Ende des Eozäns oder an der Wende zum Unteroligozän führten großtektonische Vorgänge zur Absenkung unter das Niveau der damaligen Grundwasseroberfläche und damit zur Herausbildung einer Sumpfmoor- und Seebecken-Landschaft.

Innerhalb des Gesamtbeckens sind, wie die erwähnte Untersuchung UDLUFT & LANG (1956) gezeigt hat, örtlich begrenzte Teilräume besonders stark abgesunken. Die Senkung dauerte während des Unteroligozäns und Mitteloligozäns an; sie führte dazu, daß dieses Becken Teilstück eines von Norddeutschland bis weit nach Süden reichenden Meeres wurde, in dem die marinen Schichten des Rupeltons und des Kasseler Meeressandes zur Ablagerung kamen.

Um die Wende Oligozän/Miozän muß sich das Meer nach Norden zurückgezogen haben, und es blieben nur mehr oder weniger zusammenhängende Binnensee-Becken übrig.

4. Die Umgrenzung des Ablagerungsgebietes

Die Grenze des Beckens verläuft aus der Gegend von Hann.-Münden in einem Bogen nach Osten bis in die Gegend von Großalmerode, springt von dort nach Westen bis etwa nach Melsungen vor und zieht dann in einem leichten Bogen in den Ziegenhainer Raum. Die Westgrenze reicht von Treysa nach Norden über Trockenerfurth, Nassenerfurth und Arnsbach in den Fritzlarer Raum.

Der weitere Verlauf des alten Westrandes ist wegen jüngerer, nach Westen vordringender Schichten, die den ursprünglichen Rand der unteroligozänen Schichten verdecken, etwas unsicher. (Zudem fehlen hier, abgesehen von älteren Übersichtskarten, die geologischen Spezialkarten.) Es scheint aber, als ob die Alttertiärverbreitung nicht viel weiter als bis nach Burghasungen hin nach Westen gereicht hat.

Insgesamt liegt also ein im Norden recht breiter, nach Süden hin sich stark verschmälernder Sedimentationsraum vor, der in der Gegend von Ziegenhain schlauchartig verengt ist.

Um das Bild des Sedimentationsbeckens zu verdeutlichen, sei es einmal mit dem Bodensee verglichen. Die W-O-Entfernung von Fritzlar nach Melsungen beträgt etwa 20 km, die nord-südliche von Kassel nach Ziegenhain etwa 50 km. Der Bodensee dagegen mißt in der Länge von Konstanz bis Bregenz 45 km und in der Breite von Friedrichshafen bis Romanshorn etwa 12 km. Das unteroligozäne Becken zwischen Ziegenhain und Kassel war etwa doppelt so groß wie der Bodensee.

5. Besprechung der gezeichneten Profile

Nach den vorhandenen Schichtenverzeichnissen sind eine Reihe von Schnitten im Längenmaßstab 1:100000 (Profile 9, 10, 11 und 12 im Maßstab 1:50000) und fünfmal überhöht an verschiedenen Stellen durch die Niederhessische Senke hindurch gelegt worden. An Hand dieser sollen die Gesetzmäßigkeiten untersucht werden, denen die Sedimentation und besonders die Braunkohlenbildung gefolgt ist.

Die Profile sind von N nach S durchlaufend numeriert und werden in dieser Reihenfolge besprochen. Die Übersichtskarte (vgl. Taf. 2a) zeigt die Lage der einzelnen Profile. Zur Bearbeitung sind alle Bohrungen herangezogen, die in nächster Nähe der gezeichneten Profillinien liegen, und zwar auch solche, die im Tertiär stecken geblieben sind und die Grenze Tertiär/Trias nicht erreichten.

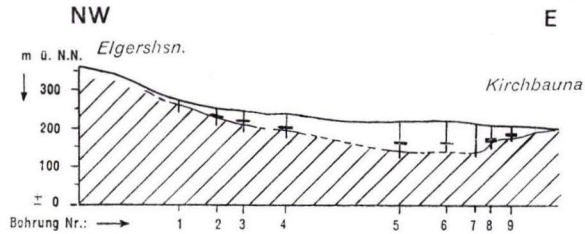
Die Nummern unter den Profilen sind die Nummern der Spalte 1 der Tab. 1—14. Auf der Karte, die in ihrer Grundlage mit der Karte der Arbeit UDLUFT & LANG (1956) übereinstimmt, sind aber aus drucktechnischen Gründen nur die damals gegebenen Nummern wiedergegeben, die in Spalte 3 der Tab. 1—14 stehen.

Die Grenze der tertiären Sedimentmasse gegen den vortertiären, triassischen Untergrund wird dort, wo er in Bohrungen einwandfrei erkannt wurde, durch ausgezogene Linien gekennzeichnet. Unterbrochene Linien geben die vermutete Lage des prätertiären Untergrundes an. In dem gegebenen Maßstab war es unmöglich, die in den Bohrungen angetroffenen Sedimente außer der Kohle einzutragen. Es ist auch im großen und ganzen darauf verzichtet worden, die in den Bohrungen angetroffenen Schichtkomplexe miteinander zu verbinden. Nur an einer Reihe von Stellen konnte eine Grenze von Miozän/Oligozän oder von Unterabteilungen des Oligozäns, z. B. auch die Grenze des Melanientons gegen die braunkohlenführende randliche Tonsandfazies des Unteroligozäns eingezeichnet werden. Es ist in diesen Fällen i. a. der kennzeichnende Begriff in die Profile eingeschrieben. Diese Abgrenzungen waren aber nur bei einigen sorgfältig ausgearbeiteten Bohrungen möglich, in denen fossilführende Schichten nachgewiesen werden konnten. In allen andern Fällen ist der Komplex des braunkohlenführenden Alttertiärs nicht getrennt. Den folgenden Ausführungen haben

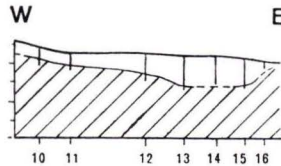
die ursprünglichen Profile 1:10000 zugrunde gelegen, die aus Platzgründen hier nicht wiedergegeben werden können.

Die Profile Nr. 1, 2 und 3 verlaufen durch den nordwestlichen Teil der Niederhessischen Senke in der Umgebung von Großenritte und zeigen die kleine Spezialsenke von Großenritte.

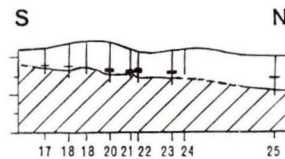
Diese wird in der Hauptsache von Schichten des Unter- und Mitteloligozäns erfüllt. Die hier angetroffene Braunkohle ist ältere Braunkohle und entspricht damit derjenigen von Borken.



Profil 1 von NW nach E durch die Senke von Großenritte¹⁾



Profil 2 WE durch die Senke von Großenritte



Profil 3 SN durch die Senke von Großenritte

Die Schichten im Liegenden des Unteroligozäns sind auffallend sandig bis feinsandig ausgebildet, was wohl darauf zurückgeht, daß an dem im Westen sanft ansteigenden Hang Mittlerer Buntsandstein ansteht, der aber zu einem Teil von Röt überdeckt wird. Der Beckenrand war relativ nahe.

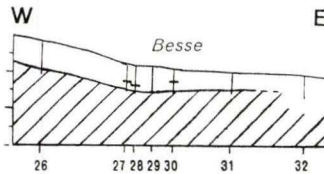
Das Kohleflöz sinkt von NW nach SE ein und zeigt eine deutliche Verbiegung, die in nachunteroligozäner Zeit erfolgt sein muß. Besonders auffällig ist der Anstieg

¹⁾ In diesem und den folgenden Profilen ist der vortertiäre Untergrund durch Schraffen angegeben. Es ist hier keine Trennung zwischen Mittlerem, Oberem Buntsandstein oder Muschelkalk durchgeführt. Tektonische Grenze des Sockels gegen das Tertiär ist nur an einigen Stellen eingetragen, in denen tektonischer Abbruch als sicher gelten muß.

zwischen den Bohrungen 7 und 8 und das auffallend starke Flöz in verhältnismäßig höherer Lage in den Bohrungen 8 und 9.

Die Senke ist nicht tief und nach keiner Richtung hin bevorzugt gestreckt. An der Nordostseite wird sie von der Buntsandsteinschwelle von Kirchbauna begrenzt, die UDLUFT & LANG (1956) als die Baunsberglinie bezeichneten und die eine schwache Aufsattelung und Linie bevorzugten Basaltaufstieges zu sein scheint. Diese Schwelle kann dabei älter oder auch jünger als die Senke selbst sein und hat vielleicht auch einen Teil dieser abgeschnitten.

Der tiefste Teil dieses Teilbeckens ist nahezu braunkohlenfrei. Braunkohlen liegen auf dem W-, NW- und dem O-Hang. Im S und SW sind die Verhältnisse noch nicht restlos geklärt, weil der stark von Basalt überrollte Anstieg zu den Langen Bergen hin nicht zum Bohren einlud, ebenso bedarf der Übergang nach N unter dem Habichtswald hin auch noch weiterer Aufklärung. (Vgl. hierzu den Aufsatz von BROSIUS & GRAMANN (1957) über die Bohrung Firnsbachtal.) Die Kohlen liegen also auf der sanft geneigten Schulter und nur zu einem geringen Teil im tiefsten Teil der an sich flachen Senke. Die Profile 1 und 2 zeigen diese Verhältnisse besonders deutlich.



Profil 4 WE von den Langen Bergen nach Holzhausen

Das Profil Nr. 4, ein W-O-Profil durch das Gebiet südlich von Besse bis nach Holzhausen, schneidet die kleine Senke von Besse in westöstlicher Richtung. Es beginnt an den Langen Bergen und erreicht den Mittleren Buntsandstein wieder bei dem Orte Holzhausen.

Diese Senke ist recht flach. Sie wird von unteroligozänen und mitteloligozänen Schichten ausgefüllt und läßt keine bevorzugten Richtungen erkennen. Sandige Einlagerungen sind im Gegensatz zum Großenritter Becken in den unteroligozänen Schichten selten, was darauf beruhen mag, daß der Anstieg dieser Senke nach Westen lediglich von Schichten des Röts gebildet wird.

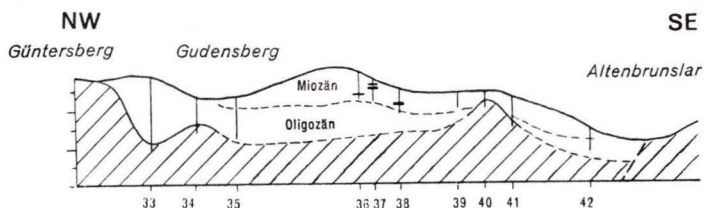
Die Braunkohlen sind auf den mittleren und westlichen Teil des Profils beschränkt, wobei der W-Rand zwischen den Bohrungen 26 und 27 allerdings noch weiterer Untersuchungen bedarf. Nach Osten hin steigt der vortertiäre Untergrund langsam an, Braunkohlen scheinen zu fehlen. Die mächtigste Kohle liegt auch hier auf dem westlichen Senkenhang, während die Mitte um die Bohrung 29 frei von Kohle zu sein scheint. Nach Osten hin hat die Bohrung 30 etwas Kohle angetroffen, dann folgen kohlige Tone. Die Untergrundverhältnisse zwischen Besse und Holzhausen sind wegen der erheblichen Basaltmassen unbekannt. Hier ist bisher nicht gebohrt worden; mit Braunkohlen wird hier allerdings kaum zu rechnen sein.

Das Profil Nr. 5 verläuft vom Güntersberg bei Gudensberg in ost-südöstlicher Richtung über den Lamsberg und das Maderholz nach Altenbrunslar. Es quert die bei

UDLUFT & LANG (1956) erwähnte Senke von Gudensberg—Obermöllrich—Kalbsburg und die (wie diese rheinisch verlaufende) Schwelle von Udenborn—Uttershausen, an die sich dann östlich wieder eine Senke anschließt. Westlich der Senke von Gudensberg—Obermöllrich—Kalbsburg liegt eine Röttafel, ohne oder mit nur einer sehr dünnen Tertiärbedeckung.

Etwas seitlich von diesem Profil (nördlich der Profillinie), aber im Streichen der Senke steht die Bohrung 33 mit einer auffallend großen Alttertiärmächtigkeit und einer nur geringen Sandschüttung an der Basis. Es ist bemerkenswert, daß diese Bohrung 33 nur so wenig Braunkohlen angetroffen hat. Sie liegt vor dem „Steilrand“ der Röttscholle; und die Senkung dürfte hier so schnell vor sich gegangen sein, daß der Wasserstand zu schnell anstieg, und evtl. vorhanden gewesene Sumpfmooere ertrannten, und es deshalb nicht zur Flözbildung kam.

Wie im Profil 4 bei Besse steigt der vortertiäre Untergrund auch hier von Westen nach Osten leicht an. Die wenigen Kohlen, die die Bohrungen dieses Profils angetroffen haben, sind in den Schichtenverzeichnissen von zwei recht weit voneinander liegenden Bohrungen 33 und 35 angegeben. In diesem Profil muß eine beträchtliche



Profil 5 von NW nach SE vom Güntersberg über Gudensberg nach Altenbrunslar

Sedimentmasse als „Miozän“ angesprochen werden, die im Maderholz, östlich des Lamsberges, in der ehemaligen Zeche Richardsberg braunkohleführend ist. Das Alttertiär ist unter diesen miozän/oberoligozänen Braunkohlen nie durchteuft worden, so daß über seine Mächtigkeit, sein Liegendes und seine Kohlenführung nichts ausgesagt werden kann.

Sehr auffällig ist der Sandgehalt der verschiedenen Schichtpakete. In den alttertiären Schichten ist er nur gering, dagegen sind die miozänen Schichten (in Übereinstimmung mit dem oben bereits ausgeführten) stark sandig.

Das Profil Nr. 6 schneidet die Niederhessische Senke in ihrem nördlichen Teil fast ganz. Es verläuft von Haddamar über Werkel—Niedervorschütz—Böddiger nach Melgershausen.

Die von den Verfassern (1956) beschriebenen Strukturen des Untergrundes der Niederhessischen Senke, und zwar insbesondere die rheinisch streichenden Senken und Schwellen im nördlichen Teil werden hier getroffen.

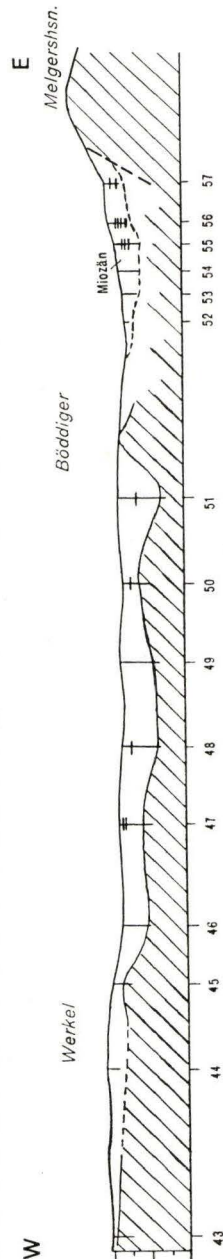
Im Westteil des Profils ist noch die von einer dünnen Tertiärdecke überdeckte Röttafel dargestellt, die zwischen den Bohrungen 45 und 46 östlich von Werkel in die Senke absinkt, die bereits oben als Senke von Gudensberg—Obervorschütz—Kalbsburg erwähnt wurde und die vielleicht noch durch eine kleine Aufwölbung bei Obervorschütz gegliedert ist. Östlich von Niedervorschütz wird der Nordteil der Schwelle

von Udenborn—Uttershausen geschnitten, an die sich dann wieder eine Senke anschließt. Die Obere Buntsandstein-Schwelle bzw. der Horst von Böddiger grenzt an die Senke, zu der das Gebiet des Heiligenberges gehört und über deren oligozänen Untergrund nichts bekannt ist, weil keine Bohrung tief genug niedergebracht wurde. Nach den Ergebnissen der geologischen Aufnahme muß aber angenommen werden, daß unter der jüngeren oberoligozän-miozänen Kohlenserie des Heiligenberges oligozäne Schichten liegen. Diese Zone mit den jüngeren Kohlen des Heiligenberges bzw. vom Lamsberg—Richardsberg ist beiderseits tektonisch begrenzt und in NW-SO-Richtung gestreckt. Die Lage der tektonischen Grenzen ist auf der Ostseite bekannt. Auf der Westseite ist sie wegen der starken Überdeckung mit jungtertiären und diluvialen Schichten unbekannt. Sie sind darum nicht dargestellt worden.

Die unteroligozän-obereozänen Schichten sind in den Senken recht mächtig. So wurden z. B. 75 m in den Bohrungen zwischen Niedervorschütz und Obervorschütz angetroffen.

Braunkohlen sind nirgends in nennenswerter Mächtigkeit in dem recht mächtigen Alttertiär nachgewiesen worden. Die Sedimentausbildung mit ihren Sanden und Tonen zeigt insofern eine recht deutliche Abhängigkeit von den Schwellen des Untergrundes, als die Bohrungen in den Senken in Schwellennähe einen recht auffälligen Anteil von Sanden aufweisen, während diejenigen auf den Schwellen selbst fast nur Tone antrafen. Beachtlich ist der Sandgehalt der westlichsten der hier eingetragenen Bohrungen (Bohrung 44) westlich von Werkel. Man darf daraus schließen, daß die Schwellen und Senken schon älter angelegt sind und, daß sie zur Zeit des Alttertiärs für die Sedimentation ausschlaggebend waren.

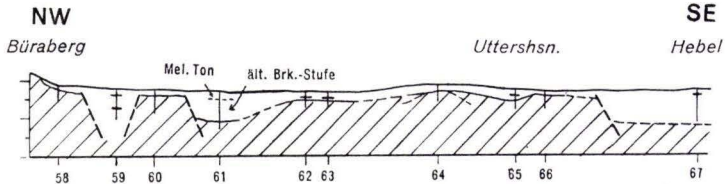
Das Profil Nr. 7 schneidet den Westteil der Niederhessischen Senke zwischen dem Büraberg bei Fritzlar und dem Dorfe Hebel. Es verläuft parallel und etwas südlich zum Profil 6. Neben den schon wiederholt erwähnten, rheinisch streichenden Senken und Schwellen trifft es die eggisch streichende südliche Verlängerung des Naumberger Grabens und eine Rötsscholle südöstlich von Fritzlar. An diese schließt sich die im Süden stark verschmälerte, von der Kalbsburg nach Obermöllrich—Gudensberg verlaufende Senke an, die dann von der breiten (ebenfalls rheinisch streichenden) Scholle von Uttershausen—Udenborn abgelöst wird, in deren Kern (etwa in der Gegend der Ziegelei bei Udenborn) Mittlerer Buntsandstein unter einer ganz geringen Tertiärüberdeckung liegt. In einigen Bohrungen wurde seitlich davon Muschelkalk angetroffen, der sich (sehr



Profil 6 von W nach E von Haddamar nach Melgershausen

wahrscheinlich über dazwischen liegendem Röt) auf diesen Mittleren Buntsandstein aufliegt. Die dünne, seitlich darüber liegende Tertiärdecke führt ein schwaches Braunkohlenflöz. Nach Osten hin folgt dann wieder eine Senke mit relativ großer Oligozänmächtigkeit, deren Liegendes noch nicht erbohrt worden ist.

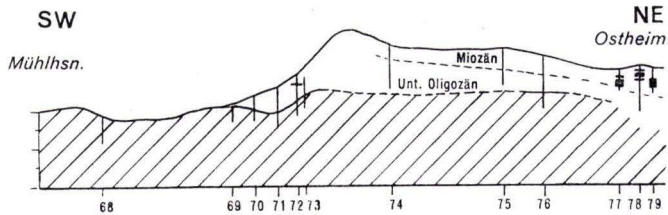
Die Lage der in diesem Profil angegebenen Bruchlinien oder Bruchzonen ist unsicher. Die tektonische Begrenzung der Rötsscholle sowie des Fritzlarer Grabens nach Westen darf aber als erwiesen gelten. Der Übergang zwischen der Scholle von Uden-



Profil 7 von NW nach SO vom Büraberg nach Hebel

born—Uttershausen und der östlich davon liegenden Senke ist wahrscheinlich auch als Störung, möglicherweise auch als Flexur ausgebildet; darüber läßt sich auf Grund der zur Verfügung stehenden Bohrergebnisse nichts aussagen.

In den durch dieses Profil geschnittenen Senken wurde verschiedentlich Braunkohle angetroffen. Die nicht direkt in der Profillinie liegende Eder-Staustufenbohrung 503 in der Fritzlarer Senke traf ein Braunkohlenflöz mit einer Mächtigkeit von 4,5 m an. Die sich nach Süden verschmälernde Senke von Gudensberg—Obermöllrich—Kalbsburg (hier getroffen in der Bohrung 61) birgt in der Nähe der Kalbsburg bauwürdige



Profil 8 von SW nach NE von Mühlhausen nach Ostheim

Kohlen, während die Bohrung 61 keine Kohle traf. Auf der westlichen Schulter der Scholle von Udenborn—Uttershausen findet sich etwas Kohle, und ebenso in der Senke von Hebel. Die Altersstellung dieser Kohlen ist allerdings nicht erwiesen. Sie werden wahrscheinlich gleich alt sein; leider sind keine Proben vorhanden, um einen pollenanalytischen Vergleich durchzuführen.

Das Alttertiär ist in den Senken, und zwar auch hier vorwiegend an der Basis, sandig ausgebildet; lediglich die Bohrung 67 bei Hebel zeigt eine abweichende Ausbildung, die möglicherweise auf die subjektive Auffassung des unbekanntenen Bearbeiters der Bohrproben zurückgehen kann.

Das Profil Nr. 8 zieht durch den östlichen Teil der Niederhessischen Senke mit dem Homberg-Lendorfer Muschelkalkgraben hindurch und schließt sich, was das

Tertiär anbelangt, im wesentlichen an das Profil 7 an. Es beginnt in Mühlhausen, quert den Homberg-Lendorfer Muschelkalkgraben und das Eisenerzgebiet von Mardorf und verläuft dann in etwa nordöstlicher Richtung bis nach Ostheim.

Der SW-Teil dieses Profils zeigt den Muschelkalk im Homberg-Lendorfer Muschelkalkgraben und den benachbarten im Liegenden der Eisenerze von Mardorf. Der Zusammenhang und die Lagerungsverhältnisse des Muschelkalks sind nicht sicher und sollen hier auch nicht besprochen werden. Der Muschelkalkgraben und die Mardorfer Muschelkalkmasse haben im Alttertiär vielleicht als Insel herausgeragt oder sie waren Randzone einer Aufragung und nicht von Wasser bedeckt. Als Reste dieser festländischen Ausbildung bzw. festländischen Verwitterung können die Erze von Mardorf aufgefaßt werden.

Überlagert werden sie von hellgrauen Tonen mit einer Melanientonfauna. Die Erze sind also älter als der Melanienton. Es kann aber nicht ausgesagt werden, wie groß der Altersunterschied ist, und, ob wenigstens ein Teil der älteren Braunkohlen und die Erze vielleicht gleichalt sind.

Östlich von Mardorf werden das Unter- und Mitteloligozän von Schichten des Oberoligozäns und Miozäns überdeckt. Vom Westhang des Mosenberges gibt BLANCKENHORN (nach den Erl. zu Blatt Homberg 1920) an einer im Profil besonders gekennzeichneten Stelle Unteroligozän an. Die neuerdings in der Umgebung von Homberghausen niedergebrachten Bohrungen haben offensichtlich Schichten des Miozäns und Oligozäns durchteuft. Die aus diesen Bohrungen gefolgerten und im Profil angegebenen Formationsgrenzen sind paläontologisch nicht belegt und damit stratigraphisch nicht gesichert. Sie haben praktisch keine Kohle angetroffen. Die hier gelegenen Mutungen sind offenbar auf Grund von ganz geringmächtigen Vorkommen von jüngerer Kohle verliehen worden.

In den Schichten des Oberoligozäns/Miozäns treten in der Umgebung von Ostheim Braunkohlen von beträchtlicher Mächtigkeit auf, über die in naher Zukunft mehr zu sagen sein wird. Über das tiefere Oligozän (Mittel- und Unteroligozän) ist nichts bekannt, weil keine der Bohrungen bisher tief genug niedergebracht worden ist.

Auffällig ist die sandige Ausbildung des Unteroligozäns in den Bohrungen im Eisenerzgebiet von Mardorf, d. h. auch hier ist die Ablagerung des Sandes randnahe erfolgt.

In Übereinstimmung mit anderen Profilen (hier aber besonders auffällig) tritt die Tatsache in Erscheinung, daß der vortertiäre Untergrund von Westen nach Osten ansteigt, und die Mächtigkeit der oligozänen Schichten in dieser Richtung erheblich abnimmt.

Das Profil Nr. 9 schneidet in westöstlicher Richtung den tiefsten Teil der Borkener Senke zwischen Nassenerfurth und Lembach, in der die Teilsenke des Tagebaues Altenburg 4 nahe am Westrand des alttertiären Sedimentationsgebietes liegt. Dieses Profil zeigt die Gesetzmäßigkeiten, denen die Kohlenbildung unterliegt, in sehr klarer Weise. Die nach Osten flach abfallende, westliche Schulter der Senke trägt bedeutende Kohlenmengen, während der tiefste Teil im Raum des Blumenhains frei davon ist. Auf der östlichen Schulter der Senke sind nur dünne Kohlenflöze nachgewiesen, die nach Osten hin auskeilen.

Die Wasserbohrung der Stadt Borken auf dem Blumenhain, die den bisher tiefsten Teil der Borkener Teilsenke nachwies und im Jahre 1935 von Herrn Prof. MICHELS

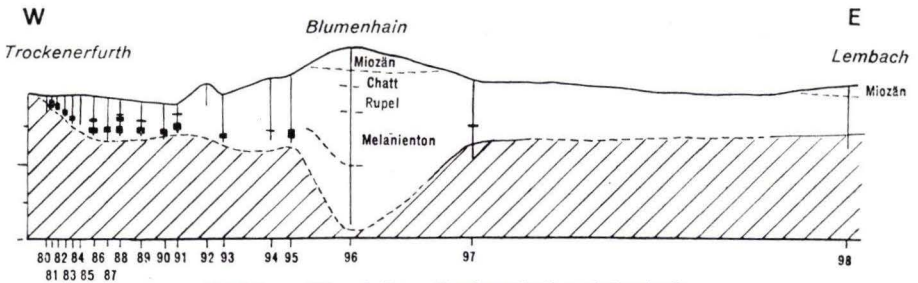
bearbeitet wurde, hat die Basis des Tertiärs nicht erreicht und wurde in einer Tiefe von + 17 m NN eingestellt. Sie traf keine Braunkohlen an, dagegen aber toniges Alttertiär von großer Mächtigkeit.

In den Randgebieten der Hessischen Senke ist die Mächtigkeit der alttertiären Kohle groß. Im Innern des Beckens dagegen fehlt die Kohle nahezu oder ganz. Dafür ist das tonige Alttertiär besonders mächtig, was aus den Profilen zu erkennen ist.

Deutlich ist in diesem Profil das Ansteigen der mesozoischen Unterlage nach Osten sowie die Mächtigkeitsabnahme des Oligozäns in dieser Richtung.

Die kohleführenden Schichten des Alttertiärs auf der westlichen Schulter der Senke zeigen auffallend starke Sandeinschaltungen, die darauf schließen lassen, daß die Küste in nächster Nähe lag.

Bei Lembach und auf dem Blumenhain, wo mitteloligozäner Rupelton und Kasseler Meeressand bekannt sind, werden die oligozänen Schichten von sandigen Ablagerungen überdeckt, die als „Miozän“ bezeichnet werden müssen.



Profil 9 von W nach E von Trockenerfurth nach Lembach

Die Braunkohlen, die nördlich der oben besprochenen Profilinie bei den Orten Gombeth und Großenenglis in den Tagebauen Altenburg 2 und Altenburg 3 abgebaut werden, scheinen an das SW-Ende der Scholle NO von Wabern—Udenborn—Uttershausen und die Fortsetzung der eggisch gerichteten Senke SW von Fritzlar gebunden zu sein. Auch hier sind die Braunkohlen wieder vorzugsweise auf der flach abfallenden Schulter einer Senke zu finden. Sobald wir uns von Gombeth weiter nach Osten in das Innere der Hessischen Senke hinein begeben, hört die Braunkohlenführung auf.

Verschiedene Bohrungen im Raum von Zennern, Wabern und Uttershausen haben Muschelkalk angetroffen, der außerhalb des eigentlichen Homberger Grabenzuges liegt. Die Verknüpfung der vorerwähnten Braunkohlen von Großenenglis—Gombeth mit der im Raum zwischen Wabern—Udenborn—Uttershausen sehr hoch anstehenden Trias mit nur geringer Tertiärüberdeckung und Braunkohlenfreiheit läßt sich vielleicht dahingehend auslegen, daß hier eine Insel aus dem Becken herausragte.

Im Frühjahr 1956 wurde von der PREAG einige hundert Meter südlich der Wasserbohrung Borken auf dem Blumenhain eine Aufschlußbohrung als Spülbohrung niedergebracht (Nr. 1970). Die Ergebnisse dieser Bohrung decken sich recht gut mit denen der Blumenhain-Wasserbohrung. Sie erreichte auch das Liegende des Tertiärs, und zwar in einer Tiefe von + 20,5 m über NN.

Wir haben also hier wieder ein sehr mächtiges tertiäres Schichtenpaket vor uns, dem aber, da die Bohrung im tiefsten Teil der Borkener Senke steht, die Kohle fehlt.

Das Profil der Bohrung wird in etwas vereinfachter Form nach den Bohrmeisterangaben im folgenden wiedergegeben:

Bohrung 1970

- 11,4 m Basaltbrocken und sandiger Lehm
 - 14,2 m Basalt ? (? Brocken ?) mit Lehm und Ton
 - 16,0 m Basalt und gelber sandiger Lehm
 - 42,0 m gelblichgrauer Ton mit glasklarem Quarzsand und „dunklen Basaltkörnern“ (?)
 - 51,0 m „tuffartige Schichten“ mit Quarzsanden
 - 76,0 m Ton, graublau, sehr zäh, mit einzelnen Basaltplatten
 - 80,0 m Ton, grüngelb, schwach kalkig
 - 82,0 m Ton, grau
 - 87,0 m Ton, braun
 - 89,0 m Ton, grüngelb
 - 90,0 m Ton, braun
 - 102,0 m Ton, dunkelbraun, mit Kohlespuren
 - 109,0 m Letten, grau
 - 112,0 m Ton, grau
 - 125,0 m Ton, graubraun
 - 142,0 m Ton, grau
 - 142,5 m harte Schicht (keine Probe gefördert)
 - 146,0 m Ton, braun
 - 148,0 m Ton, violett
 - 150,0 m Ton, hellgrau
 - 152,0 m Ton, graugrün
 - 154,0 m Ton mit Kohle
 - 155,0 m Ton, grünlichgrau
 - 156,0 m Kies, fein
 - 158,0 m Ton, braun
 - 162,0 m Ton, hellgrau
 - 200,0 m Ton, grau mit rötlichem, feinen Sand
 - 206,0 m sehr hartes Gestein, Quarzit? (keine Probe)
 - 213,0 m Ton, hellgrau
 - 227,0 m Ton, graublau
 - 234,6 m Ton, graublau und rot
 - 235,1 m Kalkstein
 - 248,4 m Ton, rot mit Sandsteineinlagen, nicht durchbohrt Röt (Endteufe)
- Ansatzpunkt + 254,88 m.

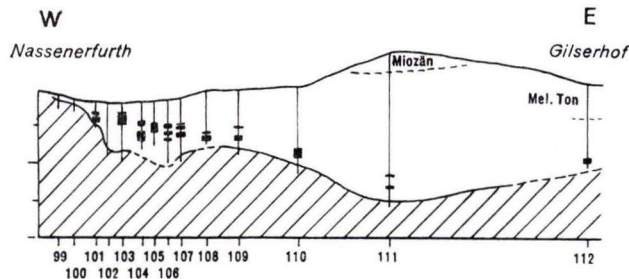
Dieses Bohrerergebnis bestätigt zunächst einmal mit der Tiefenlage der Grenze Tertiär/Trias bei etwa + 20 m die Richtigkeit der in der Karte zur vorerwähnten Arbeit gezeichneten tiefsten Senke.

Die Bohrung muß wie folgt gedeutet werden: bis 16 m liegt mit Lehm durchsetzter Basaltschutt mit offenbar großen Basaltbrocken vor. Das Schichtpaket von 16 bis 51 m muß als Kasseler Meeressand (Chatt) angesprochen werden. Das, was im Schichtenverzeichnis als „dunkle Basaltkörner“ angesprochen wurde (Proben haben uns leider nicht vorgelegen), ist Glaukonit. Die Schichten zwischen 51 und 80 oder 82 m sind als Rupelton anzusprechen. Der Höhenlage nach entspricht das durchaus dem im Stadtgebiet von Borken anstehenden Rupelton. Fraglich erscheinen die „einzelnen Basaltplatten“, die zwar durchaus als Basaltapophysen angesprochen

werden können, es kann sich aber auch um falsch gedeutete Kalkplatten handeln. Darunter folgen dann bis etwa 158 m Melanienton mit wechselnd buntgefärbten Tonen. Es folgt bis 234 m vorwiegend hellgrauer oder blaugrauer Ton aus dem tiefsten Teil des Tertiärs und darunter Muschelkalk und Röt.

Das Profil Nr. 10 quert die Borkener Senke zwischen Nassenerfurth und Gilserhof etwas südlich vom Profil Nr. 9.

Es zeigt noch einmal deutlich die Gesetzmäßigkeit der Bindung der Braunkohlen an bestimmte Teile der ehemaligen Senke. Das Becken selbst ist hier nicht ganz so tief, die Senkung ist also nicht so stark oder so schnell gewesen; deshalb waren in diesem Senkenteil die Bedingungen für die Kohlenbildung zeitweise besser als in dem Teil der Senke, der von Profil 9 geschnitten wird. Auch auf der Ostseite findet sich Braunkohle von nicht unbedeutender Mächtigkeit.



Profil 10 von W nach E von Nassenerfurth nach Gilserhof

Die sandige Ausbildung des kohleführenden Alttertiärs ist noch deutlicher als im Profil 9 eine Auswirkung des in unmittelbarer Nähe anstehenden Mittleren Buntsandsteins.

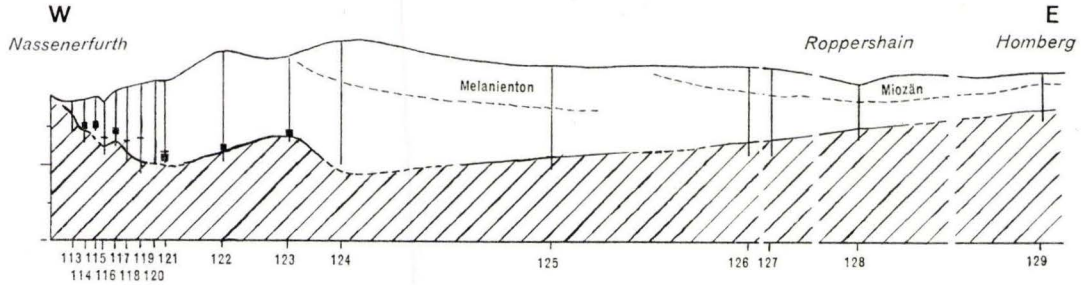
In diesem wie in anderen Profilen fallen gelegentlich Bohrungen auf, die frei von Kohlen sind, während unmittelbar daneben beträchtliche Flözmächtigkeiten erkannt wurden. Hier können bestimmte Strömungsverhältnisse, z. B. offene Wasserläufe in dem randlichen Sumpfmoor, die Kohlenbildung verhindert haben, wie auch das vielleicht schon sedimentierte Flöz wieder erodiert worden sein kann.

Die in diesem Profil gezeichnete Lagerung des Braunkohlenflözes läßt deutlich erkennen, daß die Absenkung nach der Flözbildung weiter ging. Ursprünglich muß das Flöz selbstverständlich nahezu horizontal gelegen haben. Es müßte dann auch horizontal bleiben, wenn die Randscholle mit dem Flöz gleichmäßig absank. Das Profil zeigt aber, daß das nicht der Fall ist, sondern daß der tiefere Teil der Senke stärker abgesunken ist als die randnahen Partien.

Zwei sich überlagernde Vorgänge haben zu dem heutigen Bild der Lagerung der Braunkohlenflöze geführt, einmal flexurartige Verbiegungen, zum andern regelrechte Brüche. Beide Vorgänge sind in den Tagebauen erkennbar.

Das Ost-West-Profil Nr. 11 von Nassenerfurth durch die Borkener Senke über Roppershain bis nach Homberg zeigt die fazielle Entwicklung und die Faktoren der Kohlenführung mit am deutlichsten. (Etwa von Roppershain an ist das Profil für die Darstellung in der Länge erheblich verkürzt worden.)

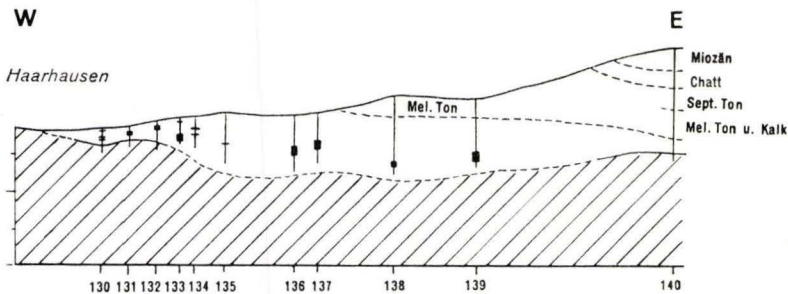
Der Westflügel der Borkener Senke, die hier in ihrem südlichen Teil geschnitten und nicht so tief ist wie etwas weiter nördlich, zeigt beträchtliche Braunkohlenmächtigkeiten. Der tiefste Teil der Senke ist braunkohlenfrei. Die Sedimente sind relativ sandig ausgebildet. Dieses Profil zeigt den Anstieg des prätertiären Untergrundes nach Osten hin sowie die Abnahme der Schichtmächtigkeit des Tertiärs in dieser Richtung deutlich. In der Wasserbohrung Homberg (etwas südlich der Stadt



Profil 11 von W nach E von Nassenerfurth nach Homberg

gelegen) tritt wieder etwas Kohle auf, die zur Braunkohlenfazies des östlichen Randgebietes des tertiären Sedimentationsraumes gehört.

Während die Bohrung Blumenhain I im tiefsten Teil der Borkener Senke eine Oligozänmächtigkeit von mehr als 200 m nachwies, zeigt die Wasserbohrung Homberg nur eine solche von 30—40 m.



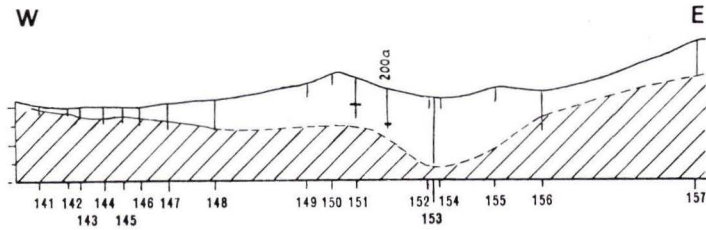
Profil 12 von W nach E von Haarhausen nach Stolzenbach

Das Profil Nr. 12 schneidet den südlichsten Teil der Borkener Senke in westöstlicher Richtung etwa auf der Linie Haarhausen—Stolzenbach.

Die Borkener Senke ist in diesem Profil nur noch schwach ausgebildet. Leider gibt es in diesem Raum nur wenige Bohrungen, die bis in das Liegende des Tertiärs abgeteuft wurden. Die Kohlenführung reicht weiter nach Osten als in den vorigen Profilen. Sie erstreckt sich nicht nur auf die westliche Schulter der Senke sondern erfüllt einen weiten, sehr flachen Raum. Im Beckeninnern führen die Tone recht viel Kalkeinlagerungen; es sei besonders auf Bohrung 140 hingewiesen. Die Darstellung sagt aber nicht aus, daß solche Kalklagen nicht auch in anderen Bohrungen an-

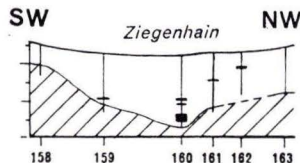
getroffen worden seien; sie wurden nur nicht erkannt oder nicht aufgezeichnet. Wahrscheinlich hat man früher öfters, wenn man Kalklagen traf, die Bohrungen in der Annahme eingestellt, daß Muschelkalk anstehe. In einigen Bohrungen ist die ältere Braunkohle also vielleicht gar nicht erreicht worden.

Auch dieses Profil zeigt die Abnahme der Oligozänmächtigkeit sowie den Anstieg des prätertiären Untergrundes von Westen nach Osten. Die kohlenführenden Schichten zeigen wieder einen erheblichen Anteil an Sanden.



Profil 13 von W nach E von Neuenhain nach Frielendorf

Das Profil Nr. 13 ist von Neuenhain über Dillich nach Frielendorf und weiterhin nach Osten gelegt worden. Es schneidet damit den Südteil des zusammenhängenden Braunkohlengebietes zwischen Borken und Dillich und zeigt dabei die Lagerungsverhältnisse, wie sie in den vorangegangenen Profilen bereits erörtert wurden. Das Profil läßt erkennen, daß das mächtige Randflöz nach Osten zum tiefsten Teil der Senke hin auskeilt. In diesen Schnitt ist eine vor wenigen Monaten ausgeführte Bohrung (B. 200 a Bl. Borken) hineinprojiziert worden, die durch Herrn Dipl.-Geologen GRAMANN eingehend bearbeitet worden ist. Sie paßt sich durchaus in das Profil ein und zeigt, daß die Schichten, mit denen die Kohle verzahnt ist, zum Melanionton gehören, ganz in Übereinstimmung mit der oben gegebenen stratigraphischen Vergleichstabelle. Rupelton legt sich wie bei Borken darüber hinweg. Der Schnitt ist bis in das Knüllgebiet hinein gezeichnet, wo die Bohrung 157 eine nicht unbedeutliche Basalmächtigkeit durchörterte, darunter jüngere Kohle antraf. Ebenso zeigt das Profil wie mehrere der vorerwähnten, daß die Oligozänmächtigkeit nach Osten hin beträchtlich abnimmt. Die Oligozän/Miozängrenze ist auch hier unsicher. Ein Teil der in den Bohrungen 156 und 157 angetroffenen höchsten Schichten dürfte mit größter Wahrscheinlichkeit zum Miozän zu stellen sein.



Profil 14 von SW nach NW durch die Ziegenhainer Senke

Südlich davon zeigt das Profil Nr. 14 schließlich einen in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Schnitt durch die südlichste und zugleich kleinste der Teilsenken, nämlich die eggisch streichende Ziegenhainer Senke.

Diese Senke weicht von den bisher besprochenen insofern ab, als es die Braunkohlen in ihrem tiefsten Teil zeigt, dagegen nicht in der Randzone.

Bei der Besprechung der Karte der Ausdehnung der unteroligozänen Ablagerungen ist bereits darauf hingewiesen worden, daß das Sedimentationsgebiet in der Gegend von Ziegenhain während des Alttertiärs sehr eng gewesen sein muß. Hier war das gesamte Becken (sofern es diesen Namen hier überhaupt noch tragen darf) randnah. Diese besondere Lage erklärt die von den bisher gezeigten Profilen abweichende Kohlenführung. Senkungen, die vielleicht heute noch andauern, haben das Kohlenflöz verbogen und in die gezeichnete tiefe Lage gebracht. Eine Pollenuntersuchung, die von THIERGART hier zum erstenmal an niederhessischen Braunkohlen ausgeführt wurde, hat gezeigt, daß diese Kohle zu den älteren Braunkohlen gehört.

Es ist wahrscheinlich durchaus möglich, daß die damaligen Braunkohlen-Sümpfe von hier aus sowohl den westlichen als auch den östlichen Beckenrand begleiteten. Hier war das Becken so schmal, daß die Braunkohlensümpfe, vielleicht unterbrochen durch eine breite Flußmündung, die gesamte Breite des Beckens einnahmen. Die Küstennähe zeigt sich hier auch in dem starken Sandanteil in den unteroligozänen Schichten. (Mittlerer Buntsandstein steht in der Gesamtumgebung an.) Der küstenfernere Melanientonraum lag von hier aus gesehen im Norden.

6. Die älteren Braunkohlen am Ostrand des Beckens

Die alttertiären Kohlen sind ein ausgesprochenes Randsediment und an die Ränder bzw. Senkenschultern gebunden, wo sie bisher an der Westseite an zahlreichen Stellen aufgeschlossen und abgebaut wurden und werden.

Es gibt aber auch Anzeichen für Braunkohlen am Ostrand der Senke. Auf der Ostseite sind (von Ziegenhain an nach Norden hin) Braunkohlen in der Bohrung 1727 der Gewerkschaft Frielendorf bei Sondheim in Basalttuffen gefunden worden, die aus der älteren Braunkohle stammen müssen.

Diese Bohrung hat 187 m Basalt und Basalttuff erbohrt. Darunter wurden noch 45 m tertiäre Sedimente durchsunken, ohne daß die Grenze Trias/Tertiär erreicht worden ist. In den Sedimenten im Liegenden des Basalttuffes fanden sich einzelne Kohlestreifchen und Kohlentone, die die Kohlenfazies am Ostrand darstellen, ohne daß ein eigentliches Flöz und das Liegende erreicht worden ist. Die Höhenlage dieser Schichten über NN spricht nach unseren bisherigen Kenntnissen dafür, daß es sich hierbei um ältere Braunkohlen handeln muß.

Eine Wasserbohrung der Stadt Homberg hat ältere Braunkohle angetroffen, deren Altersstellung durch die Überlagerung durch fossilführende Tone nachgewiesen ist. Außerdem sind Braunkohlen bei Malsfeld bekannt, und endlich gehören die alttertiären Kohlen von Oberkaufungen, Glimmerode, Epteroode auf die Ostseite des Beckens.

7. Zusammenfassung

Alle gezeichneten Profile beweisen die Bindung der Kohlen an die Randzone. Nach dem Inneren des Beckens hin dünnt die Kohle aus oder fehlt ganz.

Neben dieser allgemeinen Bindung an den Rand des tertiären Sedimentationsgebietes sind die Kohlen in gewisser Gesetzmäßigkeit mit den von UDLUFT & LANG (1956)

festgestellten und auf der dort beigegebenen Karte dargestellten Teilbecken und Schwellen verbunden.

Wie oben schon gesagt wurde, ist die Absenkung eine der Voraussetzungen dafür, daß sich Kohle in größerer Menge überhaupt bilden kann. Geht diese Senkung aber zu schnell vor sich, so „ertrinkt“ das Moor, und es werden Sande und Tone abgelagert. Ein bestimmter Senkungsbetrag durfte also nicht überschritten werden.

Wurde er aber überschritten, wie das offenbar in einigen der schmalen Senken (z. B. derjenigen von Maden—Obermöllrich—Kalbsburg) und dem tiefsten Teil der Borkener Senke der Fall war, dann sind diese Räume, auch wenn sie randnahe liegen, praktisch braunkohlenfrei.

Die Bildung der Braunkohle ist also neben der Lage zum Rand des Sedimentationsgebietes abhängig von der Struktur des Untergrundes der Niederhessischen Senke. Bei den größeren Senken sind die Kohlen an schwach abfallende Schultern gebunden. (Das zeigen die Profile durch die Borkener Senke besonders gut.)

Im Einklang mit der Kohlenbildung in der Nähe des Randes des Sedimentationsgebietes steht die Tatsache, daß die braunkohlenführenden Schichten i. a. sandiger ausgebildet sind als gleichalte, nicht kohleführende im Beckenninnern.

Tabellen-

Tabelle zu Profil 1

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25000	Bezeichnung der Bohrung
1	54		Niederzwehren 4722	Piepmeyer u. Co. F
2	50		„ „	„ „ „ B
3	137	12	„ „	Gew. Mönchehof 7
4	148	15	„ „	„ „ 18
5	171	18	„ „	PREAG 1858
6	117		„ „	Siegfried h
7	114		„ „	Gew. Brunhilde 47
8	113	24	„ „	„ „ 46
9	90	25	„ „	„ „ 19

Der prätertiäre Untergrund steigt, von den einzelnen Teilsenken abgesehen, in der Richtung von Westen nach Osten an. (Während das Oligozän an der Westseite der Niederhessischen Senke 200 m mächtig werden kann, ist es in der Wasserbohrung der Stadt Homberg nur zwischen 30 und 40 m stark.)

Zum Unterschied gegen das Unter- und Mitteloligozän sind die oberoligozän-miozänen Schichten in der Hauptsache sandig ausgebildet. Sie führen auch Kies- und Geröllagen. Die Ursache ist wieder in tektonischen Vorgängen zu sehen, die zu einer weiteren Heraushebung des Abtragungsgebietes geführt und damit die Reliefenergie und das Gefälle vergrößert haben. Außerdem dürfte die alttertiäre Verwitterungsrinde um diese Zeit schon weitgehend abgetragen gewesen sein, so daß es zu einer sandigeren Schüttung kommen konnte.

Der Sedimentationsraum des Miozäns kann vorläufig nicht näher erklärt werden, weil die Kenntnisse über diese Stufe noch immer zu lückenhaft sind. Allerdings scheint die größere Miozänmächtigkeit jetzt auf der Ostseite der Niederhessischen Senke zu liegen. Das Senkentiefste hat sich anscheinend in der Zeit vom Eozän zum Miozän von Westen nach Osten verschoben.

anhang

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 274 m	—	—	+ 263 m	sm
+ 261 m	—	—	+ 237 m	sm
+ 253 m	3,2 m	—	+ 223 m	sm
	+ 227 m			
+ 252 m	2,5 m	—	+ 215 m	sm
	+ 218 m			
+ 221 m	3,8 m	—	+ 139 m	so
	+ 157 m			
+ 217 m	0,5 m	—	< + 154 m	B.n.e.
	+ 154 m			
+ 207 m	—	—	+ 139 m	so
+ 201 m	6,9 m	—	< + 176 m	B.n.e.
	+ 176 m			
+ 205 m	4,0 m	—	+ 186 m	sm
	+ 190 m			

Tabelle zu Profil 2

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
10	163	20	Niederzwehren 4722	W. B.
11	66		„ „	W. B.
12	122	21	„ „	Siegfried Kb
13	121		„ „	„ i
14	117		„ „	„ h
15	118		„ „	„ g
16	116		„ „	„ f

Tabelle zu Profil 3

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
17	86	29	Niederzwehren 4722	Gew. Brunhilde 12
18	85		„ „	„ „ 11
19	84		„ „	„ „ 10
20	83		„ „	„ „ 9
21	162		„ „	Gew. Brunhilde 2/1919
22	161		„ „	„ „ 1/1919
23	168	22	„ „	PREAG 1840
24	127		„ „	Gew. Siegfried i
25	169		„ „	PREAG 1845

Tabelle zu Profil 4

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
26	176		Niederzwehren 4722	PREAG 1863
27	174	32	„ „	„ 1860
28	179		„ „	„ 1870
29	178	33	„ „	„ 1868
30	173	35	„ „	„ 1859a
31	177	37	„ „	„ 1866
32	181		„ „	„ 1875

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 244 m	—	—	+ 211 m	so
+ 227 m	2,6 m	—	+ 194 m	sm
+ 225 m	+ 197 m	—	+ 169 m	so
+ 221 m	2,4 m	—	+ 147 m	so (fraglich)
+ 217 m	+ 182 m	—	< + 176 m	B.n.e.
+ 207 m	—	—	+ 143 m	so
+ 200 m	0,5 m	—	< + 195 m	B.n.e.
	+ 154 m	—		

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 229 m	—	—	+ 174 m	so
+ 235 m	0,9 m	—	+ 170 m	so
+ 239 m	+ 174 m	—	+ 172 m	so (fraglich)
+ 233 m	7,2 m	—	+ 155 m	so
+ 210 m	+ 158 m	—	+ 161 m	sm
+ 210 m	5,3 m	—	+ 147 m	sm (fraglich)
+ 218 m	+ 161 m	—	+ 144 m	so
+ 221 m	7,3 m	—	+ 147 m	so (fraglich)
+ 202 m	+ 162 m	—	+ 113 m	sm
	3,1 m	—		
	+ 160 m	—		
	0,8 m	—		
	+ 139 m	—		

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 277 m	—	fraglich	+ 194 m	so
+ 224 m	2,5 m	—	+ 150 m	so
+ 220 m	+ 167 m	—	+ 147 m	so
+ 219 m	2,8 m	—	+ 143 m	so
+ 203 m	+ 157 m	—	+ 144 m	so
+ 201 m	—	—	+ 154 m	so
+ 190 m	1,9 m	—	fraglich	fraglich
	+ 165 m	—		

Tabelle zu Profil 5

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profillinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
33	144		Gudensberg 4822	PREAG 1829
34		s. M. BLANK- KENHORN	Erl. zur Geol. Karte von Preußen u. benach- barten Bundesstaaten, Bl. Gudensberg, Ber- lin 1919, S. 24 oben	
35	3	39	Gudensberg 4822	W. B.
36	134		„ „	Lamsberg 2
37	98		„ „	Gew. Amelie 3
38	108		„ „	Lamsberg 11
39	9		„ „	Richardsberg 11
40	11	43	„ „	„ 10
41	10	46	„ „	„ 3
42	13		„ „	„ 9

Tabelle zu Profil 6

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profillinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
43	31		Fritzlar 4821	PREAG 1799
44	32	57	„ „	„ 1800
45	33	58	„ „	„ 1801
46	34	47	„ „	„ 1804
47	137	48	Gudensberg 4822	„ 1805
48	138	49	„ „	„ 1807
49	139	50	„ „	„ 1810
50	140	51	„ „	„ 1814
51	141	52	„ „	„ 1815
52	115	53	„ „	Staustufe Felsberg 3
53	36	54	„ „	Nr. 6 bei Mittelhof
54	37	55	„ „	„ 5 „ „
55	38	56	„ „	„ 4 „ „
56	39		„ „	„ 13 „ „
57	40		„ „	„ 2 „ „

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 266 m	0,8 m + 180 m	—	+ 93 m	so
—	—	—	—	—
+ 225 m	0,9 m + 175 m	+ 195 m	< + 115 m	B.n.e.
+ 254 m	1,1 m + 206 m	+ 180 m (fraglich)	< + 165 m	B.n.e.
+ 267 m	4,7 m + 238 m	—	< + 200 m	B.n.e.
+ 238 m	4,2 m + 200 m	—	< + 190 m	B.n.e.
+ 236 m	—	—	< + 213 m	B.n.e.
+ 231 m	—	—	+ 215 m	sm
+ 225 m	—	—	< + 190 m	B.n.e.
+ 180 m	—	—	< + 138 m	B.n.e.

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 219 m	—	—	+ 213 m	so
+ 212 m	—	—	+ 180 m	so (fraglich)
+ 190 m	—	—	+ 180 m	so
+ 169 m	—	—	+ 107 m	so
+ 180 m	—	—	+ 112 m	so
+ 168 m	—	—	+ 98 m	so
+ 170 m	—	—	+ 90 m	so
+ 163 m	—	—	+ 142 m	so
+ 167 m	—	—	+ 51 m	so
+ 153 m	—	—	< + 145 m	B.n.e.
+ 162 m	—	—	< + 133 m	B.n.e.
+ 164 m	—	—	< + 126 m	B.n.e.
+ 172 m	1,5 m	—	< + 145 m	B.n.e.
	+ 155 m	—		
+ 193 m	3,2 m	—	< + 166 m	B.n.e.
	+ 170 m	—		
+ 204 m	1,8 m	—	< + 164 m	B.n.e.
	+ 171 m	—		

Profil zu Tabelle 7

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
58	29	81	Fritzlar 4821	PREAG 1795
59	36	83	„ „	„ 1809
60	37		„ „	„ 1812
61	9	86	„ „	„ 409
62	1	94	„ „	„ 400
63	64		„ „	„ 1488
64	604	110	Borken 4921	„ 604
65	118	115	Homberg 4922	Uttershausen 11/1942
66	123	116	„ „	Uttershausen 16/1943
67	34	127	„ „	Hebel 3/1939

Tabelle zu Profil 8

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
68	28		Homberg 4922	Grube Mardorf 6
69	56	167	„ „	„ „ 32
70	131		„ „	Mardorf 102a/49
71	61		„ „	„ 37
72	62		„ „	„ 38
73	60	168	„ „	„ 36
74	157		„ „	Ostheim 2/55
75	158		„ „	„ 1/55
76	153		„ „	„ 6/55
77	21		„ „	„ 11/1940
78	nicht bekannt		„ „	PREAG 1952
79	nicht bekannt		„ „	„ 1949

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 180 m	—	—	+ 170 m	sm (fraglich)
+ 176 m	1,4 m	—	+ 123 m	so
	+ 126 m			
+ 174 m	—	—	+ 166 m	so
+ 169 m	—	—	+ 87 m	mu
+ 167 m	0,7 m	—	+ 150 m	mu
	+ 151 m			
+ 167 m	—	—	+ 145 m	mu
+ 178 m	—	—	+ 165 m	sm
+ 169 m	—	—	+ 137 m	mu
+ 167 m	—	—	+ 160 m	mu
+ 168 m	0,5 m	(fraglich)	< + 90 m	B.n.e.
	+ 159 m			

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 190 m	—	—	+ 175 m	mu
+ 218 m	—	—	+ 210 m	mu
+ 240 m	—	—	+ 207 m	mu
+ 270 m	—	—	+ 202 m	mu
+ 295 m	1,0 m	—	+ 220 m	mu
	+ 264 m			
+ 270 m	—	—	+ 234 m	mu
+ 368 m	—	+ 325 m	< + 280 m	B.n.e.
+ 367 m	—	+ 300 m (fragl.)	< + 273 m	B.n.e.
+ 341 m	—	+ 300 m (fragl.)	+ 245 m	so
+ 310 m	9,3 m	fraglich	< + 160 m	B.n.e.
	+ 168 m			
+ 307 m	5,9 m	+ 241,90 m	nicht bekannt	B.n.e.
	+ 287,30 m	(fraglich)		
+ 295 m	12,7 m	fraglich	nicht bekannt	B.n.e.
	+ 258,80 m			

Tabelle zu Profil 9

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
80	940		Borken 4921	PREAG 940
81	944		„ „	„ 944
82	941		„ „	„ 941
83	942		„ „	„ 942
84	927		„ „	„ 927
85	1844		„ „	„ 1844
86	441		„ „	„ 441
87	1426		„ „	„ 1426
88	239		„ „	„ 239
89	421		„ „	„ 421
90	233		„ „	„ 233
91	813		„ „	„ 813
92	1523		„ „	„ 1523
93	814		„ „	„ 814
94	786		„ „	„ 786
95	675		„ „	„ 675
96	150a	183	„ „	W. B. Blumenhain
97	543		„ „	PREAG 543
98	1200		„ „	„ 1200

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 186 m	—	—	+ 182 m	sm
+ 186 m	8,3 m	—	< + 170 m	B.n.e.
	+ 172 m			
+ 186 m	8,2 m	—	< + 168 m	B.n.e.
	+ 170 m			
+ 185 m	7,2 m	—	< + 160 m	B.n.e.
	+ 162 m			
+ 185 m	8,1 m	—	< + 150 m	B.n.e.
	+ 151 m			
+ 185 m	—	—	< + 170 m	B.n.e.
+ 185 m	9,4 m	—	< + 132 m	B.n.e.
	+ 133 m			
+ 184 m	6,7 m	—	< + 133 m	B.n.e.
	+ 139 m			
+ 183 m	10,5 m	—	< + 139 m	B.n.e.
	+ 140 m			
+ 180 m	9,6 m	—	< + 140 m	B.n.e.
	+ 140 m			
+ 178 m	5,2 m	—	< + 134 m	B.n.e.
	+ 139 m			
+ 178 m	8,2 m	—	< + 145 m	B.n.e.
	+ 145 m			
+ 204 m	—		< + 196 m	B.n.e.
+ 188 m	3,9 m	—	< + 133 m	B.n.e.
	+ 134 m			
+ 210 m	—	—	+ 114 m	so
+ 213 m	8,1 m	—	< + 135 m	B.n.e.
	+ 136 m			
+ 252 m	—	+ 212 m	< + 17 m	B.n.e.
+ 175 m	8,7 m	—	< + 152 m	B.n.e.
	+ 152 m			
+ 203 m	—	+ 190 m	+ 140 m	sm

Tabelle zu Profil 10

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte in Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25000	Bezeichnung der Bohrung
99	1856		Borken 4921	PREAG 1856
100	1855		„ „	„ 1855
101	1198		„ „	„ 1198
102	1193		„ „	„ 1193
103	489		„ „	„ 489
104	1197		„ „	„ 1197
105	1502		„ „	„ 1502
106	1603		„ „	„ 1603
107	1602		„ „	„ 1602
108	1890		„ „	„ 1890
109	1534		„ „	„ 1534
110	1181		„ „	„ 1181
111	1682	187	„ „	„ 1682
112	499		„ „	„ 499

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 185 m	—	—	+ 183 m	sm
+ 183 m	—	—	+ 177 m	sm
+ 180 m	5,7 m	—	+ 156 m	sm
	+ 156 m			
+ 179 m	—	—	+ 118 m	sm
+ 178 m	13,4 m	—	< + 149 m	B.n.e.
	+ 149 m			
+ 179 m	15,9 m	—	< + 110 m	B.n.e.
	+ 130 m			
+ 180 m	8,9 m	—	< + 110 m	B.n.e.
	+ 142 m			
+ 180 m	9,6 m	—	< + 95 m	B.n.e.
	+ 130 m			
+ 185 m	4,0 m	—	+ 112 m	sm (fraglich)
	+ 134 m			
+ 194 m	6,6 m	—	+ 120 m (fragl.)	so (fraglich)
	+ 130 m			
+ 197 m	7,7 m	—	+ 123 m	sm (fraglich)
	+ 130 m			
+ 203 m	8,7 m	—	+ 99 m	sm
	+ 109 m			
+ 247 m	1,1 m	+ 225 m (fragl.)	+ 51 m	so
	+ 69 m			
+ 207 m	3,5 m	—	+ 100 m (fragl.)	so
	+ 104 m			

Tabelle zu Profil 11

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
113	487		Borken 4921	PREAG 487
114	1493		„ „	„ 1493
115	1494		„ „	„ 1494
116	1495		„ „	„ 1495
117	494		„ „	„ 494
118	1547		„ „	„ 1547
119	1548		„ „	„ 1548
120	1552		„ „	„ 1552
121	513		„ „	„ 513
122	1665		„ „	„ 1665
123	1681		„ „	„ 1681
124	648		„ „	„ 648
125	58a	194	„ „	Hessenland 3
126	62a	195	„ „	„ 6
127	164		Homberg 4922	PREAG 1955
128	163		„ „	Gew. Frielendorf 647
129	129	196	„ „	W. B.

Tabelle zu Profil 12

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profilinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1:25 000	Bezeichnung der Bohrung
130	1647		Borken 4921	PREAG 1647
131	1652		„ „	„ 1652
132	1627		„ „	„ 1627
133	1631		„ „	„ 1631
134	1660		„ „	„ 1660
135	1662		„ „	„ 1662
136	1414		„ „	„ 1414
137	173a		„ „	Gew. Frielendorf 1748
138	170a		„ „	„ „ 1745
139	63a		„ „	„ „ 640
140	61a		„ „	„ „ 637

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 179 m	—	—	+ 170 m	sm od. so
+ 181 m	6,9 m	—	< + 142 m	B.n.e.
+ 187 m	+ 146 m 5,9 m	—	< + 144 m	B.n.e.
+ 181 m	+ 151 m 0,8 m	—	+ 120 m	sm
+ 195 m	+ 130 m 4,5 m	—	+ 136 m	so
+ 199 m	+ 147 m —	—	+ 114 m	sm (fraglich)
+ 202 m	—	—	+ 105 m	sm (fraglich)
+ 207 m	—	—	< + 193 m	B.n.e.
+ 205 m	8,5 m	—	< + 103 m	B.n.e.
+ 245 m	+ 104 m 6,8 m	—	+ 117 m	sm
+ 242 m	+ 118 m 6,5 m	—	+ 136 m	sm
+ 260 m	+ 137 m —	—	< + 105 m	B.n.e.
+ 230 m	—	—	+ 129 m	mu (fraglich)
+ 223 m	—	+ 195 m (fragl.)	+ 123 m	so
+ 216 m	—	+ 197 m (fragl.)	+ 83 m	so
+ 205 m	—	+ 182 m (fragl.)	+ 146 m	sm
+ 215 m	3,0 m (sehr unrein) + 166 m	+ 200 m (fragl.)	+ 171 m	so

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 185 m	3,6 m	—	+ 161 m	sm
+ 189 m	+ 170 m 4,5 m	—	+ 172 m	sm
+ 195 m	+ 175 m 3,8 m	—	+ 166 m	sm
+ 199 m	+ 186 m 8,0 m	—	< + 165 m	B.n.e.
+ 201 m	+ 168 m —	—	< + 152 m	B.n.e.
+ 204 m	0,8 m	—	< + 150 m	B.n.e.
+ 175 m	+ 156 m 6,8 m	—	< + 96 m	B.n.e.
+ 205 m	+ 101 m 8,2 m	—	< + 144 m	B.n.e.
+ 225 m	+ 152 m 3,4 m	—	< + 119 m	B.n.e.
+ 223 m	+ 126 m 5,0 m	—	< + 135 m	B.n.e.
+ 215 m	+ 139 m —	+ 187 m	+ 150 m (fragl.)	sm (fraglich)

Tabelle zu Profil 13

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profillinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1: 25 000	Bezeichnung der Bohrung
141	132		Ziegenhain 5021	Gew. Frielendorf, Pegel- bohrung 3/1951
142	71	205	„ „	Gew. Frielendorf 1323/1935
143	86		„ „	„ „ 1354/1936
144	73		„ „	„ „ 1325/1935
145	161		„ „	„ „ 1875/1956
146	75		„ „	„ „ 1327/1935
147	67		„ „	„ „ 1253/1934
148	64	211	„ „	„ „ 1248/1934
149	11		„ „	Gem. Dillich, Wasservers. Neusiedlung Welcherod, 1921
150	10		„ „	Gem. Verna, Wasservers. Neusiedlung Welcherod, 1921
151	13		„ „	Gew. Frielendorf 517/1921
152	54		„ „	„ „ 820/1928
153	16	214	„ „	„ „ 550/1922
154	52		„ „	„ „ 818/1928
155	32		Schwarzenborn 5022	„ „ 137?/1907
156	29	215	„ „	„ „ 879/1929
157	26		„ „	„ „ 552/1921/22

Tabelle zu Profil 14

Lfd. Nr.	Nr. im Bohrarchiv des Hess. Landes- amtes für Bodenforschung	Nr. der Bohrpunkte im Lageplan der Profillinien vgl. Karte (Tafel 20)	Top. Karte 1: 25 000	Bezeichnung der Bohrung
158	48	232	Ziegenhain 5021	Gew. Frielendorf 7/1922
159	126	229	„ „	Ziegenhain 4/51
160	108	227	„ „	W. B.
161	128	226	„ „	Ziegenhain 6/51
162	127	225	„ „	„ 5/51
163	46	224	„ „	Gew. Frielendorf 5/1922

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 195 m	—	—	+ 193 m	sm
+ 195 m	—	—	+ 185 m	sm
+ 197 m	1,4 m	—	tiefer als + 173 m	—
+ 186 m	+ 175 m 4,5 m	—	tiefer als + 165 m	—
+ 194 m	+ 166 m 3,8 m	—	tiefer als + 172 m	—
+ 195 m	+ 174 m	—	+ 165 m	sm
+ 199 m	0,6 m	—	+ 159 m	sm
+ 214 m	+ 162 m 2,3 m	—	+ 137 m	sm
+ 255 m	+ 157 m	—	—	nicht durchteuft
+ 280 m	—	—	—	nicht durchteuft
+ 267 m	1,9 m	—	tiefer als + 182 m	—
+ 217 m	+ 196 m	—	tiefer als + 186 m	—
+ 217 m	nur unreine Kohle	—	tiefer als + 40 m	?
+ 217 m	—	~ + 190 m (?)	tiefer als + 181 m	?
+ 243 m	19,3 m	< + 232 m	tiefer als + 232 m	?
+ 231 m	+ 260 m	< + 181 m (?)	tiefer als + 181 m	—
+ 361 m	—	< + 275 m	evtl. wenig tiefer tiefer als + 275 m	—
	1,5 m + 301 m			

(Fortsetzung)

Höhe des Ansatzpunktes über NN	Kohlenmächtigkeit Untergrenze der Kohle über NN	Lage der Grenze Miozän-Oligozän	Tertiärbasis über NN	Tertiär wird unterlagert von:
+ 225 m	—	—	+ 202 m	sm
+ 213 m	0,5 m	—	+ 142 m	so
+ 210 m	+ 150 m 10,5 m	—	+ 116 m	sm
+ 212 m	+ 123 m 0,8 m	—	+ 143 m	so
+ 213 m	+ 185 m 1,1 m	—	+ 154 m	sm
+ 238 m	+ 196 m	—	+ 175 m	sm

Schriftenverzeichnis

- BEYSCHLAG, O.: Erl. geol. Kte. Preußen u. benachb. Bundesländer, Bl. Melsungen 4823, Berlin 1891 u. Bl. Besse (Niederzwehren) 4722, Berlin 1909.
- BISMARCK, W.: Neue Untersuchungen über Tektonik und Beckenbildung in der Niederhessischen Senke in der Gegend von Fritzlar und Homberg, Bez. Kassel. — N. Jb., Abh., Abt. B, 88, S. 85—106, Stuttgart 1944.
- BLANCKENHORN, M.: Erl. geol. Kte. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, Bl. Schwarzenborn 5022, Berlin 1919 (1919a); Bl. Gudensberg 4822, Berlin 1919 (1919b); Bl. Homberg a. d. Efze 4922, Berlin 1920; Bl. Borken 4921, Berlin 1926 (1926a); Bl. Schrecksbach 5121, Berlin 1926 (1926b); Bl. Ziegenhain 5021, Berlin 1926 (1926c).
- Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 1, S. 7—82, Wiesbaden 1950.
- BOIE, FRIEDRICH: Das Braunkohlentiefbauvorkommen Gegend Stolzenbach (Bergwerk Frielendorf AG.). — Geol. Meldearbeit Clausthal-Zellerfeld 1954.
- BROSIUS, M.: Die Tertiärmulde von Glimmerode. — Hess. Lagerstättenarchiv, 4, Wiesbaden 1959 (im Druck).
- BROSIUS, M. & GRAMANN, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 85, S. 206—217, 1957.
- ELBORG, A.: Die braunkohlenführenden Schichten bei Borken (Bez. Kassel). Ihre Tektonik und Paläogeographie besonders auf Grund von etwa 1600 Bohrungen. — Diplomarbeit Marburg 1951 (unveröffentlicht).
- GRAMANN, F.: Schildkröten aus dem Melanienton von Borken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 84, S. 16—20, Wiesbaden 1956.
- HÜCKRIEDE, R.: Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 196—201, Wiesbaden 1954.
- KLÜPFEL, W.: Über die natürliche Gliederung des hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. — Geol. Rdsch., 19, S. 263—283, Berlin 1928.
- MÜRRIGER, F. & PFLANZL, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 83, S. 71—89, Wiesbaden 1955.
- PFLUG, HANS D.: Zur Abfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 152—178, 1957.
- STECKHAN, W.: Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. — Hess. Lagerstättenarch., 1, Wiesbaden 1952.
- UDLUFT, H.: Ergänzungen und Bemerkungen zu der Arbeit von M. BLANCKENHORN über das Tertiär Niederhessens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI) 1, S. 83—100, Wiesbaden 1950.
- & LANG, H. D.: Der Untergrund der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, Wiesbaden 1956.

Manuskript eingegangen am 25. 7. 1958

Neue mikropaläontologische Beobachtungen zu den Tertiärvorkommen des Reinhardswaldes und des benachbarten Bramwaldes

Von

HELMUT BARTENSTEIN, Celle

Mit 1 Abbildung und der Tafel 21

Zusammenfassung

Beschreibung weiterer Fundpunkte sandschaliger Foraminiferen im Reinhardswald, Bramwald, südlichen Solling und Hils mit Diskussion ihres Alters, wobei Verf. auf Grund neuer Überlegungen nunmehr ein ober-oligozänes Alter solcher monotonen Mikrofaunen im Hangenden der fossil- und glaukonitreichen „Kasseler Meeressande“ vertreten möchte.

In Fortsetzung der 1958 begonnenen Beschreibung tertiärer Mikrofaunen-Vorkommen aus dem Reinhardswald war in der Folgezeit versucht worden, durch systematische Aufsammlung weitere Fundpunkte mit Mikrofauna zu erschließen, ihr Tertiär-Alter zu bestimmen wie eine nochmalige Überprüfung der Oligozän-Stufen vorzunehmen.

Wiederum verdanken wir Diplom-Geologen H. REGENHARDT-Hamburg die wesentlichste Unterstützung bei der Probensammlung.

Untersuchungsmaterial

Über den Reinhardswald hinausgreifend, aus dem noch ein wichtiger Fundpunkt (12) berichtet wird, wurden 5 Proben aus dem Bramwald bzw. Grenzgebiet Bramwald/Solling ausgewählt (7—11) wie eine weitere Probe aus dem entfernter liegenden Hils (6). Die Fundortsbezeichnung in Abb. 1 umfaßt nochmals die bereits 1958, S. 270, Abb. 1 behandelten Aufschlüsse (jetzt in eckigen Klammern außer Punkt 3), um somit den Gesamtüberblick wie die Diskussion aller Tertiärpunkte mit Mikrofauna zu erleichtern.

Voller Absicht wurde diesmal die Probenauswahl auf solche Aufschlüsse beschränkt, die von vornherein „Sandschaler-Mikrofaunen“ erwarten ließen, wogegen sicheres Mittel-Oligozän (mit seiner kennzeichnend reichen Foraminiferenfauna) und Ober-Oligozän (mit glaukonitischen Kalksandsteinen und reicher, großwüchsiger Mikro- wie Makrofauna) ebenso wie das Unter-Oligozän von Vardeilsen aus der folgenden Betrachtung ausgeklammert wurden. Die Entfernung vom nördlichsten (6) zum südlichsten (12) Aufschluß beträgt 68 Kilometer!

Aufschluß 6

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Gronau 3924, Koordinaten Hochwert: 63700, Rechtswert: 46150, Höhe über NN: + 195 m. — Glassandgrube Duingen im Nordteil der Hilsmulde, etwa 1,8 km westlich Duingen gelegen.

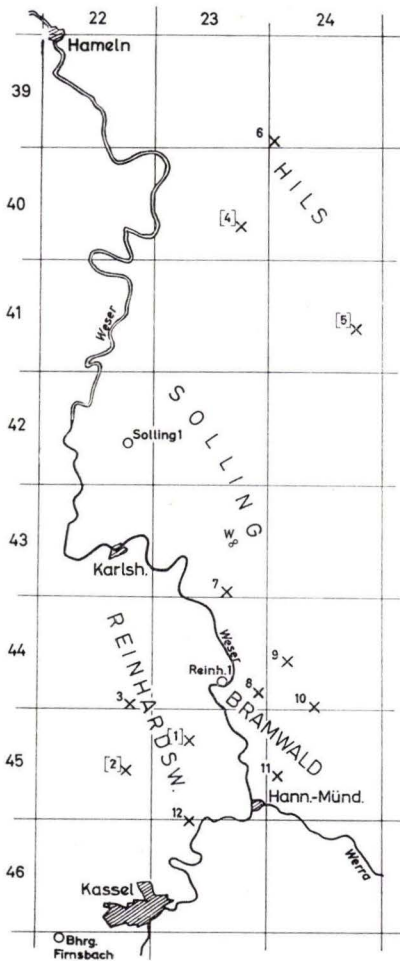
Formation: Oligozän im Verband etwa 2—2,5 m mächtiger grüngrauer Glaukonit-sande, die im Liegenden limnische Sande des Eozän, im Hangenden solche des Miozän anstehen haben. Nähere Einzelheiten des Vorkommens bei R. HERRMANN 1935, von uns ferner zitiert 1958, S. 276. Nach HERRMANN haben die Glaukonitsande bisher weder Makro- noch Mikrofauna ergeben.

Gestein (Schlämmerückstand): Heller weißer Quarzsand mit Glaukonit und nicht seltener Mikrofauna, ausschließlich sandschaligen Foraminiferen (deren Auffinden mir auch von Dr. R. HUCKRIEDE — Hannover in freundlicher Weise brieflich bestätigt wurde).

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 1):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammina* und *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammina* sp., *Textularia* sp., *Verneuilina* sp., *Ataxophragmium* sp.

Abb. 1. Karte der bearbeiteten Tertiär-Fundpunkte im Reinhardswald, Bramwald und benachbarten Gebieten mit Meß-Einteilung der topographischen Karten 1:25000. — Erweiterung der Abb. 1 aus BARTENSTEIN 1958, S. 270, wobei in eckige Klammern sämtliche jetzt nicht mehr berücksichtigten Fundpunkte gesetzt wurden, die durch Makro- und Mikrofauna (kalkschalige Foraminiferen, Ostracoden, Bryozoen und Echinodermenreste) eindeutig als Unter-, Mittel- oder Ober-Oligozän ausweisbar waren. — Die Fundpunkte 3, 6—12 enthalten also nur sandschalige Foraminiferen. — W = Flachbohrprogramm Wiensen im südlichen Solling (Profilangaben siehe: HEDEMANN 1957, S. 630).



Aufschluß 7

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Uslar 4323, Koordinaten Hochwert: 18840—18850, Rechtswert: 42150, Höhe über NN: + 210 m. — Talgrund nordöstlich des Ortes Oedelsheim im südlichen Solling.

Formation: Ober-Oligozän mit gelbbraunem und rotbraunem, glaukonitischen Sand und mit grünlichbraunem Glaukonitton, in denen nach den Erläuterungen zur geologischen Karte Makrofauna enthalten ist, wie auch aus benachbarten Aufschlüssen glaukonitische Kalksandsteine mit Molluscen und Bryozoen bekannt wurden (LINSTOW 1928).

Gestein (Schlammrückstand): Gelblicher bis schmutziggelblichgrauer Feinstsand, etwas limonitisch und feinglaukonitisch (der Glaukonitton dagegen deutlich grünlich und stark glaukonitisch), unter dem Mikroskop glasigklare, auch weiße, gelbliche und rötliche Quarzkörner. Nicht selten Mikrofauna, ausschließlich sandschalige Foraminiferen, ferner Kegelzähne.

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 2):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammina* und *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammina* sp., *Textularia* sp., *Verneuilina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Bigenerina* sp., *Ataxophragmium* sp., Schneckenreste, Kegelzähne.

Aufschluß 8

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Oedelsheim 4423, Koordinaten Hochwert: 09140, Rechtswert: 45340, Höhe über NN: + 350 m. — Westhang des Sandberges, am Nordrand des Bramwaldes und nordöstlich Hemeln gelegen.

Formation: Nach den Erläuterungen waren in einer alten Sandgrube neben weißem Glassand des Miozän glaukonitische Sande mit fossilführendem Brauneisenstein des Ober-Oligozäns aufgeschlossen.

Wir fanden in der westlichen Grubenwand unmittelbar neben dem miozänen Glassand fossilführende, glaukonitische Eisensteine, eingelagert in bräunlichen Feinsand, welch letzterer auf einen Mikrofossilgehalt untersucht wurde.

Gestein (Schlammrückstand): Feinsand, gelblichgrau, unter dem Mikroskop glasigklar, scharfkantig, mit schwachem Glaukonitgehalt, ferner mit Limonitbröckchen, in denen Glaukonit und Molluscensteinkerne eingebettet bzw. abgedrückt sind. Sandschalige Foraminiferen konnten nur in einzelnen, wenigen Bruchstücken (*Ammodiscus*, *Rhizammina*) gefunden werden.

Bemerkungen: Der Aufschluß am Sandberg ist zweifellos in seinem heutigen Zustand recht unklar. Ein echter Kontakt Oligozän/Miozän ist nicht nachweisbar. Man könnte deshalb vermuten, daß die oberoligozänen, fossilführenden Eisensteine im Miozän eingelagert enthalten sind, womit ähnliche Beobachtungen von anderen Miozän-Vorkommen auf diesem wie Nachbarblättern (z. B. Jühnde 4524) übereinstimmen (siehe auch die Bemerkungen zu Aufschluß 11).

Aufschluß 9

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Dransfeld 4424, Koordinaten Hochwert: 12050, Rechtswert: 48250, Höhe über NN: + 285 m. — Weganschnitt im Forst Thühausen nördlich Löwenhagen, nördlich des Bramwaldes gelegen.

Formation: Auf dem Meßtischblatt bisher noch nicht auskartiert worden. Es handelt sich um ein von Diplom-Geologen H. REGENHARDT neu aufgefundenes, isoliertes Tertiär-Vorkommen, dem mittleren Buntsandstein aufgelagert bzw. in einem nicht näher abgrenzbaren Grabenbruch erhalten geblieben. Das tonig-plastische Gestein enthält einen grünlichgrauen Glaukonitsand, auch bräunlichgelb, rötlich und schmutzibraun gefärbt.

Gestein (Schlammrückstand): Quarzfeinsand, hellgrau mit bräunlichen, eisenschüssigen Komponenten und mit reichlich Glaukonit, dessen grüne Farbe aber im sonstigen Farbton des Schlammrückstandes zurücktritt. Viele sandschalige Foraminiferen sind im Rückstand enthalten.

Bemerkungen: Dicht bei diesem Aufschluß wurde noch ein weiterer Fundpunkt erschlossen (Hochwert: 11900, Rechtswert: 48200), dessen ton-ärmer, lockerer brauner Sand nur wenige Sandschaler enthielt, so daß seine gesonderte Betrachtung nicht notwendig erscheint. Sein Schlämmrückstand bestand aus gelbbraunem und hellem Feinstsand.

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 3):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammina* und *Hyperammia* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammina* sp., *Textularia* sp., *Verneuilina* sp., *Bigenerina* sp., *Ataxophragmium* sp., *Reophax* sp., *Pelosina* sp.

Aufschluß 10

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Dransfeld 4424, Koordinaten Hochwert: 07680, Rechtswert: 51300, Höhe über NN: + 295 m. — Bahnunterführung westlich Dransfeld.

Formation: Bisher als Tertiär noch nicht auskartiert worden, z. Z. durch Drainage-Arbeiten in einem tiefen Graben aufgeschlossen. Es handelt sich um einen grünlichbraunen bis gelblichbraunen, absolut kalkfreien, sandigen Ton.

Gestein (Schlammrückstand): Feinstsand, gelblichgrau, scharfkantig, unter dem Mikroskop glasigklare Quarzkörner, schwach limonitisch, glaukonitfrei, mit nicht selten sandschaligen Foraminiferen.

Bemerkungen: Wenn auch der Aufschluß nur sehr eng begrenzt ist, so möchte man doch — in Parallele zu ähnlichen Beobachtungen durch KOENEN auf Blatt 4524 Jühnde (Erl. S. 11) — bei diesem Ober-Oligozän an ein Spaltenrelikt innerhalb der Trias denken, da hier Oberer Buntsandstein und Muschelkalk im Untergrund anstehen. Dafür spricht auch die Mächtigkeit der Tone und Sande, von denen mehrere Meter abgegraben wurden, ohne den triassischen Untergrund erreicht zu haben.

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 4):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammina* und *Hyperammia* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammina* sp., *Textularia* sp., *Trochamminoides* sp., *Ataxophragmium* sp.

Aufschluß 11

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Jühnde 4524, Koordinaten Hochwert: 00700, Rechtswert: 47400, Höhe über NN: + 305 m. — Tertiärquarzit-Bruch Blümer Berg südlich des Bramwaldes.

Formation: Hohes Ober-Oligozän (sogenannte Hauptquarzitschichten im Hangenden der „Kasseler Meeressande“ bzw. im Liegenden der miozänen Braunkohle), wobei das Untersuchungsmaterial aus einem eisenschüssigen, braunen lehmigen Sand stammt, der den Quarziten auflagert.

Gestein (Schlammrückstand): Braungelber, limonitischer Feinsand mit Glaukonit und seltenen sandschaligen Foraminiferen.

Bemerkungen: Ein Normalprofil für Miozän und höheres Ober-Oligozän des Dransfelder Raumes, vornehmlich nach H. SCHMIDT 1936, lautet wie folgt:

- | | |
|--------|-------------------------|
| Miozän | 1) Basalt |
| | 2) Braunkohle mit Tonen |

- Ober-Oligozän 3) ein ca. 1 m mächtiges Quarzitlager nahe des Kopfes der unterlagernden Sande (4)
- 4) mehr als 20 m mächtige, helle Sande mit Geröllen, darin auch oberoligozäne Fossilien aufgearbeitet
- 5) Glaukonitsande und Töpfertone: marines Ober-Oligozän

Da die limnische Entstehung des Quarzitlagers durch die eingeschlossene Flora gesichert erscheint, dürften die von uns aufgefundene Mikrofauna und Glaukonit im Hangenden der Quarzite des Blümer Berges umgelagertes Material der „Kasseler Meeressande“ darstellen (siehe auch: MURAWSKI 1953, S. 498—500: limnisch-fluviatile Serie im Hangenden der „Kasseler Meeressande“).

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 5):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammmina* und *Hyperammmina* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammmina* sp., *Textularia* sp., *Ataxophragmium* sp., Schwamm-Nadeln.

Aufschluß 12

Fundpunkt: Top. Karte 1:25000, Bl. Münden 4523, südlicher Blattrand und Bl. Kassel-Ost 4623, nördlicher Blattrand. Die dicht aneinander gereihten Fundpunkte verteilen sich entlang dem östlichen Landstraßen-Hang nördlich Knickhagen mit folgenden Koordinaten für den südlichsten (= tiefsten) bzw. nördlichsten (= höchsten) Probenpunkt:

Hochwert: 5 696 100, Rechtswert: 3 538 510 (Bl. 4623)

Hochwert: 5 696 180, Rechtswert: 3 538 500 (Bl. 4523).

Höhe über NN: + 170 m bis + 185 m. — Die Fundpunkte liegen am Südrande des Reinhardswaldes.

Formation: Ober-Oligozän („Kasseler Meeressand“), wobei der Aufschluß nach F. SCHWARZ 1930, S. 27—28 wie folgt ausgesehen hatte (wörtliches Zitat): „Auf einer Bank von gebleichtem Mittleren Buntsandstein liegen 3 m glaukonitischer Sand [= unsere tiefsten Probenpunkte. — Verf.], der an der Basis lehmig und grobsandig, dazu intensiv grün ist. Die Korngröße nimmt rapide ab, so daß das Einzelkorn in der obersten meterstarken Lage unter zehnfacher Vergrößerung kaum zu erkennen ist. Der Glaukonitgehalt macht sich hier nur noch durch eine schwache lokale Verfärbung bemerkbar. Der Farbton des Sandes ist weißlich bis gelb. Sehr stark ist die Glimmerbeimengung.

Hierüber folgt eine Lage von Brauneisensteinknollen, die voll Fossilien sind.

Die nächste starke Sandlage ist klar und feinkörnig, im ganzen ist die Farbe mattgrünlich bis braungelb. Dieser Sand zieht sich bis über den Straßenknick hin, er wird nach oben blasser und klumpiger.“ [= unsere höchsten Probenpunkte. — Verf.]

Unsere eigene Probenentnahme konnte die Angaben von SCHWARZ nicht in allen Punkten bestätigen. So fanden wir vor allem die Bank der fossilführenden Eisensteine ca. 3 m im Hangenden der Buntsandstein-Oberkante nicht wieder, sondern erst eine solche fossilreiche Bank ca. 15 m über dem mittleren Buntsandstein, zugleich damit den höchst aufgeschlossenen „Kasseler Meeressand“ abschließend.

Sollte SCHWARZ tatsächlich bereits 3 m über dem Buntsandstein fossilführende Brauneisensteinknollen anstehend vorgefunden haben, so wären es nur untergeordnete Einlagerungen, wogegen unsere höchsten, 15 m über dem Buntsandstein

liegenden Fossilschichten hier zugleich den Abschluß des Ober-Oligozäns darstellen (sie dürften vielleicht dem „fossilreichen Kalksandstein“ in den Erl. des Bl. Hann. Münden 4523, S. 10 oben entsprechen).

Unsere im Profil entnommenen Proben liegen wie folgt (vom Hangenden ins Liegende):

a) ca. 15 m über dem mittleren Buntsandstein (= Wilhelmshausener Sandstein), am Fußweg zum Friedhof, etwa in der Hangmitte liegend: höchst aufgeschlossener „Kasseler Meeressand“ unmittelbar im Liegenden des fossilführenden Eisensteins. Es handelt sich um einen braungelb und rostrotten, limonitischen und glaukonitischen Feinsand.

b) ca 5—7 m über dem mittleren Buntsandstein am unteren östlichen Straßenhang in der und südlich der oberen Landstraßenkurve (Bl. 4523, südl. Blattrand). Mehrere Proben aus Hanggrabungen mit grünlichgrauem und gelblichem, tonigen Glaukonitfeinsand.

c) ca. 0,5—1 m über dem mittleren Buntsandstein am unteren östlichen Straßenhang der unteren Landstraßenkurve (Bl. 4623, nördl. Blattrand): braungelber, toniger Feinsand.

d) 0,3—0,5 m über dem mittleren Buntsandstein: grünlichgrauer glaukonitischer, toniger Feinsand.

e) Grünlicher, toniger Glaukonitsand (deutlich gröber als die höheren Proben) unmittelbar über dem mittleren Buntsandstein: als Schlitzprobe aus Spalten und bis 0,2 m im Hangenden des Buntsandsteins entnommen.

— Die Proben c—e entstammen demselben Aufschluß, der sowohl wiederholt in der Literatur beschrieben wurde wie als einziger heute noch neu aufgrabbar ist. —

Gestein (Schlämmrückstand): Probe a) Schmutziggelber Feinstsand, schwach limonitisch, unter dem Mikroskop glasigklare und schwach gelbliche Quarzkörner, vornehmlich scharfkantig, wenig kleine Glaukonitkörner, aber viel sandschalige Foraminiferen. — Proben b—e schmutziggrauer bis grünlichgrauer, deutlich glaukonitischer Fein- bis Feinstsand, Quarzkörner unter dem Mikroskop glasigklar, teilerundet. Proben b und e besonders stark glaukonitisch, Proben d und e Korngröße deutlich gröber als in den höheren Proben. (Jedoch ist eine Probe ca. 5 m über dem Buntsandstein ebenfalls gröberkörnig und grobglaukonitisch als Beweis, daß auch in höheren Lagen die Korngröße stark schwanken kann und der Anteil der gröberen Komponente keineswegs nur auf die unmittelbare Buntsandstein-Auflagerung der Tertiärsande beschränkt bleibt.) In allen Proben sind sandschalige Foraminiferen enthalten, zum Teil nicht selten.

— Überraschend in diesem so kennzeichnenden Aufschluß des „Kasseler Meeressandes“ ist die Tatsache, daß im gesamten Profil trotz durchgehenden, reichen Glaukonitgehaltes keine kalkschaligen Foraminiferen oder Ostracoden nachweisbar sind! —

Mikrofauna (Taf. 21 Fig. 6):

Ammodiscus incertus (ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Rhizammina* und *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides* und *Trochammina* sp., *Textularia* und *Verneuvilina* sp., *Trochamminoides* sp., *Bigenerina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Ataxophragmium* sp.

Mikropaläontologisch-stratigraphische Ergebnisse

Die neuen Fundpunkte sandschaliger Foraminiferen, ausgewählt aus einem umfangreicheren Material, lassen sich in 3 Gruppen gliedern:

1. Fundpunkte Nr. 7, 8 und 12 aus Aufschlüssen in sicherem „Kasseler Meeressand“, belegt mit makrofossilführenden Gesteinen des Ober-Oligozäns.

2. Fundpunkte Nr. 3, 6 und 11 aus Aufschlüssen in bisher als fossilfrei bekanntem Oligozän (6), in bisher als Eozän bestimmtem Gestein (3) und in limnischem, hohen Ober-Oligozän, sog. Hauptquarzitschichten (11).

3. Fundpunkte Nr. 9 und 10 aus Aufschlüssen, in denen bisher noch kein Tertiär auskartiert worden war, wobei Probe 9 dem mittleren, Probe 10 dem oberen Buntsandstein auflagert.

Allen diesen Proben ist, trotz zum Teil weiter räumlicher Trennung, der gleiche Gehalt an sandschaligen Foraminiferen gemeinsam mit gattungs- und artgleichen Formen, ferner (außer Fundpunkt 10) ein gleichmäßiger, kennzeichnender Glaukonitgehalt.

Wenn man von dem Fundpunkt 11 absieht, der zweifellos oligozäne Mikrofauna und Glaukonit auf sekundärer Lagerstätte führt, so enthalten die übrigen Aufschlüsse eine autochthone Foraminiferenfauna, bei Nr. 7, 8 und 12 durch begleitende Makrofauna als Ober-Oligozän („Kasseler Meeressand“) ausgewiesen.

Vornehmlich der Aufschluß 12 nördlich Knickhagen birgt den entscheidenden Schlüssel zur Klärung der Herkunft der sandschaligen Foraminiferen, da dieses dem mittleren Buntsandstein auflagernde Tertiärprofil einwandfrei ausdeutbar und nach seiner Makrofauna in das Ober-Oligozän zu stellen ist. Überraschenderweise waren im gesamten aufgeschlossenen Profil jedoch keine kalkschaligen Foraminiferen, Ostracoden oder Bryozoen zu finden, die dem Ober-Oligozän des Raumes zwischen Kassel, Hannover und Hildesheim sonst das wesentlichste Kennzeichen aufprägen (z. B. Aufschluß 1 und 4 in BARTENSTEIN 1958).

Wir müssen nunmehr also neben die fossilreiche, glaukonitische Muschelsand-, Kalkstein- oder Kalksandstein-Fazies mit oft kräftigen, großwüchsigen Kalkschalern die glaukonitführende, bis auf die Eisensteinlagen makrofauna-freie Feinsand-Fazies mit ausschließlich kleinwüchsigen Sandschalern setzen, wobei über räumliche Beschränkung oder feinstratigraphische Abgrenzung beider Fazies zunächst noch nichts endgültiges gesagt werden kann.

Die Möglichkeit eines Kreide-Alters der Sandschaler und ihr Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte lehnten wir bereits 1958 ab. Es wäre ja auch zu verblüffend, wenn über 68 km Nord-Süd-Erstreckung die gleiche arten-arme Sandschalerfauna in demselben glaukonitführenden und zweifellos marinen Oligozän auftritt, wobei die Selektion nur recht untypische Kreide-Sandschaler ausgewählt hätte unter Auslassung (oder völliger Vernichtung) sämtlicher übrigen, wesentlich kennzeichnenderen, häufigeren und auch gattungsreicheren Kreide-Sandschaler.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Sande ist noch unbekannt, weil niemals durchbohrt, beträgt jedoch im Aufschluß Knickhagen (Blätter 4523/4623) zumindest 15 m.

Für die Beurteilung tektonischer Bewegungen in der Post-Oberoligozänzeit ist eine Übersicht über die Höhenlagen (+ NN) der beschriebenen Foraminiferen- („Sandschaler“-)führenden Sande des Reinhardswaldes, Bramwaldes und Nachbargebieten wichtig:

Aufschluß 3: + 230/+ 235 m	(Blatt 4422)
6: + 195 m	(Blatt 3924)
7: + 210 m	(Blatt 4323)
8: + 350 m	(Blatt 4423)
9: + 285 m	(Blatt 4424)
10: + 295 m	(Blatt 4424)
11: + 305 m	(Blatt 4524)
12: + 170/+ 185 m	(Blätter 4523 und 4623)
Borungen Wiensen: + 149/+ 160 m	(Blatt 4323)

In obige Höhenwerte passen auch die nachfolgenden, 1958 bereits erwähnten oberoligozänen Fundpunkte mit reicher Mikrofauna gut hinein:

Aufschluß 1 „schwarzes Loch“ (Blatt 4523) liegt + 330 m hoch.

Aufschluß 4 Eschershausen (Blatt 4023) liegt + 163 m hoch.

Vorausgesetzt, die beschriebenen Aufschlüsse sind sämtlich altersgleich, muß man also mit späteren tektonischen Verstellungen von bis zu 200 m Höhenunterschied rechnen!

Die Einstufung der „glaukonithaltigen Feinsande mit sandschaligen Foraminiferen“ in das Oberoligozän müßte zunächst eine Revision unseres 1958 (S. 271 und 275—278) für den Aufschluß 3 nördlich Hombressen angenommenen Unteroligozän-Alters und seiner Beweisführung bedingen. Wir müßten auf den Vergleich mit dem Unter-Oligozän der Bohrung Firnsbach und seinen Resten sandschaliger Foraminiferen verzichten und eher das S. 278, Punkt 6 angegebene Argument gelten lassen, daß es sich nämlich um eine oberoligozäne Regressionsfauna handeln könnte. Hierfür müßten wir zunächst nach weiteren Belegen suchen.

MURAWSKI 1953, S. 497—500 führt im Hangenden der glaukonitischen „Kasseler Meeressande“ eine limnisch-fluviatile, glaukonit-, fossil- und kalkfreie Serie mit Braun-Sanden und weißen Sanden an. Bei Wiensen im Solling (Blatt 4323 und unserem Aufschluß 7, Oedelsheim benachbart) hatte EICHENBERG nach MURAWSKIS Angaben (S. 497, Fußnote) in einer glaukonitischen Bohrprobe des Ober-Oligozäns sandschalige Foraminiferen festgestellt.

HEDEMANN 1957, S. 568—572 wiederholt diese Angaben, zum Teil mit weiteren Belegen und auch mit neuen Einzelheiten zu den Tertiärprofilen von Wiensen (S. 569 und Abb. 5): hiernach lagert über dem Glaukonitsand ein weißer Sand von bis zu 20 m Mächtigkeit, darüber (zum Teil auch unmittelbar dem Glaukonitsand auflagernd unter Ausfall des weißen Sandes) ein gelblicher Sand von bis zu 23 m Mächtigkeit, wobei diese 2 Sande bereits in das Miozän gestellt werden.

Dr. EICHENBERG vermittelte uns in freundlicher Weise noch nähere Angaben zu den Wiensen-Flachbohrungen: das Vorkommen, 4,9 km NNE unseres Aufschlusses 7 und 50—450 m westlich des Ortes Wiensen gelegen (im Planquadrat Hochwert: 5723/24, Rechtswert: 3542/43. — W in Abb. 1) enthält in dem liegenden Glaukonitsand ganz dieselbe Sandschaler-Mikrofauna wie in unseren, nunmehr als Ober-Oligozän bestimmbaren Tagesaufschlüssen. Die Oberkante dieses Glaukonitsandes liegt bei + 160 m, seine tiefste Position wurde in einer Bohrung mit + 149 m noch nicht durchstoßen (Endteufe der Bohrung). Der Sand wird hier also mehr als 11 m mächtig. Seine Altersgleichheit mit dem Aufschluß 7 NE. Oedelsheim, der in + 210 m Meereshöhe liegt und in etwa 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist, dürfte erwiesen sein.

BROSIOUS & GRAMANN 1957, S. 206—212 gliedern in der Bohrung Firnsbach südwestlich Kassel Ober-Oligozän von 11,6—67,3 m aus mit folgenden Horizonten [etwas anders geordnet bzw. vereinfacht vom Verf.]:

11,6—28,3 m (= 16,7 m) weißer, grauer und gelber Feinsand, im tiefsten Teil eisenschüssig, ohne Makro- oder Mikrofauna

—31,5 m (= 3,2 m) grünlichgrauer, toniger, eisenschüssiger und glaukonitischer Sand, nach unten gelbgrau und dunkler, ohne Mikrofauna, aber mit etwas Makrofauna

- 36,0 m (= 4,5 m) grauschwarzer, tonig-glaukonitischer Feinsand mit Makro- und Mikrofauna, letztere aber noch recht kleinwüchsig
- 43,0 m (= 7,0 m) graugrüner und dunklerer, toniger Sand mit viel Makrofauna und großwüchsiger Mikrofauna (*Frondicularia*, *Palmula*, *Lenticulina*), letztere kennzeichnend für den oberoligozänen „Kasseler Meeressand“
- 67,3 m (= 24,3 m) Glaukonitsande und feinsandige Tone mit Makro- und Mikrofauna

In diesem Profil scheint uns die Schichtserie zwischen 11,6 und 31,5 m (nach BROSIUS & GRAMANN Chatt oder Unter-Miozän) deshalb interessant, weil sie keine Mikrofauna enthält, auch nur im tiefsten Teil Glaukonitgehalt führt.

Sollte diese Serie vielleicht bei größerer Probenauswahl doch die (durchaus schwer zu findenden und vielleicht nur sehr sporadischen) sandschaligen Foraminiferen enthalten und damit unseren zitierten Aufschlüssen entsprechen, vor allem aber dem wichtigen Vorkommen Knickhagen (= unser Aufschluß 12)? Auch hier in Knickhagen liegen im Hangenden der dem Buntsandstein auflagernden gröberkörnigen Glaukonitsande und Glaukonittone gelblich-weiße, mattgrünliche bis braungelbe Sande (SCHWARZ 1930, S. 27—28), die sämtlich sandschalige Foraminiferen enthalten, zum Teil allerdings sehr selten.

Vielleicht gehören hierher auch ein Teil der gelblichen und weißen Sande der Wiensen-Bohrungen (HEDEMANN 1957, S. 569) und Braun-Sande (MURAWSKI 1953, S. 498) im Hangenden der „Kasseler Meeressande“, wobei deren Mikrofossil-Freiheit ebenfalls leicht damit zu erklären ist, daß die seltenen Sandschaler übersehen wurden.

Zusammenfassend würde dies aber bedeuten, daß die Horizonte mit ausschließlich sandschaligen Foraminiferen in das eindeutig Hangende der kennzeichnenden „Kasseler Meeressande“ gehören, d. h. über den makro- und mikrofossilreichen Horizonten mit Kalksandsteinen und großwüchsigen kalkschaligen Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden liegen. Dies wiederum würde nunmehr doch noch eine Einhorizontierung der \pm isolierten Feinsandvorkommen mit Glaukonitgehalt zwischen Duingen im Norden und der Bohrung Firnsbach im Süden ermöglichen. Weitere Beobachtungen an neuen Fundpunkten und Bohrungen müßten diese Tatsachen noch zu erhärten versuchen.

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.
(Hierin ausführliche Literaturzusammenstellung.)
- BROSIUS, M. & GRAMANN, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 206—217, Wiesbaden 1957.
- HEDEMANN, H.-J.: Die Gewölbestruktur des Sollings und ihre Entstehung. — Geol. Jb., **72**, S. 529—638, Hannover 1957.
- MURAWSKI, H.: Die Entwicklungsgeschichte des Jüngeren Tertiärs westlich des Leinetalgrabens. — Geol. Jb., **67**, S. 495—528, Hannover 1953.
- SCHMIDT, H.: Die stratigraphische Bedeutung der Knollenstein-Floren von Dransfeld und Münden (Oberweser). — Stille-Festschr. 60. Geb., S. 136—146, Stuttgart 1936.

Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen

Von

WILHELM WAGNER, Darmstadt

Mit 1 Tabelle und Tafel 22

Das Thema behandelt einen Ausschnitt aus der Mittelmeer-Mjösen Zone, ihr Mittel- und Kernstück, das im wesentlichen aus Bildungen tertiären Alters besteht. Kräftige tektonische Vorgänge vollziehen sich an der Wende von Alt- zu Jungtertiär und bewirken in diesem Gebiet in der Stufe des Aquitans einen starken Fazieswechsel. Die Bezeichnung Aquitan wird aber in der über hundertjährigen Literatur recht verschieden verwendet. Die Ausführungen sollen einen Beitrag zur Klärung des Begriffs Aquitan und seiner Verbreitung im genannten Raum liefern.

Aquitaniens – Aquitan

Aquitaniens ist eine tertiäre Unterstufenbezeichnung, die angeblich von CH. MAYER-EYMAR 1853 in einer Veröffentlichung von A. GRESSLY (1853, S. 251—261) in der Gegend von Ajoie in der Nord-West-Schweizer Molasse aufgestellt wurde. Dieses Vorkommen in der Schweiz hat aber MAYER, offenbar auf Grund seiner Kenntnis des aquitanischen Beckens, als Miocène inférieur und Aquitaniens bezeichnet und in das alte LYELL'sche Tertiärsystem, das damals die von E. BEYRICH 1854 eingeführte Tertiärstufe Oligozän noch nicht kannte, eingereiht. Es handelte sich nach CH. MAYER bei Ajoie um „Molasse d'eau douce inférieure du bassin suisse-allemand“. Diese bunte untere Molasse wird im bayerischen Molassegebiet als untere Süßwasser-Molasse zum Chatt (Oberoligozän) gestellt (K. H. ZÖBELEIN 1957). Der Name Aquitaniens aber besagt, daß Aquitaniens das Land zwischen der Garonne und den Pyrenäen der eigentliche Ausgangspunkt für die geologische Forschung MAYER's war und das Vorkommen im Vallon de Saucats südöstlich von Bordeaux als Typus-Profil für das Aquitaniens zu gelten hat. Dieses wird in seiner Arbeit: „Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europas“ 1858 in das 1854 neu von BEYRICH aufgestellte Oligozän als Oberoligozän gestellt.

Das klassische Profil MAYER's (Saucats) enthält aber heterogene Elemente. Zumindest sind zwei stratigraphisch und faunistisch trennbare Stufen vorhanden, von denen die untere, der Calcaire blanc de l'Agenais mit *Helix* (*Plebecula*) *ramondi* Noul und die darunter liegende Molasse de l'Agenais — unserem Cyrenenmergel entsprechend — von DOLLFUSS 1909 als Oberoligozän bezeichnet und vom MAYER'schen Aquitaniens abgetrennt wurde, während die darüber liegenden marinen fossilreichen, kalkigen und mergeligen Sande der faluns von Bazas von DOLLFUSS für einwandfreies Untermiozän erklärt wurden.

Bestätigt wurde diese Anschauung durch BLAYAC (1930) und P. LUBET (1949).

Da BEYRICH das Oligozän nach oben mit den Sanden der Sternberger Muschelsteine, die den chattischen Sanden von Kassel und dem chattischen Cyrenenmergel entsprechen, abschließt, so kam es, daß unter der Bezeichnung Aquitanien zunächst oberoligozäne chattische und untermiozäne Ablagerungen zusammengefaßt wurden und erst durch G. DOLLFUSS (1909) nur die über den chattischen Süßwasser-Bildungen liegenden marinen Ablagerungen als untermiozänes Aquitanien festgelegt wurden. Läßt man die obere Abgrenzung des Oligozäns im Sinne BEYRICH's — ohne Berücksichtigung der Einwände faunistischer Art — aus Prioritätsgründen gelten, so müssen alle Bildungen, die über dem Sternberger Muschelkalk bzw. Kasseler Meeres-Sanden und dem Cyrenenmergel des Mainzer Beckens im weiteren Sinn, d. h. dem brackischen Cyrenenmergel, zusammen mit der aus ihnen sich langsam herausentwickelnden Süßwasserzone liegen, als Miozän bezeichnet werden. Werden aber solche jüngeren Ablagerungen aus gesicherten faunistischen Gründen noch zum Oberoligozän gestellt, so muß eine neue Oligozän-Miozän-Grenze bestimmt und das Aquitanien ganz oder zum Teil als Oberoligozän bezeichnet werden.

Einige Forscher haben auf Grund dieser unsicheren Einstufung des Aquitaniens im Tertiärsystem dieses als Oligozän-Miozän-Zwischenstufe bezeichnet (z. B. K. BEURLEN in seiner Tertiärtabelle der Erd- und Lebensgeschichte (1939) und M. BLANKENHORN in seinem nachgelassenen Werk 1950).

CH. MAYER hatte schon 1858 sein marines Aquitanien über den Schichten mit *Helix ramondi* im Aquitanischen Becken, aber unter Einreihung in das Oberoligozän, den Cerithienschichten des Mainzer Beckens gleichgesetzt. FR. SANDBERGER, der beste Kenner der Fossilwelt des Mainzer Beckens hatte diese Cerithienschichten bereits 1863 als Untermiozän bezeichnet. Zugleich unterzieht er MAYER's Aquitanien einer Prüfung und zeigt, wie 46 Jahre später DOLLFUSS, daß es verschiedenartige und verschiedenaltige Schichten umfaßt. Ihm folgte 1883 auch R. LEPSIUS. Hatte SANDBERGER recht, wenn er die Cerithienschichten des Mainzer Beckens, die MAYER mit den marinen oberen Lagen seines Aquitaniens parallelisierte, in das Untermiozän einreichte, so hätten schon seit 1863 die Cerithienschichten als Aquitanien bezeichnet und dieses an die Basis des Untermiozäns gestellt werden müssen. Wie kommt es zu den Unstimmigkeiten bei dem Begriff Aquitan im Mainzer Becken? v. KOENEN (1885) stellte die gleichen Cerithienschichten in das Oberoligozän. V. KOENEN — wie auch sein Schüler BODENBENDER — waren auf Grund eines unrichtigen Vergleichs der Conchylien des oberoligozänen Kasseler Meeressandes mit denen der Cerithienschichten im Mainzer Becken zu dieser falschen Ansicht gekommen. Er setzte, wie auch KINKELIN, die Grenze zwischen Oligozän und Miozän an das Ende der Cerithienschichten. Später setzt auch W. BUCHER (1914) in der Rheinpfalz an diese Stelle die Grenze. Da aber in dieser Zeit — 1885 — noch das französische Aquitanien MAYER's zum Oberoligozän gerechnet wurde, war Aquitanien für v. KOENEN und andere Bearbeiter des Mainzer Beckens gleichbedeutend mit Oberoligozän. Durch diesen Zwiespalt entstand der Streit über die Grenze Oligozän-Miozän, der besonders durch die Arbeiten von C. MORDZIOL 1911—1912 angeregt, seit jener Zeit nicht mehr verstummt ist (R. DEHM 1949, S. 141—146; R. F. RUTSCH 1951). Bei dieser Frage tritt vor allem die Bewertung der als Leitfossilien angesprochenen

Tierwelt in den Vordergrund. Ganz allgemein kann man sagen, daß die Säugetiere, da sich ihre Entwicklung viel rascher als bei den wirbellosen Tieren vollzieht, für das Tertiär und Diluvium bessere Leitformen als die marinen Wirbellosen sind. Aber trotzdem muß die Chronologie im wesentlichen auf die viel häufigeren wirbellosen Leitformen der marinen Ablagerungen aufgebaut werden, besonders wenn es sich um weit auseinanderliegende Gebiete handelt. So konnte der Säugetierpaläontologe H. G. STEHLIN bei der chronologischen Einreihung tertiärer Schichten zu einem anderen Ergebnis kommen, wie z. B. FR. SANDBERGER, der sich auf die reichhaltige Conchylienfauna stützt. Der Wechsel in der Entwicklung der Säugetiere vollzieht sich weitgehend mit der großen Einwanderung in dem auf das Aquitan folgenden Burdigal, und die Säugetierpaläontologen H. G. STEHLIN, H. TOBIEN sind deshalb geneigt, an den Beginn dieser Stufe die Grenze zwischen Oligozän und Miozän zu legen und somit das Aquitanien noch zum Oberoligozän zu rechnen. Aber die Conchylienwelt sprach auch ihre Sprache bei der Festlegung klassischer Profile unter Berücksichtigung des Prioritäts-Prinzips in der Stratigraphie, wobei wir auf die schon 1854 erschienene Arbeit E. BEYRICH's über die Stellung der Hessischen Tertiärbildungen zurückgreifen müssen. Der Streit um die Grenze Oligozän-Miozän kann nur durch eine Übereinkunft aller der Forscher, die sich mit den fraglichen Ablagerungen beschäftigen, erfolgen. In einem Kurzreferat über die Arbeit von J. SENES (1958, S. 191) bespricht H. BARTENSTEIN (1958, S. 652) diese Frage und er schließt mit den Worten: „Eine gesamteuropäische Zusammenarbeit im Rahmen der internationalen stratigraphischen Kommission wie der internationalen paläontologischen Union wäre zur Erreichung dieses weitgesteckten Zieles anzustreben.“ Lassen wir die Frage zunächst offen, ob das Aquitan zum Oberoligozän oder zum Untermiozän zu stellen ist und untersuchen wir, welche Vorkommen in dem von uns betrachteten Gebiet mit Recht oder Unrecht den Namen Aquitan führen. Bedingung ist, daß sie mit der von CH. MAYER 1858 und G. DOLLFUSS 1909 im klassischen MAYER'schen Profil von Saucats als marines Aquitanien benannten Ablagerung zeitlich und faunistisch in Einklang gebracht werden können, wobei fazielle Änderungen zu berücksichtigen sind. Im Aquitanischen Becken traten in den letzten 10 Jahren Unstimmigkeiten in der Parallelisierung verschiedener Vorkommen auf, von denen einige als Aquitanien, andere als Burdigalien, jeweils durch bestimmte Leitfossilien ausgezeichnet, erkannt wurden. Es stellte sich heraus, daß beide in Wirklichkeit der gleichen Zeit angehören. Das typische Aquitanien MAYER's 1857 und das Burdigalien DEPÉRET 1892 sind beide verschieden entwickelte Küstenfazies derselben altmiozänen Meerestransgression, die einer einheitlichen Beckenfazies entsprechen, und die ineinander übergehen (M. VIGNEAUX, A. MAGNE, M. VEILLONS und J. MOYES 1954 und K. GRIPP und A. MAGNE 1956). Das Aquitanien und das Burdigalien wurden von diesen französischen Forschern als GIRUND bezeichnet. Da in diesem aber die Leitfossilien der Aquitanfazies im unteren, die der Burdigalfazies im höheren Teil herrschend sind, so verbleibt doch bis zu einem gewissen Grad die alte Gliederung zu recht bestehen. Die biologischen Bedingungen waren in der Gironde, in der sich Meer und Land in einem ständigen Kampf befanden, recht verschieden und führten zu schnell wechselnder Faziesbildung auf ganz kleinem Raum, so daß die marinen Faluns bisweilen seitwärts in einen lacustren Calcaire gris de l'Agenais (Stinkkalk) übergehen,

der vielfach mit dem lacustren Calcaire blanc de l'Agenais, der aber älter ist und noch dem Chatt angehört, verwechselt wurde. Lacustrer Calcaire gris de l'Agenais findet sich häufiger gegen Ende des Aquitans, in dem sich nach LUBET das Meer unter Bildung von brackischen Ablagerungen zurückzieht, um mit Unterbrechungen kontinentalen Bildungen Platz zu machen. Es ist dies ein ähnlicher Vorgang, wie wir ihn im Mainzer Becken, bei den folgenden Betrachtungen in den Corbicula- und Hydrobienschichten feststellen können.

Das Aquitan im Mainzer Becken

Die wichtigsten und am längsten bekannten Vorkommen, die auch zur Altersbestimmung anderer Gebiete (Rheintal, Wetterau) herangezogen werden, liegen im Mainzer Becken, das wir als ein tertiäres Senkungsfeld innerhalb der alten Saar-Nahe-Saale-Senke bezeichnen können. Es ist in unmittelbarem Anschluß an die eozän-oligozäne Rheintalgrabenbildung entstanden.

Wie schon oben, anläßlich des Streites über die Bestimmung der Grenze Oligozän-Miozän gesagt wurde, hat CH. MAYER 1858 sein marines Aquitanien den Cerithienschichten des Mainzer Beckens gleichgestellt. Nachdem G. DOLLFUSS das südwestfranzösische Aquitanien 1909 schärfer umrissen hat und nur die vorwiegend sandigen, marinen Lagen — Faluns de Bazar und de Lariéy usw. — über dem chattischen Calcaire blanc de l'Agenais als Aquitanien gelten läßt, zeigt 1910 C. MORDZIOL die nahe faunistische Verwandtschaft beider Bildungen, auf die schon FR. SANDBERGER 1863 hinweist. Der langsame Übergang aus den marinbrackischen Cerithienschichten über die brackischen Corbiculakalke (besser Schichten mit *Hydrobia inflata*), welche die weiteste Transgression aufweisen, in die vorwiegend Süßwasserbewohner enthaltene Hydrobienschichten, mit denen dieser kalkig mergelige Zyklus mit faziellen Schwankungen auf Grund der heute bekannter Vorkommen im Mainzer Becken sein Ende findet, läßt den engen Zusammenhang dieser 3 im Mainzer Becken etwa 100 bis 120 m mächtigen kalkigmergeligen Stufen erkennen. Sie werden heute allgemein unter der Bezeichnung Aquitan zusammengefaßt.

Anwendung der Stufenbezeichnung Aquitanien (Aquitan) im Mainzer Becken bei den einzelnen Bearbeitern

CH. MAYER (1858): Aquitanien — Cerithienschichten = Oberoligozän.

FR. SANDBERGER (1863): Aquitanien = obere kalkig mergelige Abteilung des Mainzer Beckens.

R. LEPSIUS (1883) folgt den Ansichten SANDBERGER's.

v. KOENEN (1885): Aquitanien = Cerithienschichten des Mainzer Beckens, die er aber dem Oberoligozän zurechnet, da er sie irrtümlich als dem Kasseler Meeressand äquivalent bezeichnet.

G. DOLLFUSS (1909): Aquitanien im engeren Sinn, d. h. unter Ausschaltung des einwandfreien oberoligozänen Calcaire blanc de l'Agenais = Cerithienschichten, die er aber wie v. KOENEN irrtümlich den oberoligozänen Meeressanden gleichstellt.

G. DOLLFUSS (1910) läßt den Namen Aquitanien für das Mainzer Becken wegfallen und bezeichnet das ganze Kalktertiär (Cerithien-Corbicula-Hydrobienschichten) als

Kassilien und stellt dieses in das Oberoligozän („Il n'y a pas de miocène dans la série calcaire de Mayence“).

A. STEURER (1909) teilt die falsche Ansicht von G. DOLLFUSS und bringt sie 1923 in den Erl. z. d. Blättern Wiesbaden-Kastel und Hochheim-Raunheim zum Ausdruck.

C. MORDZIOL (1910, S. 256): Der Cerithienkalk hat eine Reihe sehr wichtiger mariner Formen und die meisten der in großer Menge auftretenden Brackwasserbewohner mit dem MAYER-DOLLFUSS'schen Aquitanien gemein.

Der ausgezeichnete Kenner der Conchylien des Mainzer Beckens O. BOETTGER bestätigt in einem Brief die Ansicht von C. MORDZIOL.

C. MORDZIOL (1911): Das Aquitanien umfaßt auch noch die Hydrobienschichten.

W. WENZ (1924): Die Cerithienschichten entsprechen auf Grund des Fossilgehaltes ohne Zweifel dem französischen Aquitanien im engeren Sinne. Darüber folgen im aquitanischen Becken bei der Regression des Meeres wie im Mainzer Becken Brack- und Süßwasserablagerungen z. B. der Calcaire gris de l'Agenais bzw. Corbicula- und Hydrobienschichten. WENZ kommt zu folgendem einwandfreiem Ergebnis: Der Calcaire blanc de l'Agenais entspricht unserem chattischen Landschneckenkalk und der Süßwasserzone, die über dem calcaire blanc liegenden marinen Sande — das Aquitanien im engeren Sinn den Cerithienschichten, wie er dies schon 1921 zum Ausdruck brachte.

W. KLÜPFEL hat 1939 eine Tabelle unter dem Namen Neugliederung des Westdeutschen Tertiärs veröffentlicht. Bezüglich des Mainzer Beckens sind einige Angaben abzuändern: KLÜPFEL bezeichnet als Alt-Aquitani die Landschneckenkalke von Hochheim-Flörsheim. Diese gehören aber in das obere Chatt, die Sande von Heimersheim bei Alzey, die er in das untere Oberchatt stellt, erwiesen sich neuerdings als Cerithienschichten (Aquitanien). Die Mainzer Kalkserie (Cerithienschichten, Corbiculaschichten und Hydrobienschichten) ist richtig als Aquitanien bezeichnet.

Der südlich des Alzey-Niersteiner Horstes gelegene Teil des Mainzer Beckens geht in der Gegend von Grünstadt in die Randzone des Rheintalgrabens über und ist infolgedessen in seinem östlichen Teil, was das Aquitanien anbelangt, als Übergangsglied der Rand- zur Grabenfazies des Rheintalgrabens ausgebildet.

Der westliche Teil des Süd-Mainzer-Beckens wird nach O. M. REIS als Marnheimer Bucht bezeichnet. Es ist das Gebiet zwischen dem Rotliegenden Alzeyer Horst und dem etwa 10 km nach Osten vorspringenden Buntsandstein-Haardtgebirge bei Neu-Leiningen. Der tertiäre Untergrund besteht hier zumeist aus Buntsandstein, über dem im tiefsten südlichen Muldentheil (Eisenberger Becken) Reste des unteren Muschelkalkes erhalten sind. Das Tertiär der Marnheimer Bucht fand in L. SPÜHLER seinen eifrigen Bearbeiter (1937).

SPÜHLER konnte bei Grünstadt noch die von ihm richtig zum obersten Chatt gerechneten Landschneckenkalke feststellen, über denen er die zahlreichen Aufschlüsse des aquitanen Kalktertiärs mit ähnlicher Ausbildung wie im nördlichen Mainzer Becken beschrieben hat.

Bearbeiter dieses Gebietes ist ferner W. BUCHER (1913). Er verwendet die Bezeichnung Aquitanien nicht und legt die Grenze zwischen Oligozän und Miozän an die Grenze von Cerithienschichten zu den Corbiculaschichten.

Auch O. REIS benutzt in seiner Erläuterung zu Blatt Donnersberg 1921 die Bezeichnung Aquitanien für das Kalktertiär nicht. Er sagt S. 169: „Das Kalktertiär, in

überwiegendem Umfang sicher dem Miozän angehörig, wird in Landschneckenkalk mit Cerithienschichten und Corbiculakalk und Hydrobienschichten eingeteilt.“

Die maßgebenden Untersuchungen in dem Gebiet westlich von Worms wurden erst von W. WEILER in den dreißiger Jahren ausgeführt. WEILER (1935) läßt hier mit dem Cerithienkalk die untermiozänen (aquitanen) Ablagerungen beginnen und bezeichnet sie als Randgebiete des aquitanen Meeres. Die Grenze der mergeligen Beckenfazies der Corbiculakalke gegen die randlichen Ablagerungen liegen ungefähr in der Verbindungslinie der Ortschaften Monsheim-Westhofen-Bechtheim. Seine aquitanen Bildungen umfassen alle 3 Stufen des Kalktertiärs des Mainzer Beckens und werden von ihm dem Untermiozän zugeteilt. Endlich bezeichnete J. D. THEWS (1957) die Cerithienschichten als tiefstes Aquitanien und damit läßt er das Untermiozän beginnen. In den Erläuterungen zu den geologischen Karten Kreuznach-Wöllstein 1926, Bingen-Rüdesheim 1930, Eltville-Heidenfahrt 1931, Ober Ingelheim 1931 und auf dem Blatt Wörrstadt 1935 wird das Kalktertiär von W. WAGNER in Anlehnung an die diesbezüglichen Arbeiten von W. WENZ als Untermiozän und Aquitan bezeichnet, ebenso in der Arbeit: Das Mainzer Becken 1938.

Wenden wir uns dem östlichen Mainzer Becken zu, dem Gebiet um Hanau, Offenbach und Frankfurt a. M. G. KLEMM (1901), FR. MICHELS, W. WENZ, A. ZÖLLER (1930), G. SOLLE (1951, S. 16) bezeichnen Cerithienschichten, Corbicula- und Hydrobienschichten, wie im westlichen Mainzer Becken, als aquitanische Stufe und stellen sie in das Untermiozän. Die Cerithienschichten enden bereits 4 km SO von Offenbach, weiter östlich wurden bisher nur Corbiculaschichten angetroffen.

Die Untersuchungen über das Auftreten des Aquitans im Mainzer Becken führten zu der jetzt allgemein anerkannten Annahme, daß es durch die Cerithien-, Corbicula- oder Schichten mit *Hydrobia inflata* und die Hydrobienschichten vertreten wird.

Das östliche Mainzer Becken findet seine wesentlichste Fortsetzung nach Norden durch die Wetterau und den westlichen Vogelsberg als einem weiteren Abschnitt der Mittelmeer-Mjösenszone. Eine zweite Erweiterung folgt zur Zeit der Corbicula- und Hydrobienschichten, der Saar-Nahe-Saale-Senke, das Kinzigtal aufwärts als Kinzigsenke in Richtung auf die nördliche Rhön. Mergelig kalkige fossilführende Corbiculaschichten finden sich noch bei Soden-Salmünster. Endlich sehen wir eine südliche Fortsetzung in der sogen. Hanau-Seligenstadter-Senke, die als ein kleiner Parallelgraben zum Rheintalgraben angesehen werden kann, in welcher nicht nur oligozäne, sondern auch aquitane Bildungen zur Ablagerung kamen.

Das Aquitan in der Wetterau, dem Vogelsberg und Niederhessen

In der Wetterau finden sich bei Karben die marinen bis brackischen Cerithienschichten — nach W. WENZ 1924 — das untere Aquitan in fossilreicher kalk-sandiger Küstenwasser-Ausbildung. Nur bis in die südliche Wetterau stieß das aquitane Meer nach Norden vor. Es findet wohl sein Ende am Süden der Horloffsenke, wie die von E. SCHENK beschriebene Bohrung Bönstadt 8 km NO Karben vermuten läßt, wo sich bereits nur noch eine mergelige Ausbildung der Corbiculaschichten, der zweiten stark transgredierenden Stufe des Aquitans ergeben hat.

Diese läßt sich noch weiter nach Norden bis nach Münzenberg-Rockenberg verfolgen, wo sie als reine Sande oder Sandsteine reich an Pflanzenresten — aber noch

Corbicula führend — auftreten. Bis in diese Gegend läßt sich auch die höchste Stufe des Aquitans, die Hydrobienschichten, nachweisen. Endlich haben die Untersuchungen neuerer Tiefbohrungen durch E. SCHENK (1957) noch östlich von Münzenberg in der Horloffgrabensenke kalkige fossilführende Feinsande der als Aquitan bezeichneten Corbiculaschichten nachgewiesen. Es ergibt sich nicht nur für die Rockenberger Sande ein aquitanes Alter, sondern auch für die Bauernheimer, Salzhauser und Stadener Sande. Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn SCHENK ist es ihm gelungen, brackische Corbiculaschichten sogar noch 30 km weiter nördlich im Lumdatal nachzuweisen, was die Bedeutung der Wetterausenke als nördliche Fortsetzung des Rheintalgrabens besonders hervortreten läßt.

Für die geologische Erforschung des an die Wetterau östlich anschließenden Vogelsberg ist W. SCHOTTLER (1937) maßgebend. In seiner nachgelassenen Arbeit finden wir folgende Angabe über das Auftreten des Aquitan in diesem Gebiet: „Infolge der starken Zerstückelung am Ende des Oberoligozäns und der damit verbundenen Abtragung, fehlen örtlich in verschiedenem Ausmaß die Schichtglieder des Mittel- wie besonders des Oberoligozäns.“ Daß sie aber im Vogelsberg zur Ablagerung gekommen sind, beweist der bei Trais Horloff und bei Lich erbohrte brackische Cyrenenmergel. „Die große nach Norden und Osten weit über die Grenze des Vogelsberges hinausgehende Ausbreitung der nunmehr folgenden kalkfreien Tone und hellen Sande mit Geröllagen und Quarziten zwingt zu dem Schluß, daß der Ausgleich der Störungen zu Beginn dieser neuen Zeit bereits hergestellt war, deren fast durchweg kalkfreie Ablagerungen im Osten und Norden des Vogelsberges wir, nach Abtrennung des Obermiozäns und des Pliozäns, dem Untermiozän (Aquitanstufe) des Mainzer Beckens gleichzustellen sind.“ Cerithienschichten fehlen. Den breitesten Raum nehmen die Corbiculaschichten ein. Ob Hydrobienschichten im Untergrund des Vogelsberges auftreten, wissen wir nicht. Das östlichste bekannte Vorkommen liegt 9 km NO Hanau bei Ravolzhausen.

Aber wenn schon die Tertiäraufschlüsse in dem überwiegend von vulkanischen Gebilden eingenommenem Vogelsberg nur einen geringen Einblick in die aquitanen sedimentären Ablagerungen erlauben, so läßt sich doch feststellen, daß nach Norden und von der Wetterau nach Osten sich allmählich der brackisch kalkig mergelige Charakter der Corbiculaschichten verliert und einem sandig tonigen mehr limnischen, Braunkohlenflözen führenden, Platz macht (FR. HÄUSER 1954, 1956).

So liegt noch wenig östlich Ravolzhausen über grauen hydrobieführenden Corbiculamergeln eine in lose Blöcke aufgelöste Lage von Quarziten, die durch Verkiesung aus tonigen hydrobieführenden Sanden hervorgegangen ist.

Im Nordosten bei Lauterbach sind die Quarzsande und die über ihnen liegenden, an tropischen Pflanzenresten reichen Tone wohl ebenfalls ins Aquitan zu stellen, doch läßt sich nach F. KIRCHHEIMER (1934) eine genaue Stellung innerhalb des Aquitans nicht angeben. Eine genaue Einstufung als oberoquitänisch erfahren die zwischen Basaltdecken gelegenen Braunkohlenvorkommen von Schlechtenwegen östlich von Herbstein und dem Hessenbrücker Hammer bei Laubach. Hier wurden zwei, allerdings zweifelhafte Paläomeryxarten aufgefunden, die nach O. HAUPT 1931 der aquitanischen Stufe des Mainzer Beckens gleichgestellt werden können.

Endlich lassen sich aquitane Bildungen auch noch in der Rhön am Theobaldshof nördlich von Tann nachweisen. Es handelt sich nach FISCHER und WENZ (1915) um

ausgedehnte Süßwasserbildungen, die den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens gleichgestellt werden können. Es muß eine Verbindung nach der Wetterau hin stattgefunden haben.

Für das nördlich anschließende niederhessische Tertiärgebiet zwischen Kassel und dem Vogelsberg sind die Ergebnisse der 45jährigen Forschung von M. BLANCKENHORN maßgebend. Zunächst muß betont werden, daß das niederhessische Tertiärgebiet (Niederhessische Senke) ein selbständiges Gebilde ist, in dem eozäne und unteroligozäne Ablagerungen sich in großer Mächtigkeit bildeten. Sie lassen sich nach Süden bis ins Ohmtal nachweisen. Hier findet die prämitteloligozäne niederhessische Senke ihr Ende und der Mainzer-Becken-Wetterau-Typ, der mit seinen Ablagerungen im Mitteloligozän beginnt, wird vom Lumdatal an nach Süden herrschend. Er läßt sich hier bis in die brackisch aquitanen Corbículaschichten nachweisen, während in dem niederhessischen Becken auf die chattischen Kasseler Meeressande bzw. die Arenbergschotter ein limnisch-fluviatiles Aquitan folgt. In seiner letzten, kurz nach seinem Tode 1950 durch H. UDLUFT veröffentlichten Arbeit spricht BLANCKENHORN das Aquitanien als oligozän-miozäne Zwischenstufe an. Er sagt: „Auf das marine Oligozän — Kasseler Meeressande — bzw. die fluviatilen Arenberg-Schotter folgen im südlichen niederhessischen und im oberhessischen Raum in ganz Nordhessen Sande mit Quarziten und ein ausgedehnter Braunkohlenhorizont, der aus mehreren Flözen besteht. Die Sande mit Quarziten und die Braunkohlen führenden Schichten können als Übergang vom Oligozän zum Miozän und auch als Aquitan bezeichnet werden.“ Der Hauptquarzitsand ist die Randfazies, die Braunkohlen führenden Schichten sind die gleichzeitigen Bildungen tieferer Beckenteile. Sehr wohl lassen sich diese Verhältnisse mit denen der Braunkohlenlagen des Westerwaldes vergleichen.

Die Quarzsande treten südwärts bis zum Nordrand des Vogelsberges auf (Alsfeld, Lauterbach), unter dessen deckenden Basalten sie verschwinden. H. UDLUFT hat 1950 zu der Arbeit von M. BLANCKENHORN kritisch Stellung genommen. Was den Gebrauch der Formationsbezeichnungen anbelangt, so vertritt UDLUFT den Standpunkt, daß nur die Bezeichnungen Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän mit weiterer Gliederung in jeweils Unter-, Mittel- und Ober- gebraucht werden sollen. Er lehnt für den niederhessischen Raum die stratigraphischen Begriffe Aquitan, Burdigal, Helvet usw. vorläufig ab, da die beweisenden Fossilfunde hier noch fehlen und eine verschiedene Altersstellung durch fazielle Unterschiede vorgetäuscht werden kann. W. KLÜPFEL hat 1942 diesen Hauptquarzitsand als Oberchatt bezeichnet. Für ihn gibt es in Niederhessen kein Aquitan.

Die in den letzten Jahren in den Braunkohlenflözen von Niederhessen eifrig betriebenen Sporen- und Pollenstratigraphie haben die Altersstellung dieser an Makro-fossilien so armen tertiären Bildungen etwas aufzuhellen vermocht (H. PFLUG 1957).

Allerdings darf man die Bedenken KIRCHHEIMER's über die Verwendbarkeit der Pollenanalyse zur Altersbestimmung tertiärer Stufen nicht unbeachtet lassen (F. KIRCHHEIMER 1950).

Auf Grund der intrabasaltischen Kohlenflöze von Schlechtenwegen und vom Hessenbrücker Hammer, mit fraglichen Paläomeryxresten, muß der Beginn der eruptiven Tätigkeit des Vogelsberg-Vulkan mit Förderung basaltischer Laven ins Untermiozän, und zwar in das Aquitan verlegt werden (HAUPT 1931).

Dazu kommt, daß in einer Bohrung in der Horloffsenke (Römerstraße westlich Echzell) „über den fossilführenden Schichten der Corbiculastufe vulkanische Gesteinsbildungen festgestellt wurden, die den Beginn des basaltischen Vulkanismus über dieser Stufe im Aquitan bezeugen“ (E. SCHENK 1957). Neuerdings sind durch Grabungen von H. TOBIEN (1955) in den Tuffen des Vogelsberges am Prenle bei Echzell 12 km NO Friedberg zahlreiche Funde von Mastodon angustidens gemacht worden, was für Oberes Miozän spricht. Andere, insgesamt etwa 70 Skelettreste von Großsäugern und Tausende von Kleinsäugern auf kleiner Fundstätte weisen allerdings mehr auf Burdigal-Helvet hin (H. TOBIEN 1955).

Diese fossilreichen Tuffe liegen auf tief zersetztem Basalt und dieser über den Sanden von Salzhausen und diese lagern dort auf dem Phonolith. Diese Phonolite leiten im Vogelsberge den Vulkanismus ein und sie sind demnach auch aquitanen Alters. Sie gehören vermutlich der Corbiculastufe an. Ja die starken tektonischen Bewegungen an der Wende von Oligozän zu Miozän sind auch die Ursache für den beginnenden Vulkanismus im Aquitan im Siebengebirge und Westwald, der hier wie im Vogelsberg durch das ganze Miozän bis ins Pliozän anhält.

Sehr bemerkenswert ist auch, daß der Kaiserstuhl-Vulkanismus mit Ausnahme des burdigalen Limburg-Vulkanismus, ebenfalls in das Aquitan zu stellen ist (H. TOBIEN 1958).

Das Aquitan in der Hanau-Seligenstadter Grabensenke (Gersprenzenke)

Die aquitanen Brackwässer des östlichen Mainzer Beckens aus der Corbiculazeit senden einen Arm in die 10 km östlich des Rheinalgrabens tektonisch entstandene Nord-Süd gerichtete Hanau-Seligenstadter Grabensenke bis südwestlich von Babenhäusen (Eppertshausen). Die Cerithienschichten sind hier nicht zur Ablagerung gekommen. Die Ausbildung der Corbiculaschichten ist in dieser Senke eine vorwiegend mergelige. Sie schließt sich somit an die Ausbildungsweise des Rheinalgrabens an. Die Hydrobienschichten fehlen. Diese Senke findet nach Norden eine Fortsetzung in das Büdinger Land (FR. HÄUSER 1956).

Das Aquitan am westlichen Rheinalgrabenrand (Pfalz) (Cerithien-Corbicula-Hydrobienschichten)

Hier haben wir eine kalkig-mergelige Fazies, die stellenweise in eine mergelig-tonige, feinsandige, die eine erheblich größere Mächtigkeit als die erstgenannte hat und für das Grabeninnere charakteristisch ist, übergeht. Die kalkig-mergelige, die am Gebirgsrand gelegentlich in eine Küstenfazies überleitet, schließt sich eng an die Ausbildung im südlichen Mainzer Becken, die „Marnheimer Bucht“ an. Ihr Verbreitungsgebiet ist linksrheinisch die ganze Rheinpfalz (z. B. Kalmit bei Landau).

Als Bearbeiter dieses Gebietes dürfen genannt werden:

C. W. v. GUEMBEL (1894, 1897), W. BUCHER (1914), O. REIS (1921), L. VAN WERVEKE (1923), E. SCHRÖDER (1934), E. PLEWE (1938), D. NOTTMEYER (1954).

Der südlichste Tagesaufschluß in kalkig-mergeliger Ausbildung liegt in den Corbiculaschichten des Büchelberges, 5 km nördlich der elsässischen Grenze, 17 km vom Gebirgsrand. Die Ausbildung der durch Bohrung erschlossenen — 220 m starken

Cerithien- und Corbiculaschichten zeigen auch durch ihre Mächtigkeit den Übergang zur mergelig-tonigen-feinsandigen Grabenfazies an, wie sie rechtsrheinisch bei Rastatt-Karlsruhe ermittelt wurde. Auffallend ist, daß in der Bohrung Rheinpfalz 2 (1937/38 HASEMANN, HINTZE) NW von Landau, die nur 1 km östlich der äußeren Hauptverwerfung, dem Haardtrand liegt, das Aquitan (Cerithienschichten bis untere Hydrobienschichten) mehr als 300 m mächtig wird, so daß ein weiteres Übergreifen des Aquitans über die aus mesozoischen Schichten aufgebauten Vorberg-Bruchzone nach Westen angenommen werden kann (D. NOTTMEYER).

Neue Bohrungen im nahegelegenen Bienwald, bearbeitet von VEITH und den Foraminiferenspezialisten H. BARTENSTEIN und W. HEINEMANN (1955), ergaben als oberste Ablagerungen noch Untere Hydrobienschichten, die im Grenzbereich zu den Corbiculaschichten durch die Kümmerform *Bolivina moguntiana* n. sp. ausgezeichnet sind und den letzten marinen Einschlag im Aquitan anzeigen. Endlich ließ die Bearbeitung von Fossilfunden aus einer Tongrube bei dem Dorfe Büchelberg durch S. KUSS (1958) sogar noch mittlere bis obere Hydrobienschichten erkennen.

Im Erdölgebiet des Unterelsaß (Pechelbronn) sind keine mergelig kalkigen Ablagerungen, die jünger sind als die chattische Süßwasserzone, angetroffen worden. Es ist aber auf Grund der Bohrerergebnisse bei Röschwog 4 km westlich des Rheins und in der rechtsrheinischen Grabensenke anzunehmen, daß aquitanische Bildungen bei Pechelbronn noch zur Ablagerung gekommen, aber einer späteren Abtragung zum Opfer gefallen sind. Das gleiche gilt von der Gegend von Straßburg (W. WAGNER 1923, S. GILLET 1954). Aber hier ist es sehr unwahrscheinlich, daß marine oder brackische aquitanische-kalkig-mergelige Ablagerungen noch gebildet wurden. Dagegen ist mit einer Fortsetzung der Bildung von Süßwasserablagerungen vom Chatt ins Aquitan zu rechnen. In der Vorbergzone am ganzen elsässischen Vogesenrand wurden keinerlei Ablagerungen angetroffen, die als Aquitan angesprochen werden könnten. Die gründlichen Untersuchungen L. MEYER's (1928) in der Burgundischen Pforte zeigen, daß die tertiären Ablagerungen mit der chattischen Übergangszone vom brackischen Cyrenenmergel zur Süßwasserzone ihr Ende fanden. Dem gleichen Horizont gehören die jüngsten Tertiärschichten im Sundgau an (L. VONDERSCHMITT 1942).

In der Umgebung von Basel und Lörrach wurden 1915 von A. GUTZWILLER Süßwassermergel und Süßwasserkalke (Tüllinger Kalk) als Oberoligozän beschrieben, aber diese chattischen Bildungen mit *Helix ramondi* BRONG. irrtümlich als Aquitan bezeichnet. Aber 1934 stellt A. BUXTORF in dem Geol. Führer der Schweiz diese über dem chattischen Cyrenenmergel gelegenen Bildungen, wie auch die des Delsberger Beckens im Jura in das Chattien mit dem Vermerk, daß Aquitan aus der Gegend von Basel nicht bekannt ist. O. WITTMANN rückt diese chattischen Ablagerungen 1950 irrtümlich ins Mitteloligozän, wobei er das nicht vorhandene Aquitan als Oberoligozän bezeichnet. Im Kaiserstuhl wurden die jüngsten prävulkanischen Sedimente von HASEMANN & HEINEMANN (1957) als chattisch erkannt und der Vulkanismus des Kaiserstuhls beginnt mit dem Aquitan.

Die Randfazies des Aquitan am östlichen Grabenrand

Die aquitanischen Bildungen des östlichen Mainzer Beckens in Gestalt von brackischen Corbiculaschichten lassen sich nach Süden am unmittelbaren Grabenrand bis

Tabelle 1. Chatt und Aquitan zwischen

Tertiäre Stufe	Aquitannisches Becken	Schweizer Jura-Raurachische Senke	Breisgau a) Sundgau b)	Rheintalgraben Süd	Rheintalgraben Mitte Rastatt-Bruchsal-Heidelberg
Aquitan	Regression des aquitanen Meeres mit <u>Calcaire gris de l'Agenais</u> Faluns von Saucats u. Bazas. merg. Sand	nicht zur Ablagerung gekommen		Süßwasser-Bildungen Vulkanismus Kaiserstuhl	<u>Süßwasser-Schicht</u> <u>Hydrobien-Schicht</u> <u>grau-grüne Mergel</u> <u>Corbicula-Schicht</u> Zwischen Sch. Cerithien Sch.
Oberes Chatt	<u>Calcaire blanc de l'Agenais</u>	<u>Süßwasser-Schichten</u> <u>Delsberger</u> u. <u>Baseler Kalk</u>	a) <u>Tüllinger Kalk</u> b) <u>Süßwasser Mergel</u>	<u>Süßwasser-Schichten</u> (<u>Ramondi-Schichten</u>)	<u>Bunte Süßwasser Schicht</u> (<u>Ramondi-Sch.</u>)
Unteres Chatt	<u>Molasse de l'Agenais</u>	<u>Glimmer-sand (Delsberg)</u> <u>Cyrenen-mergel v. Basel</u>	a) <u>Cyrenen-mergel</u> b) <u>mergel</u>	<u>Cyrenen-mergel</u>	<u>Cyrenenmergel</u>

~~~~~ marin    - - - - - brackisch    ——— limnisch-fluviatil

zum Karlshof bei Darmstadt nachweisen. Von Darmstadt bis zur Kraichgausenke fehlt am ganzen östlichen Grabenrand jede zu Tage anstehende Bildung, die als Aquitan gedeutet werden könnte, obwohl solche auf Grund der Bohrungen an der Bergstraße vorhanden gewesen sein müssen. Erst bei Bruchsal treten Corbiculaschichten

Schweizer Jura und Niederhessischer Senke

| Rheintalgraben Mitte Erdölgebiet Unt.-Elsaß                                 | Rheintalgraben Nord Worms-Darmstadt                 | Mainzer Becken u. Grabenrand Pfalz                              | Wetterau s: nur im südl. Teil                                                      | Vogelsberg Oberhessen                                                                 | Niederhessische Senke                                        |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|
| wahrscheinlich abgetragen                                                   | obere<br>Hydrobien-<br>untere<br>Hydrobien-<br>Sch. | obere<br>Hydrobien-<br>untere<br>Hydrobien-<br>Sch.             | mergel.-sand.<br>bis sandige<br>Hydrobien-<br>Schicht                              | Braunkohlen-<br>tone und<br>jüngere<br>Quarzit-<br>sande<br>Beginn des<br>Vulkanismus | Braunkohlen-<br>tone<br>Quarzite<br>und<br>Quarzit-<br>sande |
|                                                                             | bituminöse<br>Corbicula-<br>Schichten               | Corbicula-<br>Infata-<br>Schicht                                | Butzbacher<br>Ton u.<br>Münzenberger<br>Sandstein                                  |                                                                                       |                                                              |
|                                                                             | Anhydrit<br>u. Salz führ.<br>Cerithien-Sch.         | Cerithien-<br>Schichten                                         | sandig merg.<br>Cerithien-Sch.                                                     |                                                                                       |                                                              |
| Bunte<br>Süßwasser-<br>Sch.<br>(Nieder-<br>rödener Sch.<br>(VAN<br>WERVEKE) | Bunte<br>Süßwasser-<br>Mergel<br>u. Kalke           | Süß-<br>wasser<br>Schicht<br>mit<br>Milch-<br>quarz-<br>Schott. | Vilbeler<br>Schotter<br>Arenberg-<br>Schotter<br>Glimmersand<br>(Erica<br>antiqua) | untere<br>Quarzit-<br>sande<br>u. Tone                                                | Quarzit-<br>Sande u.<br>Schotter                             |
| Cyrenen-<br>mergel                                                          | Cyrenen-<br>mergel mit<br>Braunkohle                | Cyrenen-<br>mergel mit<br>Braunkohle                            | Cyrenen-<br>mergel mit<br>Braunkohle<br>(Horloffgrab.)                             | Cyrenen-<br>mergel<br>(Lich Vogels-<br>berg)                                          | Glaukonit<br>führ.<br>Kasseler<br>Meeressand                 |

in der kalkigen Ausbildung am Hochgericht und Heubühl auf. Am ganzen Schwarzwaldrand und im Breisgau sind ebenfalls keine anstehenden marinen oder brackischen Ablagerungen aquitanen Alters bekannt geworden, aber hier auch keine zu erwarten, da dieses Gebiet bereits dem chattisch-aquitane Hebungsbereich (sawischen Phase) angehört.

## Die Grabenfazies des Aquitans im Rheintalgraben

## A. Oberelsaß — Oberbaden

Mit diesem Gebiet haben sich folgende Autoren beschäftigt:

B. FOERSTER (1911), W. WAGNER (1912, 1913, 1929, 1950, 1953), E. STURMFELS (1943), V. MAIKOWSKY (1941), W. WENZ (1916).

Auf Grund der Untersuchungen von B. FOERSTER (1911) und von V. MAIKOWSKY (1941) sowie der Aufschlüsse bei dem Schachtbau im Kalisalzgebiet des Oberelsaß durch W. WAGNER (1912, 1913 u. 1929) treten in diesem Gebiet als jüngste Tertiärgebilde, soweit Untersuchungen vorliegen, nur Süßwasserbildungen mit großer Mächtigkeit auf. In der Tiefbohrung Geiswasser am Rhein, westlich von Freiburg, gehören von den erbohrten 455,5 m Süßwasserablagerungen, die V. MAIKOWSKY alle in das Chatt stellt, mindestens die unteren 75 m (bunten z. T. sandigen Mergel und Kalksandsteine mit *Helix ramondi* BRONGN.) zum Chattien. Das gleiche gilt von den in der Tiefbohrung Hilsenheim 10 km nördlich von Schlettstadt erwiesenen Süßwasserbildungen. Die mindestens 380 m mächtigen Mergel und Kalksandsteine, die über den durch Fossilien als Chatt erkannten Süßwasser-Ablagerungen noch bei Geiswasser liegen, könnten als aquitane Süßwasserbildungen angesprochen werden (W. WAGNER 1913, W. WENZ 1916), doch muß die Frage nach der Grenze zwischen chattischer und aquitanischer Süßwasserzone in diesem Gebiet noch offen bleiben. Mit großer Wahrscheinlichkeit liegen in der Bohrung Ungersheim II westlich von Ensisheim noch aquitanische Bildungen vor. Hier folgen noch 650 m bunte und graue Mergel und Kalksandsteine über dem chattischen Cyrenenmergel, die kaum alle der chattischen Süßwasserzone angehören, wobei allerdings zu bedenken ist, daß sich innerhalb des Rheintalgrabens Spezialgräben entwickelt haben (z. B. im Obereozän bei Schoensteinbach), in denen sich eine viel intensivere Senkung vollzog, die von einer stark erhöhten Mächtigkeit, die das 3½fache erreichen kann, begleitet war. Südlich von Straßburg kamen im Aquitan aber keine Senkungen mehr zustande, die dem Meer Zutritt gestatteten. Nur noch für lokale Süßwasserseen, die dem Aquitanien zugehören, kann ein Fortbestehen angenommen werden. Wir haben hier ähnliche Verhältnisse wie in dem westlichen Molassebecken nördlich vom Bodensee (E. VOLZ 1959), wo die Untere-Süßwasser-Molasse (Sande, mergelige Sande, sandige Mergel) 800—1280 m mächtig wird und sich ebenfalls in eine tiefere chattische Stufe mit *Pomatias antiquus* und *Plebecula Ramondi* und eine höhere, aquitanische trennen läßt. Vielleicht bestand sogar eine Verbindung zwischen westlichem Molassebecken und südlichem Rheintalgraben in dieser Zeit.

B. Die Grabenfazies des Aquitans in der Pfalzburger-Kraichgausenke  
(Niederrödern — Rastatt — Karlsruhe — Bruchsal —  
Landau — Langenbrücken)

Als Autoren sind zu nennen:

L. VAN WERVEKE (1918), A. MOOS (1934), H. WEBER (1935, 1937), B. PAUL (1938), E. WIRTH (1950), A. SCHAD (1953), D. NOTTMAYER (1954), F. DOEBL (1958).

Die erste Bohrung, die linksrheinisch, östlich des Pechelbronner Ölfeldes bei Niederrödern an der Selz, 6 km westlich des Rheins und 13 km NW von Rastatt,

1917 in die Beckenfazies des Rheintalgrabens vorstieß, erbohrte nach L. VAN WERVEKE (1918) 400 m mächtige bunte Mergel ohne Kalksandsteine. Nach VAN WERVEKE steht ihre Ausbildung derjenigen der Süßwasserschichten am nächsten, die W. WAGNER bereits 1912 über den Cyrenenmergel im Oberelsaß beschreibt. VAN WERVEKE gibt ihnen 1918 den Namen Niederrödener Schichten, der also ursprünglich nur für die oberchattischen Süßwasserbildungen von W. WAGNER in Anwendung kam.

Wenn man überlegt, daß in der nur 14 km nördlich gelegenen pfälzischen Bohrung Büchelberg die Schichten zwischen dem chattischen Cyrenenmergel und den aquitanischen Cerithienschichten 320—325 m stark werden und also als Süßwasserschichten noch dem Chatt zugerechnet werden müssen, und die 1935 von C. BOTZONG, dem Bearbeiter der Bohrung, den 400 m Niederrödener Schichten VAN WERVEKE's gleichgesetzt werden, so können diese ursprünglichen Niederrödener Schichten VAN WERVEKE's sehr wohl ganz oder zum weitaus größten Teil den chattischen Süßwasserbildungen zugehören.

Während auf der elsässischen Seite im Pechelbronner Ölbezirk bisher, trotz vieler Bohrungen kein Aquitan angetroffen wurde, ist dieses in gleicher Höhe rechtsrheinisch bei Rastatt schon deutlich entwickelt. Vermutlich ist es bei Pechelbronn der Abtragung anheimgefallen, aber im unterelsässischen Rheintal, östlich des Ölbezirks, bei Röschwog in der Ausbildung wie bei Rastatt vorhanden. In einem Vortrag in Goslar 1952 berichtet M. MARIE von 1000 m Niederrödener Schichten, die in der Bohrung Röschwog angetroffen wurden und im oberen Teil aquitanen Alters sein dürften.

Aufklärung über das Auftreten von marinem Aquitan in Gestalt der Cerithienschichten brachte die von A. Moos bearbeitete, um 1934 beschriebene Bohrung Rastatt. Moos überträgt dabei die Bezeichnung Niederrödener Schichten auf dieses Gebiet, die also hier einwandfrei chattische und aquitanische Bildungen enthalten. Diese letzteren sind hier in 210 m Mächtigkeit erschlossen (Cerithienschichten = 44,5 m, Zwischenschichten mit Land- und Süßwasserschnecken = 108,2 m und brackische Corbículaschichten = 57,0 m). Moos bezeichnet die Schichten richtig als Aquitanische Stufe, stellt diese aber in das Oberoligozän. Ob die unter den Cerithienschichten folgenden 55 m Süßwassermergel als aquitanische oder als chattische Süßwasserbildung aufzufassen sind, läßt sich aus Mangel an Fossilien nicht entscheiden, jedenfalls sind die letzten durch Bohrung erschlossenen tiefsten Ablagerungen von 100 m + Stärke chattische Süßwasserbildungen (*Erica antiqua* BRONGN. u. *Helix (Plebecula) ramondi* BRONGN.).

H. WEBER (1935) läßt mit den bei Rastatt angetroffenen aquitanischen Bildungen des Untermiozäns beginnen.

E. WIRTH untersuchte und beschrieb die Tiefbohrungen der dreißiger Jahre nach den nicht veröffentlichten Ergebnissen von W. HASEMANN und besonders nach den nach dem Krieg erfolgten Bohraufschlüssen bei Bruchsal (1950). Er trennt die über den Cyrenenmergeln liegenden, seit Moos als Niederrödener Schichten bezeichneten Ablagerungen in zwei Stufen. Stratigraphisch entsprechen die bunten unteren Niederrödener Schichten „den Cerithienschichten und dem Hochheimer Landschneckenkalk (= Süßwasserzone) des Mainzer Beckens; sie umfassen also das oberste Chatt und den tiefsten Teil des Auitans“. Es sind in der Hauptsache bunte Mergel mit Kalksandsteinbänken. Die Mächtigkeit steigt von den mehr randlichen Gebieten zu

dem Beckeninneren von 60 m auf mindestens 290 m an und neuerdings hat SCHAD südlich von Heidelberg eine solche von 800 m angegeben.

Die Bezeichnung „Untere Niederröderner Schichten“ für Ablagerungen, die einerseits einwandfrei Oberchatt (Süßwasserzone bzw. Hochheimer Landschneckenkalk) und solche, die bestimmt marines Aquitan (Cerithienschichten) sind, zu verwenden, nur wegen ihrer petrographischen Gleichheit, muß als nicht zweckmäßig bezeichnet werden. Leider ist diese Bezeichnung schon in die Literatur eingegangen und deshalb nicht mehr gut zu beseitigen. Wenn schon man aber eine Trennung in untere und obere Niederröderner Schichten vornehmen will, sollte man nur die chattischen Bildungen über dem Cyrenenmergel als untere, die aquitanen als obere Niederröderner Schichten im Bruchsal-Rastatt (Kraichgau) Grabengebiet bezeichnen.

WIRTH's Obere Niederröderner Schichten entsprechen den Corbicula- und Hydrobienschichten des Mainzer Beckens. Sie sind im wesentlichen Süßwasserbildungen mit vereinzelt brackischen und seichtmarinen Einlagerungen, diese nach B. PAUL (1938) besonders in den Corbiculamergeln. Sie bauen sich im wesentlichen aus grauen und feingeschichteten Bändermergeln auf. Sie treten nur in den tiefversenkten Schollen im Innern des Grabens mit einer Mächtigkeit bis zu 850 m (DPAG Baden 4 NW von Bruchsal) und 1350 m (Schriesheim nördl. Heidelberg) auf. WIRTH stellt sie zu Recht zum Aquitan, das er als tiefste Stufe des Untermiozäns bezeichnet. Nach einer brieflichen Mitteilung von E. WIRTH (1958) ist nicht er der Urheber der unzulässigen Bezeichnung Untere und Obere Niederröderner Schichten, sondern H. RUNGE (1936).

Eine weitere Klärung brachten die Untersuchungen von A. SCHAD (1953) im Raum von Karlsruhe, wo er eine obere graue Serie von einer unteren bunten Serie trennt. Über die stratigraphische Stellung und die wahre Mächtigkeit der oberen grauen Serie, die bei Forchheim südlich von Karlsruhe mindestens 650 m stark wird, können noch keine sicheren Angaben gemacht werden. Die untere bunte Serie wird bei Karlsruhe etwa 750 m stark, sie enthält zumindest die chattischen Süßwasserschichten und die aquitanen Cerithien- und Corbiculaschichten. Ferner haben auch die neueren Tiefbohrungen am linken Rheinufer im Raum Speyer-Germersheim-Landau ein viele hundert Meter mächtiges Aquitan in der Grabenfazies ergeben.

#### C. Die Grabenfazies des Aquitans im nördlichen Rheintalgraben zwischen Heidelberg-Grünstadt und Groß-Gerau-Darmstadt

Hierzu äußerten sich:

W. WAGNER (1950, 1953), E. VEITH (1954), E. STRAUB (1954), E. WIRTH (1954).

Die Tiefbohrung Worms I (WAGNER 1950) aus dem Jahre 1936, am rechten Ufer des Flusses, ausgeführt durch die Gewerkschaft Elwerath Hannover, war die Standardbohrung, die über die chattischen und aquitanen Bildungen im nördlichen Rheintalgraben in ihrer Grabenfazies zum erstmaligen Aufschluß gab. W. WAGNER (1950) stellte ein Aquitan von 1120 m fest, das mit den Cerithien-Corbicula- und Hydrobienschichten des Mainzer Beckens vergleichbar ist. Diese typische Grabenfazies ist eine Lagunenbildung. Sie enthält hier in den oberen Cerithienschichten, nach Ansicht von WIRTH und SCHAD in den Corbiculaschichten, eine Anhydrit-Steinsalzzone (WAGNER 1953) und in den stark bituminösen kalkig mergeligen Corbiculaschichten und den unteren Hydrobienschichten ein schweres Erdöl in geringeren

Mengen, in Worms I 1—2 Tonnen pro Tag, in Osthofen mit Erdgas gemischt-eruptiv, sowie ein Erdgas (Methan), das in großem Umfang gewonnen wird. Ebenfalls als Lagunenbildung erkannte E. VEITH die aquitanen Ablagerungen der gasführenden Bohrung Pfungstadt bei Darmstadt in einer Mächtigkeit von 1120 m. Jedenfalls setzt sich die lagunäre Grabenfazies des Aquitan bis in die Gegend von Wolfskehlen und Groß-Gerau fort. Es ist anzunehmen, daß die vielen in diesem Raum vorgenommenen und noch im Gang befindlichen Tiefbohrungen auf Erdöl, denen umfangreiche geophysikalische Untersuchungen vorausgingen, weitere Klärung des Aquitans in diesem Raum bringen werden.

Jedenfalls konnten sowohl E. VEITH als auch E. STRAUB hier eine ähnliche Gliederung des Aquitans, wie sie in Worms I und im Mainzer Becken möglich ist, vornehmen. Bemerkenswert ist ferner, daß südlich von Zwingenberg an der Bergstraße, etwa 600 m westlich des Grabenrandes (Bohrung Wiag. Hess. 4) in diesen Schichten fast nur eine klastische Fazies mit flachen Schüttungen vom Grabenrand hier in Form von mächtigen Sand- und Geröllmassen, also eine Küstenbildung in der Rheintallagune vorliegt.

Eine wesentliche Änderung in der Ausbildung des Aquitans kann also zwischen dieser lagunären Fazies des nördlichen Rheintalgrabens (Worms-Darmstadt) und des südlich anschließenden von Rastatt-Bruchsal-Heidelberg (Kraichgau) festgestellt werden. Die lagunäre Fazies enthält in den Ablagerungen der oberen Cerithien-schichten bis hinein in die oberen Hydrobienschichten bituminöse Mergelschiefer (550 m) mit so hohem Bitumengehalt, daß man sie als Ölmuttergesteine, ja stellenweise als Ölschiefer bezeichnen kann und aus denen auch in Worms und Osthofen zähflüssiges Öl austrat.

Die Heidelberg-Kraichgau-Rastatt-Fazies zeigt dagegen bis in die Corbicula-schichten hinein eine bitumenfreie bunte Mergelfolge, die sich in ihrer Ausbildung der oberchattischen Süßwasserzone mit durchlüfteten Seichtwassersedimenten anschließt (siehe Untere Niederrödener Schichten) nach SCHAD bei Sundhausen südlich Heidelberg 800 m stark. Darüber folgen die sogen. Oberen Niederröderner Schichten, dunkelgraue gebänderte Mergel (Corbicula- und Hydrobienschichten), die in der Bohrung Schriesheim 1, nördlich von Heidelberg, 1350 m stark werden, so daß hier der stärkste Senkungsbereich des Nordgrabens liegt, in dem das gesamte Aquitan eine Mächtigkeit von 1600—1700 m erreichen dürfte. Die vielen geophysikalischen Untersuchungen und die zahlreichen Tiefbohrungen auf Erdöl im rechtsrheinischen Rheintal während der letzten Jahre führten zu der Erkenntnis, die A. SCHAD 1956 in folgenden Worten zum Ausdruck bringt: „Westlich der Randstaffelzone liegt die Hauptbeckenachse. Bezeichnend ist ihre starke Verlagerung an den Ostrand des Grabens. Sie ist fast ohne Unterbrechung aus dem Raume westlich Darmstadt bis in die Gegend westlich Baden-Baden zu verfolgen. In dieser Beckenachse wurden im allgemeinen während des Tertiärs größere Schichtmächtigkeiten abgelagert als weiter westlich.“

#### Zusammenfassung

Das Aquitanien (Aquitan) ist eine Unterstufe des Tertiärs, die im aquitanischen Becken Südfrankreichs von CH. MAYER-EYMAR 1858 im Vallon de Saucats aufgestellt wurde. Sie enthielt ursprünglich zwei stratigraphisch und faunistisch trennbare

Stufen. Die von den verschiedenen französischen, deutschen und Schweizer Forschern teils zum Oberoligozän, teils zum Untermiozän gestellten Ablagerungen und die angestellten Vergleiche der Vorkommen, mit denen des Mainzer Beckens und denen bei Kassel führten zu Meinungsverschiedenheiten über die Stellung im Tertiär, die heute noch nicht bereinigt sind. Sie bedürfen einer Übereinkunft aller Forscher, die sich mit den fraglichen Ablagerungen beschäftigt haben. Die Mehrzahl der deutschen Forscher bezeichnet heute das Aquitanien (Aquitain) als unterste Stufe des Miozäns.

Im Mainzer Becken wird das Aquitanien von unten nach oben in drei Stufen aufgeteilt: Die marinen Cerithienschichten, die vorwiegend brackischen Schichten mit *Hydrobia inflata* (Corbiculaschichten) und die vorwiegend Süßwasserablagerungen der Hydrobienschichten.

In der nördlich anschließenden Wetterau liegen die marinen aquitanischen Bildungen in einer mergelig sandigen bis reinsandigen Küstenfazies vor. In Oberhessen (östlicher Vogelsberg) konnten als äquivalente Bildungen, meist von vulkanischen Produkten verhüllt, tonige Sande, Sande und Braunkohlenflöze festgestellt werden. In Niederhessen sind limnisch-fluviatile Sande und Quarzite, sowie ein mehrere Flöze führender Braunkohlenhorizont aquitanen Alters.

Der vorwiegend küstennahen mergelig-kalkigen Ausbildung des Mainzer Beckens, die sich am östlichen Rande des Grabens bis nach Darmstadt und am westlichen Rande bis zur elsässischen Grenze verfolgen läßt, entspricht im Rheintalgraben bis zu dem Unterlauf des Maines eine mergelig-tonige Beckenfazies mit starken Mächtigkeiten. Im südlichen Grabengebiet zwischen dem Jura und Straßburg sind die höheren Süßwasserschichten, die ohne scharfe Grenze sich den mergelig-sandigen chattischen Ablagerungen mit *Helix (Plebecula) ramondi* anschließen, vermutlich aquitanen Alters. Marine oder brackische Bildungen des Aquitanien fehlen in diesem Abschnitt. Die Beckenfazies im Rheintalgraben in der Pfalzburg-Kraichgau-Senke führt in dem bunten unteren Teil, der von WIRTH als Untere Niederrödrerner Schichten benannten Folge, chattische Süßwasserbildungen und den Hochheimer Landschneckenkalk, ferner die aquitanen marinen Cerithienschichten und die unteren Corbiculaschichten. Die oberen grauen Niederrödrerner Schichten enthalten die oberen Corbicula- und Hydrobienschichten, wobei die Süßwasserbildungen gegenüber den brackischen und seichtmarinen Ablagerungen vorherrschen.

Im nördlichen Rheintalgraben zwischen Worms und Groß-Gerau herrscht im Aquitan eine etwa 1100 m mächtige Lagunenfazies, welche mit den drei Stufen des Mainzer Beckens verglichen werden kann. Die oberen Cerithienschichten — nach Ansicht von WIRTH und SCHAD erst den Corbiculaschichten zugehörig — sind stellenweise Anhydrit und Steinsalz führend. Die Corbiculamergel und z. T. auch die Hydrobienschichten sind stark bituminös (Erdölmuttergesteine). Sie enthalten Erdöl von hohem spezifischem Gewicht (Worms I, Osthofen) sowie Methan in größeren Mengen.

Die Wende von dem oberoligozänen Chatt zum Aquitan ist die Zeit starker Bodenbewegungen (Savische tektonische Phase), die das südliche Gebiet vom Schweizer Jura bis etwa in Höhe der Südgrenze der Pfalzburg-Kraichgauseenke, bis auf kleine Süßwasserseen trockenlegt, so daß vom Aquitan an das Meer hier keinen Zutritt mehr finden kann. Die tektonischen Vorgänge setzen sich im Miozän fort. Sie bedingen weitgehend die, von großen Mächtigkeiten und Faziesänderungen begleiteten, ver-

schieden starken Senkungen im Rheinalgraben und von geringeren im Mainzer Becken. Ihnen entsprechen die mit Hebungen verbundenen, verschieden starken Abtragungen in Nordhessen. Ganz allgemein können wir sagen, daß die Verbreitung des Aquitans wie seine faziellen Verschiedenheiten im wesentlichen durch die erwähnten tektonischen Vorgänge bedingt sind, daß aber außerdem eine vortertiäre Tektonik (Saar-Nahe-Saale-Senke, Saalische und Pfälzer Faltung), die im Tertiär wieder auflebt, die Ausdehnung wie die Ausbildung des Aquitans ebenfalls beeinflußt hat.

Endlich bereiteten die Bodenbewegungen im tieferen Untergrund das Gebiet für einen intensiven intrusiven wie effusiven Vulkanismus vor, der im Aquitan im Kaiserstuhl, Vogelsberg, Westerwald und Niederhessen seinen Anfang nimmt und während des ganzen Miozäns andauert.

Das marine Aquitan, die Cerithienschichten, sind nur auf den Rheinalgraben nördlich von Rastatt, die entsprechenden Haardtrandgebiete, das anschließende südliche Mainzer Becken, dessen zentralen Teil im nördlichen Bereich und auf die südliche Wetterau beschränkt (siehe Karte). Diese Verbreitung des marinen unteren Aquitans ruft die Frage nach der Herkunft des Aquitanmeeres hervor. Diese bleibt nach wie vor ungeklärt. Das Kasseler oberoligozäne Meer süßt noch im Oberoligozän aus und es ist offenbar von dem oberhessischen brackischen Cyrenenmergel durch eine Schwelle getrennt gewesen, so daß eine marine Transgression aus dem Norden nicht möglich ist. Die von Süden vorstoßende Transgression im Unteraquitan endet im Norden bereits mit einer küstennahen Bildung in der südlichen Wetterau. Im Südrheinalgraben fehlen alle marinen und brackischen Ablagerungen nach der Bildung der einige hundert Meter mächtigen Süßwasserschichten. Im Osten in der Kinzigsenke fehlen wie in der Gersprenzsenke die marinen Cerithienschichten, und eine Transgression der brackischen Corbículaschichten, in entgegengesetzter Richtung, aus dem östlichen Mainzer Becken heraus nach Osten findet statt.

So bleibt eigentlich nur ein Meereseinbruch aus dem Westen über die alte alsatische Straße, die Pfalzburger Senke. Eine Andeutung für die Richtigkeit dieser Ansicht liegt erstens darin, daß die marinen Cerithienschichten in der von mesozoischen Ablagerungen eingenommenen Bruchzone von Landau hart an der äußeren Rheinhauptverwerfung noch in großer Mächtigkeit in der kalkig mergeligen Ausbildung auftreten, so daß ein ehemaliges, später abgetragenes Übergreifen nach Westen nicht von der Hand zu weisen ist. Zweitens kann dieses Südpfälzer Gebiet mit einem Senkungsfeld, das sich im oberen Oberoligozän weit über Nordlothringen, das Saarland, Luxemburg und das nördliche Pfälzer Bergland ausgedehnt hat, in Verbindung gestanden haben, von dessen Ablagerungen aber die Erosion nur kümmerliche Reste als Zeugen übriggelassen hat.

Die hier ausgesprochenen Vermutungen über die Herkunft des aquitanen Meeres aus dem Westen bedürfen aber, um Beweiskraft zu erlangen, noch weiterer erfolgreicher Untersuchung in den genannten Gebieten.

#### Schriftenverzeichnis

- BARTENSTEIN, H.: Ist die Schaffung neuer tertiärer Leithorizonte in Europa notwendig? — Erdöl und Kohle, **11**, S. 652, Hamburg 1958. (Referat von J. SENES, *Considérations sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe, raison et critères*. C. R. somm. Séances Soc. géol. France, 191, 1958.)

- BARTENSTEIN, H. & W. HEINEMANN: Brackwasser-Foraminiferen im oberen Aquitan des Mittelrhein-Gebietes. — Ein Beitrag zur Grenzziehung zwischen den Corbicula- und Hydrobien-Schichten innerhalb der Beckenfazies. — *Senck. leth.*, **35**, S. 23—35, 2 Abb., 8 Fig., Frankfurt a. M. 1955.
- BEURLEN, K.: Erd- und Lebensgeschichte. — 462 S., 227 Abb., 29 Tab., Leipzig (Quelle u. Meyer) 1939.
- BEYRICH, E.: Die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. — *Ber. preuß. Akad. Wiss.*, 1854, S. 640—666, Berlin 1854.
- BLANCKENHORN, M. †: Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen Aufnahmen in Niederhessen von 1911—1946. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) 1, S. 7—82, Wiesbaden 1950.
- BLAYAC: Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin d'Aquitaine. — *Livre jubilaire, Centenaire Soc. Géol. France*, t. I, S. 151 bis 170, Paris 1930.
- BUCHER, W.: Beitrag zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. — *Geognost. Jh.*, **26**, (1913), S. 1—103, 2 Taf., München 1914.
- BUXTORF, A.: Umgebung von Basel. — *Geolog. Führer der Schweiz*, S. 517—524, 3 Abb., Basel 1934.
- DEHM, R.: Zur Oligocän-Miocän-Grenze. — *N. Jb. Mineral. etc.*, 1949 Mh., B, S. 141—146, Stuttgart 1949.
- DEPÉRET, CH.: Sur la classification et le parallélisme du système miocène. — *Bull. soc. géol. France* (3) **21**, S. 170—266, 3 Tab., Paris 1893.
- DOEBL, F.: Stratigraphische u. paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropaläontol. Untersuchungen im Tertiär des Rheintalgrabens. — *Erdöl u. Kohle*, **1958**, S. 373—376.
- DOLLFUSS, G. F.: Essai zur l'Étage Aquitanien. — *Bull. Serv. Cart. géol. France*, **19**, No. 24, 1908—1909, S. 379—506, Taf. 1—6, Paris 1909.
- Classification des terrains tertiaires du bassin de Mayence. — *C. R. Soc. géol. France*, 1910.
- FISCHER, K. & W. WENZ: Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. — *Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1914*, **35**, 2, S. 37—75, 10 Abb., Taf. 2, 1 Texttaf., Berlin 1915.
- FOERSTER, B.: Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben aus den seit 1904 in Gang befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß. — *Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr.*, **7**, 4, S. 349—524, 3 Abb., 2 Tab., 4 Taf., 1 Kte., Straßburg 1911.
- GILLET, S.: Etude sur l'Oligocène supérieur d'Alsace. — *Bull. Soc. géol. France* (6) **4**, S. 25—29, Paris 1954.
- GRESSLY, A.: Nouvelles données sur les faunes tertiaires d'Ajoie avec les déterminations de M. MEYER. — *Actes soc. helv. sciences nat.*, **38**, S. 251—261, 1853.
- GRIPP, K. & A. MAGNE: Neue Gliederung des Miozäns in Westeuropa. — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., S. 273—281, 1 Tab., Stuttgart 1956.
- GUEMBEL, C. W., v.: Geologie von Bayern, 2, Rheinpfalz, S. 889—1064, Kassel 1894.
- *Geogn. Kte. Königr. Bayern 1: 100000. Kurze Erl. Bl. Speyer* (No. XVIII), 77 S., Cassel 1897.
- GUTZWILLER, A.: Das Oligocän in der Umgebung von Basel. — *Verh. naturforsch. Ges. Basel*, **26**, S. 96—108, 1 Tab., Basel 1915.
- HASEMANN, W. & W. HEINEMANN: Mittel- und Oberoligozän (Rupelien und Chattien) an der Ostseite des Kaiserstuhls. — *Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz*, N. F. **7**, S. 1—5, Freiburg 1957.
- HAUPT, D.: Das Alter der Braunkohlen vom Hessenbrücker Hammer und von Schlechtenwegen im Vogelsberg. — *Notibl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A.*, (V) **13**, S. 62—66, Darmstadt 1931.
- HÄUSER, F.: Die Hanau-Seligenstädter Senke und ihre Randgebiete. Topographie, Geologie und Tektonik. — Beiheft zu „Hanau Stadt und Land“, 62 + VIII S., Hanau (Verlag d. Hanauer Geschichtsver.) 1954.

- Die Geologie des Büdinger Landes. — M. Kreis Büdingen, Wesen und Werden. Verlag Hanauer Geschichtsverein Hanau, 24 S., Büdingen 1956.
- KIRCHHEIMER, F.: Das Alter pflanzenführender Tertiärablagerungen Oberhessens. — Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss., Abh. 1, 11 S., 1 Tab., Heidelberg 1934.
- Mikrofossilien aus Salzablagerungen des Tertiärs. — Paläontographica, 90, B, S. 127 bis 169, 1 Taf., 5 Tab., Stuttgart 1950.
- KLEMM, G.: Erl. geol. Kte. Großherzogt. Hessen, 6. Lfg., Bl. Kelsterbach und Neu-Isenburg, 76 S., Darmstadt 1901.
- KLÜPFEL, W.: Neugliederung des Westdeutschen Tertiärs. 1 Tab., (Selbstverlag), Würzburg-Aumühle 1939.
- Zur Gliederung und Altersdeutung des westdeutschen Tertiärs. — Z. deutsch. geol. Ges., 94, S. 1—18, 1 Taf., Berlin 1942.
- KOENEN, A. v.: Comparaison des couches de l'Oligocène supérieur et du Miocène de l'Allemagne septentrionale avec celles de la Belgique. — An. soc. géol. Belgique, 12 (1984—1885), S. 194—206, 1 Tab., Liéhe 1885.
- KUSS, S. E.: Schildkrötenreste (*Ptychogaster buechelbergense* n. sp., *Ocadia malthaneri* n. sp., *Trionyx* sp.) aus dem aquitanen Tonlager von Büchelberg in der Pfalz. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 50—76, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- LEPSIUS, G. R.: Das Mainzer Becken geologisch beschrieben. — Festschrift zur Feier des 50jährigen Bestehens der Rheinischen Naturforschenden Gesellschaft in Mainz, 181 S., 1 Kte., Darmstadt (Bergsträßer) 1883.
- LUBET, P.: Les faciès du Chattien et de l'Aquitaniens dans la Basse Vallée du Ciron (Gironde). — Bull. soc. géol. France, 19, S. 75—84, 1 Abb., Paris 1949.
- MAIKOVSKY, V.: Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du Bassin potassique d'Alsace. — Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 6, 193 S., 18 Tab., 15 Taf., 1 Kte., Paris 1941.
- MAYER, K. (= MAYER, CH. = MAYER-EYMAR): Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europas. — Verh. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturwissensch. bei ihrer Versammlung in Trogen am 17., 18. u. 19. August 1857, 42. Versammlung, S. 165—199, o. E. [1858].
- MEYER, L.: Etude stratigraphique du terrain oligocène de la Haute Alsace et du Territoire de Belfort. — Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorr., 1, 3, S. 153—262, Strasbourg 1928.
- MICHEL, FR.: Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. deutsch. Ländern, Lfg. 288, Bl. Eltville-Heidenfahrt, 79 S., Berlin 1931.
- MICHEL, F., W. WENZ & A. ZÖLLER: Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. deutsch. Ländern, Lfg. 300, Bl. Frankfurt/Main-Ost-Offenbach, 88 S., 2 Taf., 1 Abb., Berlin 1930.
- MOOS, A.: Die Erdölbohrungen im nördlichen Rheintalgraben bei Bruchsal 1921—1926. — Schriften Gebiet Brennstoffgeologie, 9, S. 12—76, 4 Abb., Stuttgart 1934.
- MORDZIOL, C.: Gibt es echtes Miocän im Mainzer Becken? — Centralbl. Mineral. etc., 1911, S. 36—42, 1 Tab., Stuttgart 1911.
- Untersuchungen über die Lage der Oligocän-Miocängrenze im Mainzer Becken. — Verh. nat.-hist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., 67, (1910), S. 237—266, Bonn 1911.
- Einige Bemerkungen über das angebliche Fehlen des Untermiocäns im Mainzer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., 63, 1911, Mber., S. 444—453, Berlin 1912.
- NOTTMEYER, D.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der rheinischen Vorbergzone bei Siebeldingen-Frankweiler. — Pollichia, (III) 2, S. 36—93, 3 Abb., 1 Kte., Bad Dürkheim 1954.
- PAUL, B.: Gliederung und Foraminiferenfauna des Rheintal-tertiärs bei Bruchsal. — Mitt. bad. geol. L.-A., 12, 1, 52 S., 2 Taf., 2 Tab., Freiburg 1938.
- PFLUG, H. D.: Zur Altersfolge und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 152—178, 5 Abb., 9 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1957.
- PLEWE, E.: Geomorphologische Studien am pfälzischen Rheingrabenrand. — Bad. geograph. Abh., 19, 70 S., Freiburg i. Br. 1938.

- REIS, O. M.: Geogn. Kte. Bayern 1: 100 000 Erl. Bl. Donnersberg (Nr. XXI), 320 S., München 1921.
- RUNGE, H.: Badisches Erdöl und seine Gewinnung im Vergleich zu norddeutschen Vorkommen. — Z. tiefbautechn. Ver., S. 9, Abb. 2, 1936.
- RUTSCH, R. F.: Das Typusprofil des Aquitanien. — Ecl. geol. Helvetiae, 44, S. 352—355, 1951.
- SANDBERGER, F. VON: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. — 458 + 8 S., 1 Tab., 35 Taf., Wiesbaden 1863.
- SCHAD, A.: Die Bedeutung der Bohrung Karlsruhe 1 für die Beurteilung des Tertiärs im Rheingraben. — N. Jb. Geol. Palaeontol., Abh. 97, S. 99—129, 3 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1953.
- SCHENK, E.: Corbículaschichten und Cyrenenmergel im Horloffgraben (Wetterau). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 224—254, 3 Abb., Wiesbaden 1957.
- SCHOTTLER, W.: Der Vogelsberg. — Notizbl. hess. geol. L.-A., (V) 18, S. 3—86, 2 Taf., 2 Abb., Darmstadt 1937.
- SCHRÖDER, E.: Einiges über die miocänen und vermutlich miocänen Bildungen des elsässischen, rheinpfälzischen und badischen Teiles des Oberrheingrabens. — 82 S., Diss. Heidelberg, Birkenau 1934.
- SENÉS, J.: Considérations sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe, raison et critières. — C. R. sommaire Séances. Soc. géol. France, S. 191, Paris 1958.
- SOLLE, G.: Geologie, Paläomorphologie und Hydrologie der Main-Ebene östlich von Frankfurt am Main. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 485, S. 121—220, Taf. 52 u. Karte 1—3, Frankfurt a. Main 1951.
- SPUHLER, L.: Die Marnheimer Bucht. — Pollichia, N. F., 6, S. 5—62, 1937.
- STEUER, A.: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. — Notizbl. Ver. Erdk. u. geol. L.-A. Darmstadt, (IV) 30, S. 41—67, Darmstadt 1909.
- STRAUB, E.: Mikrofaunistische Untersuchungen im Untermiozän und Oligozän des Raumes Wolfskehlen-Stockstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 151, Hannover 1954.
- STURMFELS, E.: Die Kalisalzlager von Buggingen (Südbaden). — N. Jb. Min. etc., Abh., A, 78, S. 131—216, 24 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1943.
- THEWS, J.-D.: Die Oppenheimer Fazies und ihre Lebewelt an der Wende vom Alt- zum Jungtertiär. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 179—205, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 11—12, Wiesbaden 1957.
- TOBIEN, H.: Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 588, Hannover 1955.
- Das Alter der Eruptionen am Limberg (Kaiserstuhl). — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1958, 110, S. 4—5, Hannover 1958.
- UDLUF, 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, 1 Taf., Wiesbaden 1950.
- VEIT, E.: Die Tiefbohrungen bei Pfungstadt und der Bau des Rheintalgrabens im Raum um Darmstadt. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 150—151, Hannover 1954.
- VIGNEAUX, M., A. MAGNE, M. VEILLON et J. MOYES: Aquitanien et Burdigalien. — C. R. Acad. Sciences, 239, S. 818—820, Paris 1954.
- VOLZ, E.: Geolog. Ergebnisse einiger Erdölbohrungen im westlichen Molassebecken. — Erdöl u. Kohle, 1959, H. 4, S. 209—216.
- VONDERSCHMITT, L.: Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsaß). — Ecl. geol. Helv., 35, S. 67—99, 4 Fig., 1 Taf., Basel 1942.
- WAGNER, W.: Neuere Ergebnisse über die Gliederung und Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß. — Mitt. philom. Ges. Elsaß-Lothr., IV, 5, S. 743—764, 1 Kte., Taf. XIII, 1912.

- Vergleich der jüngeren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsaß mit denen des Mainzer Beckens. — Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr., 8, 2, S. 273—287, 3 Tab., Straßburg 1913.
- Gliederung und Lagerung des Tertiärs von Kolbsheim bei Straßburg. — Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr., 11, S. 153—195, 8 Abb., 1 Tab., Strasbourg 1923.
- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Wöllstein-Kreuznach, 118 S., 4 Taf., Darmstadt 1926.
- La géologie des Puits des Mines de Potasse de la Haute-Alsace. — Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et Lorr., 1, 447 S., 41 Abb., Atlas mit 42 Tafeln, Strasbourg 1929.
- Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Ober-Ingelheim, 118 S., Darmstadt 1931.
- Das Mainzer Becken unter Berücksichtigung der Rheintaltektonik. — Mitt. d. Oberrhein. Geolog. Vereines Bd. XXVII, 1938, S. 25—62.
- Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1948, 100, S. 518—543, 9 Abb., 1 Taf., Hannover 1950.
- Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 706—728.
- WAGNER, W. & F. MICHELS: Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Bingen-Rüdesheim, 167 S., 3 Taf., Darmstadt 1930.
- WEBER, H.: Die neuen nordbadischen Erdölbohrungen. — Bad. geol. Abh., 7, 1/2, S. 119—130, 2 Abb., Karlsruhe 1935.
- Neue Aufschlüsse im Untermiozän bei Bruchsal. — Mitt. oberrhein. geol. Ver., 26, N. F., S. 33—42, 5 Abb., Stuttgart 1937.
- WEILER, W.: Neue geologische und paläontologische Untersuchungen im südlichen Rheinhessen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (V) 16, S. 56—81, Taf. 4—8, Darmstadt 1935.
- WENZ, W.: Die Öpfinger Schichten der schwäbischen Regulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. — Mitt. oberrhein. geol. Ver., 5, N. F., S. 162—196, 5 Fig., 1 Taf., Stuttgart 1916.
- Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — 351 S., 518 Abb., 41 Taf., Heidelberg 1921.
- Über den Zusammenhang des Mainzer Beckens mit dem Nordmeere und die Altersfrage von Meeressand und Cerithienschichten. — Cbl. Min., 7, S. 210—215, Stuttgart 1924.
- WERVECKE, L. VAN: Wissenschaftliche Anhaltspunkte und Ratschläge bei den Bohrungen auf Erdöl im Unterelsaß. — Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr., XI, 1, S. 13—56, Straßburg 1918.
- Schichtenfolge in zwei Bohrungen auf Erdöl bei Godramstein in der Rheinpfalz. — Geogn. Jb., 36, S. 17—26, München 1923.
- WIRTH, E.: Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. — Geol. Jb. für 1949, 65, S. 657—706, 6 Abb., 3 Tab., Hannover 1950.
- Grundlagen und Aussichten der Erdölsuche im Rheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1953, 105, S. 32—46, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1954.
- Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 168—189, 4 Abb., Wiesbaden 1954.
- WITTMANN, O.: Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1949, 101, S. 146—163, 4 Abb., Hannover 1950.
- ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 23, 91 S., 2 Abb., Wiesbaden 1957.

## Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet

Von

GERHARD SOLLE, Darmstadt

In einer inhaltsreichen Arbeit vertritt LOUIS (1953), Eifel und Hunsrück seien bereits vor Ablagerung der Vallendarschotter, also wohl spätestens im Mittel-Oligozän, so hoch herausgehoben gewesen, daß sich ein ausgeprägtes Netz weiter Muldentäler mit Eintiefungen bis maximal gegen 200 m habe bilden können. Diese breiten, tiefen Täler, darunter auch die verhältnismäßig große Wittlicher Senke, die bereits damals mindestens bis zu einem gegenwärtig 230 m über NN liegenden Boden hinabgereicht habe, seien in voller Höhe von Ablagerungen der Vallendarstufe ausgefüllt worden, bis die jüngsten Schotter wenigstens 200 m Maximalmächtigkeit und 435 m (gegenwärtige) Höhe erreicht und damit den größten Teil des Kammes des Kondelwaldes überdeckt hätten. Eine Hauptwasserscheide habe von der Gegend um Kochem (Mosel) aus einerseits nach NE entwässert, auf das Maifeld zu, andererseits nach SW auf Trier und letztlich zum Pariser Becken hin, durch die stark eingetiefte Wittlicher Senke, mit einem Nebenfluß von Manderscheid über Großlittgen-Landscheid-Dreis. Über das Moselgebiet hinaus müßten die Ergebnisse allgemeineres Interesse bis zum Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges gewinnen, wenn sie unwidersprochen bleiben könnten.

Daß die Vallendarer Schotter nicht auf einer monotonen, durchgehenden Fastebene abgelagert wurden, statt dessen aber ein System flacher Täler ausfüllten, stimmt mit eigenen Beobachtungen überein, die wir insbesondere bei Kartierungen in der SE-Eifel 1951–1953 und früheren Begehungen gewonnen hatten. Auch die noch ungedruckte Dissertation von GERHARD MARTIN (1955) kommt zu grundsätzlich denselben Ergebnissen.

Mit der völligen Umkehr der Entwässerungsrichtung des Gebietes der heutigen Mittel- und Obermosel nach SW hin, von einer Hauptwasserscheide bei Kochem aus, können wir uns jedoch nicht befreunden, und auch die angenommene starke Hebung des Gebirgsrumpfes zu unter- oder früh-mitteloligozäner Zeit, die Herausbildung bis 200 m tiefer, viele Kilometer breiter Wannentäler und ihre völlige Zuschüttung mit ungeheueren Massen von überwiegend Quarzschottern erregen Bedenken.

Eine Gesamtstellungnahme zur Arbeit LOUIS' ist nicht beabsichtigt, da sie sehr ausgedehnte Begehungen erfordert hätte; wir beschränken uns auf einige entscheidende Fragen, die sich besonders aus dem Gebiet der Südost-Eifel beurteilen lassen. Wesentliche Ergänzungen, insbesondere von den Blättern Landscheid und Schweich, wird später G. MARTIN bringen.

### Die Herkunft der Schotter

Für die Diskussion der Frage, ob die Annahme der Entwässerungsrichtung von einer Wasserscheide bei Kochem her möglich oder gar notwendig ist, mit einem Hauptgewässer durch die gesamte Wittlicher Senke nach SW hin auf Trier zu und mit Nebenflüssen von Manderscheid (Bl. Manderscheid), Gipperath (Bl. Hasborn), Speicher (Bl. Bitburg) und Umgebung von Arrenrath (Bl. Landscheid) her, wie es LOUIS vertritt, sind die Leitgesteine entscheidend. In vieljähriger, sehr gründlicher Arbeit hat KURTZ ein großes Material zusammengetragen und ausgewertet, veröffentlicht in der vorbereitenden Arbeit 1926, bes. S. 105, und entscheidend in den wichtigen Arbeiten 1931, S. 43ff. und 1938, S. 135ff. KURTZ sammelte von vielen Punkten eine große Zahl sicherer Gesteine aus dem Süden: schwarze Kieselhölzer, Porphyre, Chalcedone und vor allem Achate, die aus dem saarpfälzischen Rotliegenden stammen, mancherorts häufig Muschelkalk- und Jura-Verkieselungen, Oolithe usw. einer Fazies, die auf Lothringen weist und die auch zu alttertiärer Zeit nicht wesentlich weiter nördlich vorhanden gewesen sein konnte, ferner dünn-schichtige, verkieselte Muschelkalkplatten der Saar, Lias-Hornsteine, wie sie zwischen Luxemburg und Nancy bekannt sind, und nicht zuletzt die dunklen, gut gerollten, bezeichnenden Quarzite, die sich bis zu den Vogesen hin verfolgen lassen, wo sie auf sekundärer Lagerstätte aus dem Rotliegenden altbekannt sind. Wir haben bereits früher wesentliche Stücke aus KURTZ' Sammlung gesehen und können die Bestimmung durchaus bestätigen. Eine nochmalige Gesamtüberprüfung, die wir zur Kontrolle beabsichtigten, ist nicht mehr möglich, da die Belegstücke zu den Arbeiten 1926—1938 vernichtet sind. Einen Teil der Gesteine konnten wir auch selbst finden, in Größe und Abrollungszustand, der entweder durchaus dem der begleitenden Milchquarzsotter entspricht oder wesentlich darunter bleibt.

Relativ häufig (aber immer noch so selten, daß nicht jeder Besuch einer Kiesgrube ein einziges gutes Stück liefert!) sind die Leitgesteine aus dem Süden in den tiefen Zonen der Vallendarer Schotter von Heckenmünster, Dodenburg, Arrenrath, Niersbach, Niederkail, Landscheid, Großlittgen u. a. Punkten nach NE bis Manderscheid hin. Die annähernde Gleichaltrigkeit dürfte kaum zu bestreiten sein. Aber auch hohe Schichten der Vallendarer Schotter, am äußersten Rand der flachen Talungen, liefern, wenn auch sehr selten, einige der Leitgesteine, z. B. die Kiesgruben von Bergweiler und Hupperath. Andere, zweifellos zugehörige kleine Schotterflächen im Grünwald bei Wittlich und im Kondelwald (Bl. Alf) haben noch keine Leitgesteine gebracht, und ebenso nicht die kleine Schotterkappe des Hauen zwischen Pohlbach und Salmrohr (Bl. Wittlich), über deren Zugehörigkeit zu tiefen oder höheren Vallendar-Schottern sich nichts aussagen läßt.

Die weit verbreiteten Leitgesteine von Saar, Saar-Pfalz, Lothringen und Vogesen schließen somit die Herkunft von einer angenommenen Wasserscheide im NE sicher aus.

Hohe Schotterflächen von Bergweiler, Hupperath und weiter westlich führen gelegentlich Buntsandstein-Gerölle aus dem benachbarten Südeifeler Buntsandstein, in einzelnen Lagen beobachteten wir eine Buntsandstein-Anreicherung bis zu ca. 20% des Schotterbestandes. Die ausschließlich aus Milchquarz in gut gerundeten Geröllen

oder mancherorts überwiegend kantengerundeten Bruchstücken bestehenden Vallendarer Schotter des Kondelwaldes leitete bereits KURTZ wohl mit Recht aus dem Devon des Hunsrücks her. Das Flußsystem empfing somit Nebenflüsse oder -bäche vom Hunsrück und besonders der südwestlichen Eifel her.

Die Hauptmasse der Schotter, die Milchquarze jeder Kornform, Mischung und Größe, bis ganz vereinzelt über 20 cm Durchmesser hinauf, läßt sich der Herkunft nach nicht bestimmen. Die Milchquarze dürften in der Hauptmasse aus dem Devon des Hunsrücks, der Eifel und seltener der Obermosel stammen, zum kleineren Teil aus dem Buntsandstein der Eifel, in dem größere Quarzgerölle nicht häufig sind, örtlich aus Waderner Schichten und wohl nur zum kleinen Teil aus weiter Entfernung. Leitende Gesteine, die aus nördlicher oder nordöstlicher Richtung hergeleitet werden müssen, fanden sich nirgends.

Da die Leitgesteine aus dem Süden wenigstens vereinzelt auch aus den hohen Vallendarer Schottern gefunden wurden und keine Möglichkeit der Umlagerung aus tiefen in hohe Vallendarer Schotter erkennbar ist, darf man für die Gesamtmasse der Schotter eine Herkunft von N oder NE her ausschließen.

### Tiefe und Aufschotterungshöhe der oligozänen Täler

Den Maximalwert von etwa 200 m für die Tiefe der Täler vor Beginn der Vallendar-Aufschotterung und ebenso für die höchste Schottermächtigkeit erschließt LOUIS aus der gegenwärtigen Höhendifferenz einiger Reste der Vallendarer Schotter auf dem Grünewald und Kondelwald (Bl. Hasborn und Alf) gegenüber dem kleineren Vorkommen auf dem Hauen bei Pohlbach (Bl. Wittlich).

Alle Einzelvorkommen, die wir z. T. bereits 1937 veröffentlichten (von LOUIS übersehen), z. T. 1951—1952 kartierten, gehören eindeutig den Vallendar-Schottern an, denen die Quarzschotter völlig gleichen. Mit ihnen verknüpft sind oft bunte, z. T. lebhaft geflammte Tone und Feinsande. Eine Verwechslung mit den pliozänen Kieselolith-Schottern (u. a. von LEPPLA diskutiert) halten wir für ausgeschlossen. Die Quarzkiese im Grünewald 1 km n. der Heilstätte liegen in 412—418 m Höhe; aus den nördlich anschließenden unteren Klerfer Schichten, die während des Oligozän frei lagen (nicht Ems-Quarzit, wie LOUIS angibt, jener streicht tiefer aus), können sie nicht stammen. Auf dem Kamm des Kondelwaldes südlich des Distrikts Viertelbüsch s. Krinkhof (Bl. Alf) liegen die Schotter in 420—435 m Höhe, in altpleistozäner Zeit geringfügig abgetragen, im Distrikt Viertelbüsch, einige 100 m weiter nördlich, zwischen 410 und 430 m, am Arbeiterhaus im östlichen Kondelwald zwischen 415 bis 421 m. Auch hier ist mit geringfügiger Umlagerung und Abtragung zu rechnen.

Gegenüber den auf längere Strecke bemerkenswert gleichmäßigen Höchstwerten zwischen 418 und 435 m liegt die Basis der Schotter am Hauen bei Pohlbach nur in 220—230 m Höhe. In der Auflagerung der Schotter des Hauen unmittelbar auf Kreuznacher Schichten, nicht auf Buntsandstein, dessen Basis in der näheren Umgebung bis auf 240 m hinabreicht, sieht LOUIS den Beweis, der Hauen könne keine nacholigozän tektonisch abgesunkene Scholle sein und die Basis des oligozänen Tales müsse in großen Zügen der heutigen Oberfläche der Wittlicher Senke geglichen haben.

Den Beweis sehen wir nicht als geführt an. Die Wittlicher Senke ist keineswegs ein einfacher, weder mechanisch noch zeitlich auch nur annähernd symmetrischer Graben. Die Anlage begann bereits zur Waderner Zeit mit der NW-Abschiebung (KOPP 1955 und eigene Kartierung 1951—1953) und setzte sich später in mehreren Einzelphasen fort. Den postpermischen Anteil schätzt KOPP bei Dreis auf 140 m (1955, S. 144). Der SE-Rand der Senke ist jünger, z. T. nur eine flexurartige Abbiegung, in der Nähe des Hauen eine echte Abschiebung, jedoch mit rasch wechselnder Sprunghöhe. In der nordwestlichen Nachbarschaft sind bereits seit langer Zeit postpermische Abschiebungen nachgewiesen, von denen MARTIN in seiner Dissertation zeigen wird, daß sie sich auf 4 Einzelphasen verteilen. Sowohl abgesunkene W- als auch E-Flügel treten auf. Annähernd rheinische bis ungefähr SW-NE-streichende altpleistozäne Abschiebungen wiesen wir in ausgedehnter, noch unveröffentlichter Kartierung unweit Alf, wo die Wittlicher Senke nach NE aushebt, ebenso NW der Senke, bei Bergweiler, sicher nach. Auch im Innern ist die Senke nicht so einfach gebaut, wie es wegen der Aufschluß-Armut in den Kreuznacher Schichten erscheint. Es ist bemerkenswert, daß etwa 6 km NNE des Hauen die alte Bohrung Altrich (LEPPLA 1901, S. 16) die Kreuznacher Schichten mit der hohen Restmächtigkeit von 300 m durchteuft hat. SE Wittlich muß wenigstens eine größere Abschiebung in SW-NE-Richtung vorhanden sein, die die Kreuznacher Schichten gegen Waderner Schichten verwirft. Das Gesamtbild ergibt, daß die Gegend der Wittlicher Senke eine alte, bis in die jüngste Zeit immer wieder aufgelebte Schwächezone ist und daß abgesunkene W- oder E-Flügel ohne feste Regel aufeinander folgen.

Es bleibt somit in völligem Einklang mit der nachpaläozoischen tektonischen Geschichte der Wittlicher Senke und ihrer nächsten Umgebung, wenn man in der Umgebung des Hauen folgenden Ablauf annimmt:

1. Vor- oder altoligozäne Absenkung der westlichen Wittlicher Senke (deren Senkungstendenz immer die größere war) um mindestens 130 m (Basis Vallendar-Schotter am Hauen bei 220—230 m gegen Oberfläche Buntsandstein des Burgberges und Asberges bei rund 352 m), falls kein oligozänes Tal in der Senke vorhanden war, und entsprechend weniger, wenn man ein Tal annimmt.

2. Jung- oder postoligozäne Absenkung einer Scholle mit dem Hauen, vielleicht im Zusammenhang mit der weiteren Ausgestaltung der SE-Randstörung der Senke. In Pohlbach, südöstlich des Hauen, fällt das Rotliegende bis zu 45° nach NW ein, gegenüber Durchschnittswerten von 3—10°.

Es sei hervorgehoben, daß der von uns angenommene zeitliche Ablauf wegen der Armut an Aufschlüssen und der Gleichartigkeit eines großen Teils der Kreuznacher Schichten weder mit stratigraphischen noch tektonischen Mitteln unmittelbar zu beweisen ist, ebenso wenig wie die andere Annahme von LOUIS. Wir ziehen unsere durchaus unkomplizierte und sich dem örtlichen Mechanismus einfügende Deutung vor, weil sie erhebliche Schwierigkeiten und sogar Unmöglichkeiten beseitigt.

Das von LOUIS geforderte breite, bis nahezu zur gegenwärtigen Tiefe reichende Wannental entlang der Wittlicher Senke, mit voller Auffüllung durch Vallendarer Schotter bis zum Kamm des Kondelwaldes hinauf, wäre nur bei südwestlicher Abflußrichtung denkbar, denn nach NE hin klingt von Springiersbach ab (Bl. Alf) mit dem Ausheben des Rotliegenden die Wittlicher Senke aus (schon etwa von Hetzhof

an ist die wichtige nördliche Randabschiebung nicht mehr nachweisbar, SOLLE 1937), und das Alftal setzt sich als reines Durchbruchstal fort. LOUIS betont selbst (S. 47), daß zwischen Bullay und Kochem kein altes Tal nennenswert tiefer als 320 m vorhanden sei. Für großzügige Verbiegungen oder einen jungen, ausgedehnten Horst bieten sich aber keine Anhaltspunkte. Da die südwestliche Abflußrichtung aber durch die von S stammenden Leitgesteine, die in der Nachbarschaft auftreten, ausgeschlossen ist, muß die Annahme eines tiefen oligozänen Tales ausscheiden.

Es ergeben sich auch weitere Schwierigkeiten, gleichgültig, welche Abflußrichtung man annimmt.

Mitten in der Wittlicher Senke steigen der Neuerburger Kopf bei Neuerburg mit 286 m und der ähnliche Lûxemberg bei Bombogen auf (Bl. Wittlich, nahe N-Rand). Beide Berge bauen sich aus weichen Kreuznacher Schichten auf, mit der maximalen möglichen Hangneigung. Nur je ein unbedeutender Basaltgang hat die Berge vor völliger Einebnung geschützt (beide Berge sind keine Vulkanberge, wie KOPP 1955, Texttafel 8, angibt). Wenn die Basaltgänge miozänes Alter haben (was nahezu sicher ist), kann dort kein Tal gewesen sein; sollten sie bereits im Oligozän vorhanden gewesen sein, hätten sie beim damaligen Klima inmitten eines breiten, wesentlich tiefer hinabreichenden Tales keinen Schutz gegen völlige Abtragung bieten können.

Eine weitere Schwierigkeit sei angedeutet. Es fällt auf, daß die Wittlicher Senke gegenwärtig nahezu frei von umgelagerten Tertiärgeröllen ist. Auch die ausgedehnten Mittel- und Niederterrassen-Schotter enthalten sehr wenig. Angesichts der flachen, breiten Formen der oligozänen Täler sollte man unbedingt erwarten, daß die Rotliegend-Kappen im südöstlichen Kondelwald bereits im alttertiären Tal freigelegt waren. Andernfalls müßte man so steile Talflanken annehmen, wie man sie im rheinischen Oligozän nie auch nur vergleichsweise nachgewiesen hat. Lockerer, z. T. sehr grober Rotliegend-Restschutt in situ liegt auf dem Hommerichskopf in 320—340 m Höhe den Wissenbacher Schiefen auf (SOLLE 1937, S. 53); der schützende Grobschutt ließ hier eine in den Wissenbacher Schiefen ungewöhnlich markante Kuppe entstehen. Ähnliche Reste von Rotliegend-Schutt oder anstehenden Waderner Schichten lassen sich mehrfach nachweisen und bis zum NE-Ende der Wittlicher Senke verfolgen. Auf der Entesburg (Bl. Alf) liegt die Basis sogar in 360 m Höhe.

Der Verwitterungszustand der einzelnen Vorkommen entspricht durchaus demjenigen, der sich aus der zwanglosen Annahme alt- bis mittelpleistozäner Freilegung ergibt, unmöglich aber der Einwirkung oligozänen Klimas. Zudem müßten unter LOUIS' Voraussetzung oligozäner Aufschotterung in dem ungeschützt an der fast waagerechten Oberfläche liegenden sperrigen Schutt aller Korngrößen bis über  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> hinauf wenigstens einige Reste der tertiären Milchquarze der späteren Ausräumung entgangen sein. Trotz gründlicher Nachsuche fand sich kein einziges Oligozän-Geröll.

### Zur Massenfrage der Quarzschotter

Die Annahme LOUIS' einer bis 200 m hohen Aufschotterung der breiten Wittlicher Senke und der gleichfalls ausgedehnten, z. T. sehr breiten, tiefen Nebentäler wirft die Frage auf, ob die im Abtragungsgebiet zur Verfügung stehenden Quarze zur Lieferung so außerordentlich großer Massen ausgereicht haben können. Das gilt

besonders dann, wenn man mit LOUIS eine Hauptwasserscheide bei Kochem annimmt und somit nur ein relativ bescheidener Teil von Hunsrück und Eifel als Liefergebiet zur Verfügung stände. Dort, wo die Vallendarer Schotter erhalten sind, zeigen sie zwar häufig Einschaltung von Sanden und Tonen, aber die überwiegende Masse besteht aus Gangquarz. Eine Überschlagsrechnung ergab, daß allein die Wittlicher Senke und ihre Nebentäler eine Anzahl von Kubikkilometern Quarzgerölle aufgenommen haben müßten. Ein sehr beträchtlicher Anteil der Quarze ist so mangelhaft gerundet, daß für ihn nur ein kurzer Transportweg in Betracht kommt, wie auch LOUIS einräumt.

Der überwiegende Anteil der Milchquarze muß aus dem Unterdevon stammen; darin stimmen wir mit LOUIS überein. Häufigkeit, Mächtigkeit und Gesamtmasse der Quarzgänge werden aber oft weitaus überschätzt. Aus recht eingehender Kenntnis des Devons der Eifel und des Hunsrücks dürfen wir ganz bestimmt angeben, daß in weiten Flächen, insbesondere aus den ausgedehnten Ausstrichen von Hunsrück-schiefern, schiefrigem Obersiegen in „Normalfazies“, überwiegend schiefrigem Unterems, oberem Oberems und aus den Wissenbacher Schiefern, Quarzgänge solcher Mächtigkeit, daß sie zur Geröllbildung in Betracht kommen, entweder völlig fehlen oder nahezu bedeutungslos bleiben, nur vereinzelt eine nennenswerte Rolle spielen. In Schichtfolgen aus Quarziten, Grauwacken, Wechsellagerung solcher Gesteine mit sandigen Schiefern, besonders in stark gefalteten Bezirken, treten Quarzgänge zwar häufiger auf, stellenweise sogar massenhaft, aber auch hier sind Gänge von mehr als 5—10 cm Dicke nicht häufig, Gänge über 20 cm selten und solche von 1 bis mehrere Meter Dicke so vereinzelt, daß sie nur eine sehr geringe Rolle spielen. Die mancherorts sehr häufigen Gänge von einigen Millimetern bis 2—3 cm Dicke scheiden zur Lieferung von Geröllen praktisch ganz aus, und auch von den mächtigeren Gängen wurde der größte Teil zerrieben. Zur Entstehung der Milchquarzgerölle, die überwiegend zwischen 1—5 cm Durchmesser liegen, vereinzelt aber 20 cm übersteigen, war somit eine vielfach höhere Gangquarz-Masse erforderlich.

Sandproben aus den Schottern zeigten unter dem Mikroskop, daß sie zum erheblichen Teil nachweislich aus zerstörtem Gangquarz bestehen, teilweise treten Sandkörner aus aufgearbeiteten Sandsteinen sogar weit zurück.

Wie unbedeutend nennenswert mächtige Gangquarze im größeren Teil des Unterdevons bleiben, zeigen anschaulich die Breccien der Waderner Schichten (fast allenthalben bereits eine Auslese der festesten Gesteine, nur in selteneren Sonderfällen wiegen Schiefer vor), die fast in der ganzen Wittlicher Senke nur sehr untergeordnet Gangquarz erkennen lassen und nur in wenigen Lagen besser gerundeter Gerölle einen größeren Quarzanteil aufweisen. Erst nahe dem Abtragungsgebiet des Taunusquarzits schalten sich Quarzbreccien oder Gerölle etwas häufiger in das Rotliegende ein.

Zur Lieferung der beschriebenen, nicht sonderlich großen Gangquarz-Masse aus dem Grundgebirge standen der relativ gangquarzarmer mesozoisch-alttertiäre Grundgebirgszersatz und weitere Abtragungsmassen bis zum Oligozän zur Verfügung. Unter Zugrundelegung der Annahme LOUIS' vom Vorhandensein bis 200 m tiefer, breiter Täler in vor-mittelloligozäner Zeit könnte für die Vallendar-Schotter nur noch ein bescheidenerer Teil zur Verfügung gestanden haben, da bei so kräftigem Relief

der überwiegende Teil vorher weggeführt worden wäre. Es bleibt somit in der Hauptsache nur das Grundgebirge selbst zur Quarzlieferung übrig. LOUIS nimmt auch großzügige, recht bedeutende Abtragung in solchen Gebirgstteilen an, die über der alttertiären Verwitterungs-Oberfläche lagen. Ob eine oligozäne Abtragung aber so bedeutend war, wagen wir zu bezweifeln. Dann müßten z. B. die Vallendarer Schotter in der weiteren Umgebung des Taunusquarzits des Hochwaldes (SW-Hunsrück) einen hohen Anteil an Quarzitgeröllen aufweisen. Taunusquarzitgerölle, deren Stoß- und Schlagfestigkeit die der Gangquarze erreichen oder übersteigen kann, finden sich aber keineswegs so besonders häufig in den benachbarten Vallendarer Schottern, wie man es unter der angegebenen Voraussetzung erwarten müßte.

Im Buntsandstein der Saar, der Trierer Umgebung und der benachbarten Südeifel, sind zwar zahlreiche Konglomeratbänke vorhanden, die Gesamtmasse der Gerölle, vor allem der Anteil an hinreichend großen Milchquarzgeröllen, ist aber nicht erheblich. Die Masse der größeren Gerölle bleibt ganz unbedeutend, Gerölle von mehr als 10 cm Durchmesser sind uns unbekannt.

Wir sehen somit kaum eine Möglichkeit, die nach Kubikkilometern zählenden Gangquarzgerölle für die Auffüllung bis 200 m tiefer und kilometerbreiter Täler herzuweisen. Die von uns befürwortete maximale Schottermächtigkeit von 30—50 m, die zumeist nicht erreicht wird, käme in erster Annäherung mit einem Zehntel der Quarzmasse aus, für deren Herleitung wir keine Schwierigkeit sehen.

#### **Zur Frage der angenommenen oligozänen Nebentäler der Wittlicher Senke aus der Eifel**

Diese Frage deuten wir nur an, da G. MARTIN, der große Teile des wichtigen Bl. Landscheid neu aufgenommen hat, eingehender darüber berichten wird. Vom östlichen Teil des Bl. Landscheid nach E folgen wir eigener Spezialkartierung und Übersichtsbegehungen.

In dem angenommenen alttertiären tiefen Tal zwischen Manderscheid (Bl. Manderscheid) und ungefähr Dreis (Bl. Landscheid) mit südlicher Abflußrichtung könnte die Synthese LOUIS' ein abgerundetes Bild geben, wenn nicht die weiter oben hervorgehobene einwandfreie Herkunft der Leitgesteine von S her eine solche Deutung unmöglich machte. Die bereits dargestellte Massenfrage der Quarzgerölle gilt hier ebenso.

Für LOUIS' Deutung ist die mehrfach betonte Auffassung besonders wesentlich, eine Bruchtektonik oder auch Verbiegungen nach Ablagerung der Vallendarer Schotter spielten keine oder keine spürbare Rolle. Hierin stimmen wir nicht mit LOUIS überein. Ein flacher, zumeist nur einige Dekameter tiefer Graben überwiegend rheinischer Richtung erklärt die tiefere Basislage der Vallendarer Schotter, insbesondere im bedeutendsten Verbreitungsgebiet auf Bl. Landscheid, ganz zwanglos. Die rheinische Störungs-Richtung, die auf die Nähe der Eifeler N-S-Zone weist, ist sehr klar nachgewiesen (in den alten Karten GREBES freilich noch kaum erkennbar). So biegt das W-Ende der Olkenbacher Mulde mit einer Abschiebung großer Sprunghöhe auf längere Erstreckung in diese Richtung um. (Die Darstellung des W-Endes der Mulde bei GREBE, Bl. Landscheid 1892, und LEPLA, Übersichtskarte Bl. Trier

1:200000, ist inzwischen erheblich korrigiert.) Die Anlage der Abschiebung ist zwar alt, jüngeres Wiederaufleben aber durchaus wahrscheinlich. In derselben Richtung streicht eine längere Störung vom Kustengraben SE Plein zum Wittlicher Stadtwald westlich der Bohlensmühle (Bl. Hasborn, SW-Teil). Auch diese Bruchlinie ist alt angelegt, nach-mittelo oligozänes Wiederaufleben jedoch nahezu sicher, denn alle bereits genannten Vorkommen der Vallendar-Schotter östlich der Abschiebung im Grünwald und Kondelwald, dazu die Höhenlage der tiefgründig verwitterten, z. T. kaolinisierten Unterems-Gesteine (oligozäner Talboden östl. Greimerath 400 m; am Escherberg nordwestlich Willwerscheid 420 m; nordöstlich Wispelt 410 m; südöstlich Schule Krinkhof 415 m; verschiedene Stellen nahe und auf dem Kamm des Kondelwaldes 410—420 m) stimmen auf weite Erstreckung in den Basislagen mit ganz unbedeutenden Differenzen bemerkenswert gut überein, während westlich der genannten Abschiebung ohne Übergang der tertiäre Talboden beträchtlich tiefer liegt: anstehendes Tertiär und auskartierte Schotterreste östlich und südlich von Minderlittgen 350 bis höchstens 378 m, bei Hupperath 345 m bis vereinzelt 370 m hinauf, zwischen Hupperath und Bergweiler 315 bis 362 m im Extremfall, überwiegend um 330—350 m. Eine einwandfrei nacholigozäne Abschiebung ließ sich zwischen Bergweiler und Hupperath (nahe NE-Ecke Bl. Landscheid) kartieren, pleistozäne Abschiebungen ferner in der östlichen Olkenbacher Mulde. Es paßt durchaus in den Rahmen, daß nacholigozäne Bruchtektonik vielerorts im Rheinischen Schiefergebirge nachgewiesen ist, auch außerhalb der großen Bruchzonen.

In der Ablehnung der westlichen Randabschiebung eines flachen Grabens, der die Vallendarer Schotter abgesenkt hatte, durch den Hinweis, gerade der außerhalb des Grabens stehende Flügel mit dem Buntsandstein sei abgesunken, übersieht LOUIS, daß die Hauptbewegung entlang den zahlreichen ähnlichen Abschiebungen im Zusammenhang mit der Zerstückelung der Trierer Bucht sicher vortertiär ablief (kimmerisch nach QUIRING?), über den Mechanismus einer verhältnismäßig unbedeutenden nacholigozänen Absenkung also nichts gesagt ist. Gerade hier, in der alten Schwächezone nahe der Kreuzung von Wittlicher Senke und Eifeler N-S-Zone, stößt gegenläufiges Wiederaufleben älterer Bruchlinien beim Herausheben der rheinischen Masse auf keinerlei Bedenken.

Seit es gelungen ist, das mächtige Unterems der SE-Eifel zu gliedern (SOLLE 1956, RÖDER 1957, MARTIN noch unveröffentlicht), bieten sich neue Möglichkeiten, die Tektonik aufzulösen und jüngere Störungsrichtungen in diesem Gebiet zu erkennen. Die nacholigozänen Abschiebungen, die STICKEL (1932, S. 52) zur Erklärung der auffälligen Höhenunterschiede der Vallendarer Schotter beiderseits der Salm vorerst ganz grob skizziert hatte, werden sich damit überprüfen und wohl auch in ihrer Richtung und Einordnung genauer festlegen lassen.

Die teils nachgewiesene, teils wahrscheinliche Bruchtektonik entbindet somit zwanglos von der Notwendigkeit der Konstruktion sehr tiefer Täler im Oligozän und ihrer Gefällsrichtung nach S, der Herkunft der Leitgeschiebe entgegen. Wenigstens in gemilderter Form, mit Verfüllung flacher Täler in 20—30 m, maximal wohl 50 m Höhe, bleibt es aber das Verdienst von LOUIS, das wir aus eigener Kartierung bestätigen, auf ein lebhafteres Oligozän-Relief hingewiesen zu haben, als es bisher angenommen wurde.

### Zur Frage der absoluten Höhenlage im Mitteloligozän

Die Eintiefung der Täler der SE-Eifel bis zum frühen Mitteloligozän um Beträge bis 200 m im Sinne von LOUIS müßte eine Höhenlage derjenigen Flächen, die später zur Basis der hoch liegenden Vallendarer Schotter wurden, um nicht unter 300 m über NN bedingen, wenn man Entfernung zur N-Küste und Korngröße des transportierten Materials berücksichtigt. Die völlige Aufschotterung zur Vallendarer Zeit, die sogar über die Talränder hinausgriff, müßte ein Zurücksinken um ungefähr denselben hohen Betrag der Taleintiefung vorausgesetzt haben, denn einerseits ist über relative Bewegungen der Gebiete um Saar und Lothringen gegenüber dem Moselgebiet (auf deren Berücksichtigung wegen der Leitgeschiebe gerade der unteren Vallendarer Schotter nicht zu verzichten ist) im Mitteloligozän nichts bekannt, andererseits wäre das Gefälle nach N zur Küste, die nachweislich praktisch unverändert geblieben war, viel zu groß geworden, als daß so erhebliche Aufschüttung möglich gewesen wäre. Zudem bliebe bei starkem allgemeinen Gefälle der gleichzeitige ausgedehnte Absatz z. T. sehr feiner Tone (z. B. bei Binsfeld) unverständlich.

Zur Frage, ob ein so starkes Zurücksinken im Mitteloligozän möglich war, muß man die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle mitberücksichtigen, die sich vom älteren Tertiär an vollzog. Wenn sich auch der Ablauf wohl komplizierter vollzog (z. B. differenziertes Einbrechen der Kölner Bucht, kleine Brüche in der Drehachse nördlich der Eifel, sicher nachgewiesene Brüche und Schollenverbiegungen im Gebirge selbst usw.), so darf der von QUIRING (1926, Hauptkap. I, dazu die anschauliche Abb. auf S. 491, ferner Taf. 19 und 20; vom theoretischen Teil sei abgesehen), dargestellte Grundgedanke doch anerkannt werden, daß die westdeutsche Großscholle beim Herausheben im S und beim tiefen Eintauchen in Holland im ganzen bemerkenswert starr geblieben war. Die Untersuchung pliozäner und pleistozäner Moselterrassen durch BORGSTÄTTE (1910) paßt sich auch für das Moselgebiet gut ein. Unter jener Voraussetzung ist es von Bedeutung, daß das marine Mitteloligozän zwischen Holländisch-Limburg und Niederrhein zunehmende Mächtigkeit von S nach N zeigt bei annähernd gleichbleibender Küstenlinie (WÖLK 1941, dort weitere Lit.). Ein starkes Zurücksinken der Großscholle müßte sich hier bemerkbar machen. Dieses aus marinen und festländischen Befunden ablesbare Ereignis trat aber erst im Oberoligozän und Miozän ein. Für das Gebiet der Wittlicher Senke, das Lieser- und Salmgebiet müßte zudem eine kräftige nach-mitteloligozäne Verbiegung nach SW gefordert werden, wenn man nach LOUIS die oben angedeutete junge Bruchtektonik ablehnte, da die südlichen Leitgeschiebe zu einem ursprünglichen Nordgefälle zwingen.

Ein mitteloligozänes Herausheben der rheinischen Masse um etwas höheren Betrag als früher angenommen, wird man zubilligen müssen (dazu zwingt auch die damalige Küste zum westlichen Mainzer Becken hin), ein so starkes Heben und Wiederabsinken, wie es LOUIS fordert, erscheint aber mit gut fundierten Beobachtungen unvereinbar.

### Zusammenfassung

Zu den Ergebnissen von LOUIS (1953), etwa im Mittel-Oligozän habe ein bis 200 m tiefes Talsystem im Eifel- und Moselgebiet bestanden, das von den Vallendarer Schottern in voller Höhe wieder aufgefüllt worden sei, und von einer Hauptwasserscheide bei Kochem

aus habe eine teils nordwärtige, teils südwärtige Entwässerung stattgefunden, wird kritisch Stellung genommen. Die Leitgesteine erweisen eindeutig die Abflußrichtung von Vogesen und Lothringen aus nach N und NE. Oligozäne Taleintiefung und Aufschotterung von 30—50 m werden den Beobachtungen gerecht und besonders mit morphologischen und tektonischen Gründen belegt, Werte bis 200 m sind nicht möglich. Es erscheint ferner kaum möglich, die ungeheuren Gangquarz-Massen für die angenommene sehr hohe Auffüllung herzuleiten. Die nachgewiesene konstant gebliebene mitteloligozäne Küstenlinie nördlich der Eifel spricht gegen sehr erhebliches Herausheben und Wiederzurücksinken der Rheinischen Masse zu jener Zeit.

## Schriftenverzeichnis

(nur wichtigstes Schrifttum zitiert)

- BORGSTÄTTE, O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. — 54 S., 1 Kte, Diss. Gießen, Bonn 1910.
- KOPP, K.-O.: Die Wittlicher Rotliegend-Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rundsch., 44, S. 100—147, Taf. 8, Stuttgart 1955.
- KURTZ, E.: Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. — Verh. nat. Ver., 83, S. 97—159, Bonn 1926.
- Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. — Z. deutsch. geol. Ges., 83, S. 39—58, Berlin 1931.
- Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. — Z. deutsch. geol. Ges., 90, S. 133—144, Berlin 1938.
- LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A., 45, S. 1—88, Taf. 1, Berlin 1924.
- LOUIS, H.: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. — Münchner Geogr. Hefte, 2, Regensburg 1953.
- MARTIN, G.: Die Geologie der südwestlichen Mosel-Mulde und der benachbarten Strukturen. Diss. Frankfurt a. M. 1955 (noch unveröffentlicht).
- QUIRING, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoicum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. — Jb. preuß. geol. L.-A., 47, S. 486—558, Taf. 18—20, Berlin 1926.
- RÖDER, D.: Unteres und Mittleres Unterems im Lieserprofil (Unter-Devon, Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 129—145, Taf. 7, Wiesbaden 1957.
- SOLLE, G.: Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 436, Frankfurt a. M. 1937.
- Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unter-Devon; Südost-Eifel). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 85—92, Wiesbaden 1956.
- STICKEL, R.: Der Buntsandsteinrand im Nordosten der Trierer Bucht und seine Vorlage. — Verh. nat. Ver., 88, S. 39—52, Bonn 1932.
- WÖLK, E.: Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nord-europäischen Mitteloligozäns. — Z. deutsch. geol. Ges., 93, S. 80—114, Berlin 1941.
- Geol. Spezialkarte von Preußen:
- Bl. Bitburg, (GREBE). Berlin 1892.
- Bl. Landscheid, (GREBE). Berlin 1892.
- Bl. Schweich, (GREBE). Berlin 1892.
- Bl. Wittlich, (LEPPLA). Berlin 1901.
- Geol. Übersichtskarte v. Deutschland 1:200000.
- Bl. Trier-Mettendorf, (LEPPLA). Berlin 1919.

## Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens

Von

HUBERT KÖRBER, Würzburg

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Die östliche Untermainebene, jenes junge Senkungsfeld östlich der rechten Oberreintalspalte, das sich nach Süden bzw. Südosten in zwei keilförmige Grabenzonen, die Gersprenzbucht und das Aschaffener Becken, gabelt, stellt das südliche Ende der Hessischen Senke dar. Auch in der östlichen Mainebene erfolgte eine schrittweise Ausweitung des Senkungsgebietes von einem zentralen Becken im Nordwesten aus, ein randliches Wachstum im Laufe des Tertiärs, das auch für den Nordteil der Hessischen Senke charakteristisch ist (UDLUFT 1951). Infolgedessen lagern dem älteren vortertiären Untergrund von Westen nach Osten immer jüngere Sedimente vom mittleren Oligozän bis zum Oberpliozän auf. Nur wenig ist bisher über die Untergrundverhältnisse am südlichen und südöstlichen Rand des Grabensystems bekannt. Immerhin streicht auch hier an einigen Stellen das Oberpliozän zutage aus. Nur im Zentrum der Gersprenzsenke wurde bei Hergershausen noch Untermiozän erbohrt (SCHOTTLER und HAUPT 1923).

Im Zuge einer geomorphologischen und quartärgeologischen Kartierung des gesamten Maintals<sup>1)</sup>, erwies es sich als notwendig, das Aschaffener Becken und einen Teil der östlichen Untermainebene mit in die Untersuchung einzubeziehen. Zwei Probleme standen dort im Vordergrund: Wie verhalten sich die hochgelegenen vorquartären Talböden des Maintals zu den oberpliozänen Ablagerungen der östlichen Untermainebene, insbesondere des Aschaffener Beckens? Welche Auflagerungshöhen und Mächtigkeiten erlangt die talabwärts anschwellende und stellenweise unter die Talsohle herabreichende Aufschüttung des Maintals aus der Zeit des mittleren Altpleistozäns im Aschaffener Becken und der angrenzenden Untermainebene?

Wie eng beide Fragen verknüpft sind, zeigen die zahlreichen Bohrungen der Aschaffener Stadtwerke aus den letzten Jahren, im Südteil der Aschaffener Mainebene, deren Proben mir freundlicherweise von der Direktion zur Verfügung gestellt wurden. Die Bohrergebnisse werden durch die großen Sandgrubenaufschlüsse der Fa. Grimm bestens ergänzt. Die Bohrpunkte liegen in einem 4 km langen und

---

<sup>1)</sup> Die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte mir die Deutsche Forschungsgemeinschaft und die großzügige Unterstützung meines verehrten Lehrers, des Herrn Professor Dr. BÜDEL. Eine größere zusammenfassende Veröffentlichung ist in Vorbereitung.

1 km breiten Streifen des MtBl. Aschaffenburg auf der Talwegterrasse (= untere Mittelterrasse) zwischen Niedernberg im Süden, dem Kilometer 7 und 11 der Bundesstraße Miltenberg—Seligenstadt im Westen und dem Nilkheimer Hof im Norden. Es wurden Bohrproben von insgesamt 22 Bohrungen durchgesehen. Das tiefste Bohrloch erreichte 40 m (vgl. Tab. 1), 3 Bohrungen 18—19 m, die übrigen durchschnittlich

Tabelle 1. Bohrprofil der Bohrung 15 der Stadtwerke Aschaffenburg (400 m nordöstlich km 9 der Bundesstraße Miltenberg—Seligenstadt)

|            |                                                                                                                                       |                                   |
|------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|
| 0,0— 0,6 m | hellbrauner lehmiger Sand                                                                                                             | jungpleistozäner Decksand         |
| — 1,5 m    | brauner kalkreicher Mainschotter                                                                                                      | } jüngere Mittelterrassenschotter |
| — 3,5 m    | frischer kalkreicher Schotter                                                                                                         |                                   |
| — 5,2 m    | etwas kalkärmere Schotter mit braunem Sand                                                                                            | } ältere Mittelterrassenschotter  |
| — 6,5 m    | sandiger Mainschotter ohne Kalkgerölle                                                                                                | } altpleistozäne Mainschotter     |
| — 7,0 m    | heller bräunlich-grauer Sand, mit reichlich Maingeröllen, ohne Kalk                                                                   |                                   |
| — 7,9 m    | buntsandsteinreicher, sandarmer Mainschotter ohne Kalkgerölle, manganfleckig                                                          |                                   |
| — 8,8 m    | sandiger Mainschotter mit manganfleckigen kalkfreien Geröllen                                                                         |                                   |
| —12,0 m    | Mainschotter mit kräftig gelbbraun verfärbten Geröllen und Sanden, ohne Kalk                                                          |                                   |
| —14,0 m    | grauweißer Sand mit bis zu eigroßen gebleichten Buntsandsteingeröllen und kleinen, weißen Quarzen und Quarziten                       | } jüngeres Oberpliozän            |
| —14,2 m    | hellgrauer, schwach grünlich gefärbter, sandiger Ton                                                                                  |                                   |
| —24,3 m    | schwach gelblich gefärbter weißer Sand mit einzelnen Lettenstückchen, ohne Gerölle                                                    |                                   |
| —27,0 m    | weiße Buntsandsteinschotter, durch und durch entfärbt, mit kleinen weißen Quarzgeröllen und weißem Sand (im wesentlichen wie 12—14 m) |                                   |
| —40,0 m    | weißer, gelbstichiger Sand, ohne Gerölle                                                                                              |                                   |

12—15 m. Überraschenderweise erreichten 19 der untersuchten Bohrungen das Oberpliozän. Nur 3 Bohrungen am Süd- bzw. Südostrand des Bohrgebiets endeten in 12½ m Tiefe in pleistozänen Mainablagerungen. In keinem Bohrloch wurde der ältere Untergrund erreicht. Das Oberpliozän des Bohrgeländes besteht hauptsächlich aus hellgelben bis fast weißen, aber immer schwach gelbstichigen, überwiegend feinkörnigen, gelegentlich auch grobkörnigen Sanden. Kieslagen (mit Geröllen bis zu Faustgröße) sind ziemlich häufig. Auch kleine Tonlager, in einem Falle mit mehreren Lignithorizonten, sind in die Sande eingeschaltet. Soweit besteht kein großer Unterschied zu den altpleistozänen Flußaufschüttungen des Maintals. Aber die Zusammensetzung der Geröllschichten ist gänzlich anders. Die größeren Schotter bestehen fast nur aus mürben, gebleichten und mäßig gut gerundeten grobkörnigen Buntsandstein-

gerollen, die nur gelegentlich noch schwach rosa gefärbt sind. Die kleineren Komponenten sind meist nur wenig gerundete, ja teilweise noch scharfkantige, stark gebleichte Quarze, Quarzite und Hornsteine. Echte Mainingeröle sind nicht vorhanden. Nur äußerst selten fand sich ein höchstens erbsengroßes kantiges Geröll, das den Kieselschiefer- und Lyditgeröllen des Mains sehr ähnlich ist. Möglicherweise stammt es aus einem Konglomerathorizont des mittleren Buntsandsteins. Ein wesentlicher Unterschied zu den pleistozänen Mainablagerungen besteht auch darin, daß selbst die gröberen Sande einen so merklichen Tongehalt besitzen, daß sie nicht in den Sandgruben abgebaut werden können. Die Obergrenze des Pliozäns bildet daher vielfach die Sohle der Gruben. Die hangenden Mainschotter lassen sich maximal in drei verschieden alte Horizonte gliedern, die sich nach ihrem Verwitterungsgrad, besonders dem Gehalt an Muschelkalkgeröllen unterscheiden. Zur Erklärung ist es von entscheidender Wichtigkeit, daß die pleistozänen Flußsedimente im südlichen Mainviereck die gleichen Lagerungsverhältnisse zeigen. Die untersten und ältesten Mainschotter der Bohrungen gehören zu den basalen, sekundär fast immer kalkfreien Schottern der altpleistozänen Aufschüttung des Maintals. Die Auflagerungsgrenze der pleistozänen Schotter auf dem Oberpliozän liegt in den Bohrprofilen wie in den Sandgruben in einem immerhin mehrere Quadratkilometer großen Gebiet in fast gleicher Höhe (ca. 109 m ü. NN., ziemlich genau Mainspiegelniveau). Sie schwankt im Mittel nur um 3 Meter. Nur am Ostrand des Bohrgeländes, wo der jüngere kalkreiche Mittelterrassenschotter direkt auf dem Oberpliozän liegt, findet sich die Auflagerungsfläche einige Meter höher. Die altpleistozänen Schotter lagern offenbar in einer breiten Mulde westlich vom Niederterrassental in direkter Fortsetzung der altpleistozänen Erosionsrinne, die das gesamte mittlere Maintal etwas über oder unter dem Niveau der heutigen Talsohle durchzieht. Der nachfolgende Aufschüttungsvorgang dieser Rinne im mittleren Altpleistozän (RUTTE 1958) erfaßte auch das Aschaffener Becken und die östliche Untermainebene. An den Rändern dieses Gebiets ist an mehreren Stellen zu sehen, daß diese Aufschüttung eine Höhe von 160—170 m<sup>1)</sup> erreicht hat, was wiederum den Beobachtungen im Maintal entspricht. Es ergibt sich daraus eine ursprüngliche Maximalmächtigkeit des Altpleistozäns im Aschaffener Becken von 60 m oder etwas mehr. Möglicherweise liegen die altpleistozänen Schotter des Mains und der Gersprenz auch in der Gersprenzsenke ungestört. Allein nach den Bohrverzeichnissen (SCHOTTLER und HAUPT 1923) läßt sich das ohne genaue Untersuchung der Bohrproben nicht entscheiden. Sehr groß kann eine mögliche jüngere Absenkung nicht sein, da unter dem gegen das hangende Pleistozän nur schwer abzugrenzenden Pliozän an mehreren Stellen schon in 30 m Tiefe, d. h. einige Meter unter dem Mainspiegel an der Gersprenzmündung, Untermiozän (Corbículaschichten) erbohrt wurde. Jedenfalls läßt sich zeigen, daß im Aschaffener Becken und mit einiger Wahrscheinlichkeit auch in der Gersprenzsenke keine postmittelaltpleistozänen Bewegungen von irgendwelcher Bedeutung mehr stattgefunden haben. Im Gegensatz dazu läßt sich die Lagerung und die bedeutende Mächtigkeit des Oberpliozäns im Aschaffener Becken nicht ohne erhebliche, auf jeden Fall vormittelaltpleistozäne tektonische Bewegungen erklären. Von einem pliozänen Maintal in der

---

<sup>1)</sup> ü. N. N.

heutigen Art und Tiefe kann nicht die Rede sein. Vielmehr läßt sich der jüngste vorpleistozäne Talboden als Sohle einer je nach Widerständigkeit des Anstehenden mehr oder weniger breiten Talmulde mit nur geringem Gefälle, beispielsweise von 250 m bei Würzburg bis auf 230 m bei Obernburg, durch das ganze mittlere Maingebiet verfolgen. Die von SCHREFFER (1924) gegebene Darstellung der Schotterverbreitung in der Höhenlage der pliozänen Talböden ist erheblich übertrieben. Schotter wurden von mir auf dem jüngsten pliozänen Talboden in diesem Gebiet nur an einer Stelle gefunden.

Auf einer tischebenen Fläche aus Felssandstein in 230 m Höhe im Wald 1,4 km westlich Bahnhof Schippach (Top. Kte. Bl. Heimbuchenthal) liegen in dichter Streu auffallend windgeschliffene, hellrote, schlechtgerundete Buntsandsteinquarzite bis zu 30 cm Kantenlänge mit einer wüstenlackartigen Politur und zahlreiche bunte kanten-gerundete Karneolgerölle. Normale Buntsandsteingerölle und alle Maingesteine fehlen. Im übrigen findet sich im gesamten Maintal nichts, was sich mit dem mächtigen Oberpliozän des Aschaffener Beckens vergleichen ließe. Immerhin sei darauf hingewiesen, daß sich in einer Hinsicht eine Ähnlichkeit der Schippacher Schotter mit dem Aschaffener Oberpliozän und den noch zu beschreibenden Quarzschottern der Mainflinger Tongrube ergibt. Es ist die teilweise äußerst geringe Abröhlung der Gerölle. Das wird besonders durch einen Aufschluß<sup>1)</sup> am Südrand der Stadt Aschaffenburg, die Sandgrube Unterschweinheim der Fa. Tritschler, demonstriert. Die Grube zeigt am Eingang, 5 m hoch aufgeschlossen, eine pliozäne Rinnenfüllung aus gebleichten Sanden mit Lagen von zum Teil noch völlig eckigen, entfärbten Buntsandsteintrümmern und ebenfalls nur wenig gerundeten Quarzen. Der größte vollkommen eckige Buntsandsteinblock hat 80 cm (!) Kantenlänge. An der Grenze zum Grundgebirgszersatz — Blatt Schaafheim—Aschaffenburg gibt kontaktmetamorphe Schiefer an — sind Reste roter Letten, wahrscheinlich unterer Buntsandstein, erhalten. In der hinteren linken Ecke lagern typische pleistozäne Schotter mit frischen roten und weißen Buntsandsteingeröllen auf dem Zersatz. Weitere Merkmale unterscheiden die Rinnenfüllung von den pleistozänen Ablagerungen. Einerseits sind alle Buntsandsteingerölle sehr mürbe, andererseits ist der Sand schon erheblich verfestigt, so daß man beim Hacken ohne weiteres Sand und Gerölle gleichmäßig zerteilt. Eigentümlicherweise dringt die Bleichung nur wenige cm in den in der Nähe der Lettenlinse rötlichen, sonst grauen Grundgebirgszersatz ein. An der Grenze zum Letten, in welche die Entfärbung nicht eindringt, aber auch in den Schuttpaketen der Rinnenfüllung finden sich Limonitabscheidungen. Die Bleichung und Zersetzung der Gerölle hat offensichtlich nichts mit der Bildung des Grundgebirgszersatzes zu tun.

Wenn eine engere zeitliche Beziehung zwischen der in 135—140 m aufgeschlossenen Unterschweinheimer Rinnenfüllung, der in 80—115 m erbohrten Schichtenfolge des südlichen Aschaffener Beckens und den in 230 m liegenden Schippacher Schottern besteht<sup>2)</sup>, was sehr wahrscheinlich ist, lassen sich diese Lagerungsverhältnisse nur

<sup>1)</sup> Einen freundlichen Hinweis auf diesen Aufschluß sowie auf die Mainflinger Tongrube und weitere wertvolle Mitteilungen verdanke ich Herrn Regierungsgeologen Dr. NÖRING.

<sup>2)</sup> Die Verbindung mit einem höheren, etwas älteren Talboden würde die Situation nicht wesentlich ändern.

durch bedeutende tektonische Bewegungen erklären, die in der Hauptsache syngenetisch zu sein scheinen. Sonst würden sich wohl kaum so mächtige feinkörnige Ablagerungen wie im südlichen Aschaffener Becken gebildet haben, von denen im Maintalgebiet überhaupt nichts vorhanden ist. Im einzelnen scheint die Tektonik ziemlich kompliziert zu sein. Ihre Aufklärung bedarf noch umfangreicher Untersuchungen.

Das bisher beschriebene Oberpliozän unterscheidet sich deutlich vom Altpleistozän sowohl nach der petrographischen Zusammensetzung, der nachträglichen Verwitterung als auch in seiner Lagerung. Das Aschaffener Oberpliozän unterscheidet sich aber auch ebenso deutlich von den älteren Ablagerungen des Hanau-Seligenstädter Beckens der östlichen Untermainebene, die im folgenden mit KIRCHHEIMER (1934) als „älteres Oberpliozän“ bezeichnet werden und dem „jüngeren Oberpliozän“ gegenübergestellt werden sollen. Durch den neuen Aufschluß der Mainflinger Tongrube der Bong'schen Mahlwerke, in dem Schamottetone zum Abbau

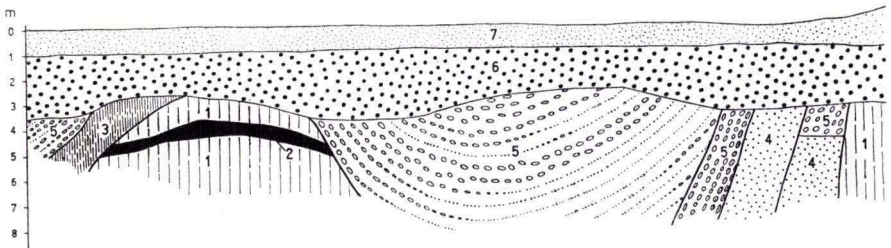


Abb. 1. Schematisiertes Profil durch die am stärksten gestörte Zone der Tongrube Mainflingen der Bong'schen Mahlwerke. 1 = frischer dunkelgrauer Ton, 2 = tonige Braunkohle, 3 = umlagerter ziegelroter Ton, 4 = weißer bzw. gelber, feinkörniger Sand, 5 = weißer Quarzschotter mit weißem Sand und lokal gehäuftem bis faustgroßen gebleichten Buntsandsteingeröllen (gepunktet), 6 = altpleistozäne Mainschotter, 7 = Decksand

kommen, werden diese Verhältnisse sehr gut erhellt. Das in ungefähr 10 m Mächtigkeit aufgeschlossene sehr reine Tonlager liegt am Rand jenes altpleistozänen Terrassenfeldes, das den Süden und Südwesten der östlichen Untermainebene einnimmt. Der Ton steht in direktem Zusammenhang mit dem Oberpliozän der Kahler und Seligenstädter Braunkohlengruben, wie ein dichtes Bohrnetz (Nr. 40—58 des Bohrverzeichnisses zu Blatt Seligenstadt) beweist. In allen Bohrungen bis auf Nr. 46 und 47, die im Trapp stecken blieben, wurde eine bis über 50 m mächtige Schichtenfolge von Ton, Sand und Braunkohle festgestellt. Schotter scheinen vollkommen zu fehlen. Auch in der Mainflinger Tongrube, in der nach Aussage der Grubenleitung magerer sandiger Ton unter der untersten Abbausohle ansteht, ist zur Zeit ein Streifen toniger Braunkohle aufgeschlossen (vgl. Abb. 1). Das Auffallendste aber ist jener zapfenförmige leuchtend rote Horizont, der das ganze Profil in wechselnder Höhe durchsetzt. Es ist der Ausfällungshorizont eines fossilen Bodenprofils. Auf Grund seines Eisengehalts ist dieser lebhaft rot gefleckte Ton für die Fabrikation unbrauchbar. Er wird sorgfältig aussortiert und auf die Halde gefahren. Nach unten löst sich das fast geschlossene gezackte Band in einzelne, rote Flecken auf, die in dem frischen dunkelgrauen Ton stecken. Nach oben ist die Grenze oft messerscharf gegen einen gebleichten hellgrauen, merklich sandigen Ton. Herr Prof. BAKKER (Amsterdam) hat sich

freundlicherweise erboten, Proben aus diesem Profil und aus anderen Aufschlüssen des Maingebiets zu untersuchen. Auf jeden Fall zeigt dieses Bodenprofil an, daß der Ton unter gänzlich anderen klimatischen Verhältnissen gebildet worden ist, wie sie heute bestehen, aber auch wie sie im jüngeren Pliozän geherrscht haben. Das Bodenprofil ist im Mittel 4—5 m mächtig, was wahrscheinlich nur eine Restmächtigkeit ist. Denn im Südteil der fast 300 m langen, etwa 170° streichenden Aufschlußwand liegen feinkörnige, weiße Sande in einer Mulde dem Tonlager auf. Auf diesen liegen diskordant wenig abgerollte weiße Quarzschotter, in der Hauptsache Gerölle aus den Pegmatitgängen des Vorspessarts mit Quarziten, einzelnen gebleichten Buntsandsteingeröllen und weißen Sandlagen. Nach oben wird das Profil von lebhaft braunen, zum Teil sogar schwarz gefärbten altpleistozänen Mainschottern abgeschlossen, auf denen stellenweise zu Dünen gehäufte Flugsande ruhen. Ganz besonders wichtig wird das Profil der Tongrube Mainflingen durch die Anzeichen einer pliozänen Tektonik. Am stärksten ist davon der Ton betroffen. Im mittleren und nördlichen Teil der Aufschlußwand ist zur Zeit zu erkennen, daß der Ton in zwei Sattelzonen aufsteigt, die nach oben ohne jede Störung des Altpleistozäns abgeschnitten werden (vgl. Abb. 1). Die Quarzschotter, die zufolge der deutlichen Bleichung auch ihrer Buntsandsteinkomponente<sup>1)</sup> noch als Pliozän angesehen werden müssen, sind am wenigsten gestört. Es wird sehr lohnend sein, den Abbau der Mainflinger Tongrube laufend zu verfolgen, um genaues Ausmaß, Art und Alter der Tektonik festzustellen. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die Störungszonen die Grube quer durchsetzen, wie mir der Herr Betriebsleiter mitteilte. Die Hauptstreichrichtung dürfte ungefähr OSO verlaufen.

Zusammenfassend können wir aussagen: In einem feucht-warmen Klima des älteren Oberpliozäns bildeten sich in der östlichen Untermainebene auf sinkendem Untergrund mächtige Ton- und Braunkohlenlager mit Feinsandlagen. Bei zeitweiligem Trockenfallen der Flußniederungen entwickelte sich ein tiefgründiges Bodenprofil mit leuchtend roten Eisenausscheidungen. Weitere tektonische Bewegungen weiteten das Becken nach Süden in die Gersprenzenenke und das Aschaffener Becken aus. Das Klima wurde im jüngeren Pliozän trockener und wahrscheinlich auch kälter. Lokalschutt, oft nur wenig gerundet, kam in den neuen Senkungszonen in mehr oder weniger großer Mächtigkeit je nach dem Grad der Absenkung zur Ablagerung. Die Temperaturen waren noch höher als in den Interglazialzeiten und die chemische Verwitterung war immer noch kräftig genug, um reichlich Feinmaterial zu liefern, das als Feinsande, als Toneinschaltungen und als tonige Beimengungen in den Flußsanden zur Ablagerung kam. Ein Maintal im heutigen Sinne war nicht vorhanden. Nur eine breite Talmulde entwässerte Unterfranken zum Aschaffener Becken. Sehr trockene Witterungsperioden mit Windschliff und wüstenlackartigen Bildungen<sup>2)</sup> wechselten sehr wahrscheinlich mit feuchteren Zeiten ab, in denen die Schotter und Sande tiefgreifend gebleicht und zersetzt wurden. Nur Quarzmaterial entging dieser

1) Der Buntsandstein ist der wichtigste Gerölllieferant im östlichen Einzugsbereich. Wären die Schotter schon diluvial, müßten wenigstens einige rote Sandsteine vorhanden sein.

2) Es ist allerdings nicht ausgeschlossen, daß Windschliff und Politur der pliozänen Schotter pleistozänes Alter besitzen.

intensiven Verwitterung. Möglicherweise erfolgte die intensive Bleichung des Lockermaterials im jüngeren Pliozän nur in Niederungen und tektonischen Senkungszonen mit hohem Grundwasserstand. Die tektonischen Bewegungen endeten spätestens im frühen Altpleistozän. Damals begann die Eintiefung des heutigen Maintals, das bereits zu Beginn des mittleren Altpleistozäns fast in seiner heutigen Form vorhanden war, ehe ein großer Aufschüttungsvorgang im Talgebiet und in der östlichen Mainebene begann.

#### Schriftenverzeichnis

- BAKKER, J. P.: Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. — Geogr. en Geol. Meded. Phys.-Geol. Reeks No. 3, 111 S., 12 Abb., 1 Kte., Utrecht 1930.
- KIRCHHEIMER, F.: Pflanzenreste aus der Braunkohle von Kahl am Main. — Cbl. Mineral. Geol. Paläontol., Abt. B, Jg. 1934, S. 34—38, Stuttgart 1934.
- RUTTE, E.: Die Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg. — Geol. Jb., 73, S. 737—754, 3 Abb., Taf. 39—40, Hannover 1958.
- SCHOTTLER, W.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Hessen, Blatt Seligenstadt, Darmstadt 1922.
- SCHOTTLER, W. & HAUPT, O.: Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. — Notizbl. Ver. Erdk. u. Geol. L.-A. zu Darmstadt, 5, S. 52—148, Darmstadt 1923.
- SCHREPFER, H.: Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. — Forsch. deutsch. Landes- u. Volksk., 23, Heft 3, S. 189—224, 2 Taf., 6 Abb., Stuttgart 1924.
- UDLUFT, H.: Der geol. Aufbau und die Entstehung der hess. Tonvorkommen. — Tonindustrie-Ztg., 75, 1951.
- Geol. Kte. Großhzgt. Hessen. Blatt Schaaheim-Aschaffenburg. Darmstadt 1894.
- Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes. 2. Aufl. Darmstadt 1929.

Manuskript eingegangen am 12. 1. 1959

## Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim \*)

(Vorläufige Mitteilung)

Von

VICTOR R. OTT und HEINZ J. DOMBROWSKI, Bad Nauheim

Im Rahmen balneo-biologischer Untersuchungen der Nauheimer Quellen wurde unsere Aufmerksamkeit von der ursprünglichen Zielrichtung auf Gebilde abgelenkt, die sich in dem untersuchten Mineralwasser der Quellen VII, XII und XIV befanden. Diese Quellen sind bis in eine Tiefe von 159, 177 bzw. 209 m metallisch verrohrt. Das der Untersuchung zugeführte Wasser wurde aus Hahnen entnommen, welche eine Entnahme von Quellwasser vor seinem Austritt an die Oberfläche ermöglichen. Ein Rückfluß von Mineralwasser, das schon an der Oberfläche war, ist hier aus hydrodynamischen Gründen mit Sicherheit auszuschließen.

Bei der mikroskopischen Betrachtung des bald nach der Wasserentnahme sich bildenden Quellsediments gelangten morphologische Elemente zur Beobachtung, die eindeutig pflanzlicher Herkunft sind. Es besteht wohl kein Zweifel, daß es sich bei diesen Gebilden um Mikrofossilien handelt. Gegen eine rezente Herkunft dürften sprechen:

1. Das Vorkommen in Quellwasser, das aus einer Tiefbohrung stammt und noch nicht an der Oberfläche war.
2. Die offensichtliche vollständige Mineralisation.
3. Die außerordentlich leichte Zerbrechlichkeit.
4. Die schlechte Färbbarkeit mit Methylenblau.
5. Das vollständige Fehlen einer FEULGEN'schen Nuclealreaktion.
6. Das vollständige Fehlen einer Färbbarkeit mit Ninhydrin und anderen Reagentien zum Nachweis von Eiweiß und Eiweißabbauprodukten.

Es sei ferner noch die Fluoreszenz mit weißlich-gelber Farbe im UV- und Blaulicht des Wellenlängenbereiches von 366  $m\mu$  bzw. 420  $m\mu$  besonders hervorgehoben.

Bei den gefundenen Mikrofossilien handelt es sich um Gymnospermensporen und — vorbehaltlich einer später erfolgenden Deutung — um Gymnospermenholz.

Die Gymnospermensporen zeigen deutlich zwei Luftsäcke und den Sporenkörper und tragen mehr oder weniger erkenntlich eine Y-Marke. Eine Deutung aller bisher gefundenen Sporen ist noch nicht erfolgt. Sie soll in einer eigenen Veröffentlichung

---

\*) Aus dem Institut für physikalische Medizin und Balneologie der Justus-Liebig-Universität Gießen in Bad Nauheim (Direktor: Prof. Dr. V. R. OTT).

zusammengefaßt werden. Doch dürfte bereits eine Sporenart als *Illinites spectabilis* LESCHIK 1956 anzusprechen sein. LESCHIK beschrieb dieselbe als nova species 1956. Er fand sie im Salzton des Zechsteinlagers von Neuendorf bei Fulda. Nach den stratigraphischen Untersuchungen von SCHOTTLER, STEUER und SCHÖNHALS und nach MICHELS wird per exclusionem angenommen, daß das in den Nauheimer Thermalwässern mitgeführte Salz von den Zechsteinlagern östlich des Vogelsberges stammt. Das Übereinstimmen der Sporenbefunde in dem Zechsteinlager bei Fulda und in den Nauheimer Solequellen liefert erstmals einen direkten Beweis für die Annahme über die Herkunft der in den Nauheimer Quellen enthaltenen Salze.

Bei den anderen Formelementen handelt es sich um Zellkomplexe von einer maximalen Größe von 300—320  $\mu$ , die einen verhältnismäßig gleichmäßigen Aufbau zeigen. Daher neigen wir am ehesten zu der Annahme, daß auch diese Gebilde von Gymnospermen herkommen, weil deren Holz in ähnlicher Weise eine gewisse Gleichmäßigkeit in der Feinstruktur aufweist. Das geologische Alter dieser Elemente dürfte somit das gleiche wie das der Sporen sein. Die Möglichkeit, daß Formbestandteile größere unterirdische Wasserlaufstrecken durchwandern, ist gegeben, weil offene unterirdische Flußläufe ja durchaus bekannt sind.

Bezüglich der Abbildungen und der herangezogenen Literatur verweisen wir auf die demnächst in den „Fundamenta balneobioclimatologica“ erfolgende Veröffentlichung unter dem Titel „Balneobiologische Untersuchungen der Nauheimer Quellen, 1. Mitteilung: Zur Creno-Paläontologie“. Vorliegende vorläufige Mitteilung in einer geologischen Fachzeitschrift will die Ergebnisse auch dem Geologen und Paläontologen zugänglich machen, für den sie wohl in gleicher Weise von Interesse sein dürften, wie sie es für den Balneologen sind.

Die Verfasser schlagen vor, für die paläontologische Arbeitsweise auf balneologischem Gebiet den Begriff Creno-Paläontologie einzuführen. Er ist etymologisch korrekt und kann im deutschen und angelsächsischen Schrifttum ebenso gut verstanden werden, wie in den Ländern lateinischer Zunge, in denen der Begriff der „Crenotherapie“ bereits eingeführt ist.

Manuskript eingegangen am 23. 3. 1959

# Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1:25 000 in den Jahren 1957 und 1958

Von

GEORG MATTHESS & JOE-DIETRICH THEWS, Wiesbaden

Mit 4 Abbildungen

## 1. Einleitung

Der in den letzten Jahren ständig steigende Wasserbedarf hat eine planmäßige Erfassung und Bewirtschaftung von Grund- und Oberflächenwässern notwendig gemacht. Diese Aufgabe soll durch die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung erreicht werden (SCHROEDER 1952a, S. 161, SPERLING 1952, BERG 1955, S. 11, 27—28). Bei der Aufstellung der Rahmenpläne sind stets umfangreiche hydrogeologische Fragen zu beantworten, z. B. nach der Grundwasserneubildung und den verfügbaren Grundwassermengen bzw. nach Gebieten mit noch ungenutzten Grundwasserreserven, nach der Größe und Lage der unterirdischen Einzugsgebiete, nach zukünftigen Fassungsräumen für größere Anlagen, nach der Grundwasserqualität. Sehr detaillierte Fragestellungen ergeben sich aus der neuen Schutzgebietsgesetzgebung (z. B. nach den Einzugsgebieten der Gewinnungsanlagen) sowie bei Interessenskollisionen von Grundwasserentnehmern (z. B. nach der lokalen Grundwasserbilanz, die es erlaubt, das Maximum an gewinnbarem Grundwasser festzustellen).

Angeregt durch diese Fragen wurde beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung als Beitrag zur Erforschung der Beziehungen zwischen Grundwasser und dem geologischen Bau eine hydrogeologische Spezialkartierung im Maßstab 1:25 000 begonnen.

## 2. Die hydrogeologische Kartierung

### a) Voraussetzungen

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung ging bei dieser Kartierung von den Gedanken aus, die von GIESSLER (1952a, 1952b, 1955), NÖRING (1950, 1957, 1958) und SITTE (1954) veröffentlicht wurden und die daher hier nicht im einzelnen wiederholt werden sollen. Die grundlegende Vorstellung dabei ist, daß bei Niedrigwasserabfluß (NQ)<sup>1)</sup>, der am häufigsten im Herbst eines Jahres auftritt, praktisch alles in den

---

<sup>1)</sup> Niedrigwasserabfluß (NQ) = Niedrigwasser = unterer Grenzwert der Abflüsse (nach DIN 4049<sub>1</sub>). Mittleres Niedrigwasser (MNQ) = mittlerer unterer Grenzwert der Abflüsse (nach DIN 4049<sub>1</sub>). Niedrigstes Niedrigwasser (NNQ) = unterster Grenzwert der Abflüsse (nach DIN 4049<sub>1</sub>).

Wasserläufen abfließende Wasser aus dem unterirdischen Vorrat stammt, und daß durch Messung dieser Niedrigwasserabflüsse die Grundwasserspenden festzustellen sind. Daß sich die Grundwasserspenden<sup>1)</sup> tatsächlich aus den Niedrigwasserabflüssen bestimmen lassen, zeigen die gewässerkundlichen Untersuchungen, in denen die Grundwasserreserven für größere Niederschlagsgebiete festgestellt wurden (FISCHER 1932, NATERMANN 1951, SCHROEDER 1952 b, WUNDT 1910, 1919, 1951, 1953 a; eine mathematische Behandlung der Methode findet sich bei SCHROEDER 1955, SPERLING 1954 und WUNDT 1953 b, S. 201—203).

Für viele praktische Aufgaben ist es unerheblich, ob die gemessenen Werte höher als der Niedrigwasserabfluß (NQ) und erst recht als der Niedrigstwasserabfluß (NNQ) liegen; denn der Grundwasserleiter wirkt als Ausgleichsspeicher, und es ist durchaus möglich, zu Zeiten des Niedrigwasserabflusses kurzfristig höhere Mengen zu entnehmen als sie dem Niedrigwasser entsprechen, freilich auf Kosten des Vorrates, der bei erhöhter Grundwasserneubildung wieder aufgefüllt wird. Natürlich ist der Spätsommer und Herbst als Kartierungszeit zu bevorzugen, weil in dieser Jahreszeit dem NQ angenäherte Abflüsse vorliegen. Zwar stellt eine Kartierung in einem einzelnen Jahr nur ein Augenblicksbild dar, doch ist es möglich, mit Hilfe von gewässerkundlichen Beobachtungen und Verfahren (SCHROEDER 1952 b, 1955, NATERMANN 1955) festzustellen, ob das Meßjahr hinsichtlich des Abflusses ein relatives Naß- oder Trockenjahr war. Auf diese Weise lassen sich die Meßergebnisse eines Jahres mit den Abflüssen anderer Jahre quantitativ vergleichen.

Wie bereits oben ausgeführt, bestehen für größere Niederschlagsgebiete<sup>2)</sup>, in denen man mit einer mittleren Wirkung des geologischen Aufbaus und weitgehendem Ausgleich von Grundwasserabgabe an fremde Niederschlagsgebiete und Grundwasserzufluß von fremden Niederschlagsgebieten rechnen kann, bereits bewährte Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserspenden. Für praktische Zwecke, z. B. die Standortbeurteilung einer Gewinnungsanlage sind diese Verfahren unzureichend. Dabei müssen nämlich kleinere Niederschlagsgebiete untersucht werden, in denen sich der geologische Bau und die Verschiedenheit der Gesteine und Böden hinsichtlich Aufnahme-fähigkeit, Durchlässigkeit und Speicherkapazität bereits entscheidend auswirken. Zur Erkennung dieser Zusammenhänge sind spezielle geologische Kenntnisse nötig. Im allgemeinen wird angenommen, daß von einer Gebietsgröße von mehr als 500—1000 km<sup>2</sup> an die Wirkung des geologischen Baus vernachlässigt werden kann. Daß diese Voraussetzung durchaus nicht immer zutrifft, zeigt das Beispiel des rund 1050 km<sup>2</sup> großen Kinziggebietes. Die dort auftretenden, im Vergleich zu den Nachbargebieten besonders hohen Abflußspenden haben ihre Hauptursache in einer geologischen Besonderheit: Das unterirdische Einzugsgebiet der Kinzig ist erheblich

---

1) Grundwasserspende: Aus dem Grundwasser stammende Abflußspende (l/s km<sup>2</sup>) (nach DIN 4049<sub>1</sub>).

2) Niederschlagsgebiet ( $F_N$ ) = das durch eine oberirdische Wasserscheide begrenzte Einzugsgebiet (nach DIN 4049<sub>1</sub>). Einzugsgebiet ( $F_E$ ) = unterirdisches Einzugsgebiet, das durch eine unterirdische Wasserscheide begrenzte Einzugsgebiet [= das in der Horizontalprojektion gemessene Gebiet, dem der Abfluß in einem gemessenen Abflußquerschnitt oder eine abflußlose Wasseransammlung entstammt (DIN 4049<sub>1</sub>)].

größer (ca. 10%) als das Niederschlagsgebiet, weil die Schichten allgemein zum Schlüchterner Becken hin einfallen und so aus angrenzenden Niederschlagsgebieten Wasser unterirdisch heranzuführen.

b) Die Arbeiten in den Jahren 1957 und 1958

Als Untersuchungsgebiet wurde 1957 das Bieberbachgebiet, Bl. 5821 Bieber (zum Kinziggebiet gehörig), ausgewählt (siehe Abb. 1), weil der geologische Aufbau, Bröckelschiefer mit überlagerndem Heigenbrücker Sandstein, auf klare Zusammenhänge zwischen den Gesteinsschichten und dem Grundwasser hoffen ließ. Im Jahre 1958 wurden die Arbeiten in das Fuldagebiet auf die Blätter 5123 Niederaula, 5222 Grebenau, 5223 Queck, 5224 Eiterfeld und 5322 Schlitz verlegt, wobei der Schwerpunkt auf Blatt Queck (siehe Abb. 1) lag. Dieses Blatt ist geologisch neu aufgenommen (LAEMMLEN 1958), so daß es möglich war, die hydrogeologischen Untersuchungen in einem Gebiet mit einer ins Einzelne gehenden modernen Gliederung des Buntsandsteins durchzuführen. Für die Auswahl der Gebiete war auch maßgebend, daß die Bearbeitung der wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne „Kinzig“ bzw. „Fulda“ durch die hessische Wasserwirtschaftsverwaltung im Gange ist.

Bei der Untersuchung wurde nicht an Blattgrenzen haltgemacht, denn es erschien zweckmäßig, die Grundwasserverhältnisse solcher Gebiete zu untersuchen, die weitgehend von tiefgelegenen und daher hydrologisch wirksamen Vorflutern begrenzt sind, da nur so die Erfassung des Gesamtabflusses ohne wesentliche Verluste zu erwarten war.

Es hat sich bei der praktischen Arbeit im Gelände als Ergebnis einiger Experimente herausgestellt, daß die geologisch-hydrologische Quellkartierung, welche eine kartenmäßige Aufnahme der vorhandenen Quellen, Brunnen und Wasserversorgungsanlagen umfaßt, zweckmäßigerweise von einem Hydrogeologen durchgeführt wird, während die Messungen des Niedrigwasserabflusses getrennt davon, jedoch in unmittelbarem Anschluß, von Technikern an hydrogeologisch festgelegten Punkten durchgeführt werden können.

Die Möglichkeiten der Auswertung und Deutung der Meßergebnisse, besonders im Hinblick auf den geologischen Bau, sind noch nicht erschöpft. Dennoch kann bereits der Versuch gemacht werden, einige interessante Einzelheiten als vorläufige Mitteilung einer späteren ausführlicheren Darstellung vorzulegen. Eine frühzeitig einsetzende Kritik kann die Arbeit nur befruchten und helfen, Fehler zu vermeiden.

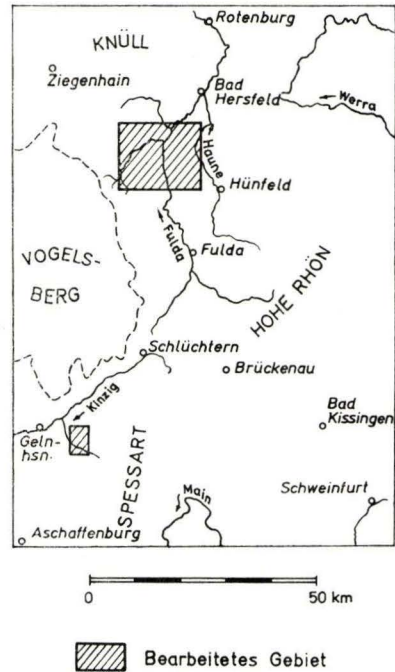


Abb. 1. Übersichtsskizze zur Lage der hydrogeologisch kartierten Gebiete

## c) Die Ergebnisse der Quellkartierung

Bei der Quellkartierung werden die oberirdischen Gewässer bis zu ihren Anfängen begangen, wobei die Lage der Quellen festgestellt wird, ihre Schüttungen geschätzt und die Temperaturen gemessen werden.

Es zeigte sich, daß weit mehr Wasserläufe und Quellen vorhanden sind, als sie die topographische Karte 1:25000 im allgemeinen angibt. Als Beispiel diene ein Ausschnitt aus dem Biebergebiet südöstlich Gelnhausen (Abb. 2) (Bl. 5821 Bieber, geol.

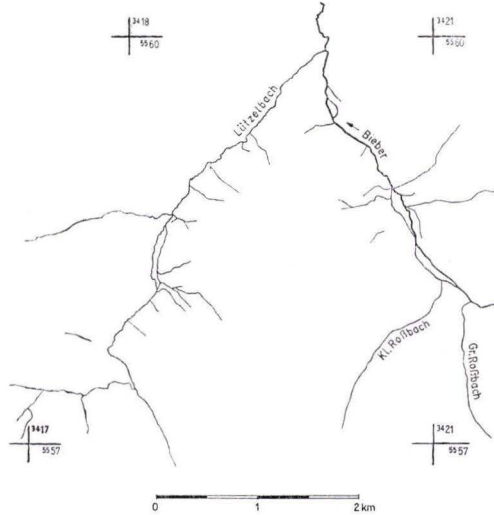


Abb. 2a. Auf der topographischen Karte 1:25000 dargestelltes Quellen- und Bachnetz.

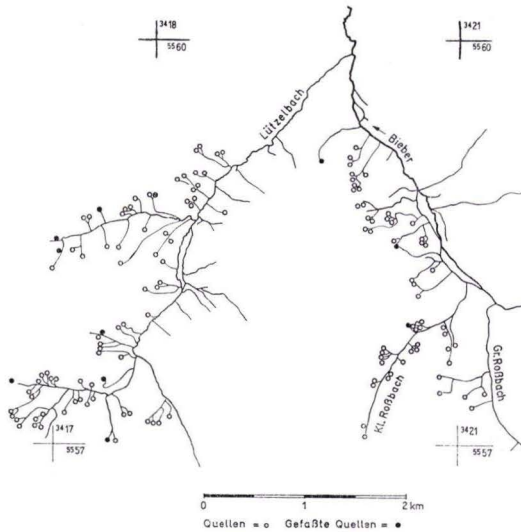


Abb. 2b. Quellen- und Bachnetz nach der hydrogeologischen Kartierung.

Spec.-Kte. Bieber, BÜCKING 1891). Sofort fällt auf, in welchem Maße durch die Quellkartierung die Zahl der Wasserläufe und Quellen gegenüber der neuesten Darstellung der top. Karte 1:25000 vermehrt wurde, wobei noch zu bemerken ist, daß die SE-Seite des Lützelbaches (eines linken Zubringers der Bieber) noch nicht hydrogeologisch kartiert ist. Als Quelldichte wurde im Lützelbachgebiet 13 Quellen/km<sup>2</sup> bestimmt. Von den insgesamt festgestellten 76 Quellen fanden sich etwa 75% im Heigenbrücker Sandstein. Die meisten davon lagen an der Grenze zum Bröckelschiefer.

Weiterhin ergab sich, daß im Bröckelschiefer des Untersuchungsgebietes relativ viele Quellen auftraten, die eine gewisse Regelmäßigkeit in ihrem Auftreten im Vertikalprofil zeigten und eine Zusammenfassung zu Quellenlinien nahelegten. Aus der regelmäßigen Verteilung ließ sich auf das Vorhandensein mehrerer (2—3) grundwasserleitender Sandsteinbänke im Bröckelschiefer schließen, eine Tatsache, die für dieses Gebiet bis Anfang der 50er Jahre unbekannt war und durch neuere Bohrergebnisse bestätigt wird.

Als Nebenergebnis einer sorgfältigen hydrogeologischen Kartierung ist also außer einer wesentlichen Verbesserung der Topographie die Aufdeckung geologischer Feinheiten, die bei der üblichen Methode der Feldaufnahme nicht erkannt werden, zu erwarten.

Als Vergleich zu den Beobachtungen auf Blatt Bieber seien einige Zahlen aus Teilen von Bl. Queck genannt: Niederschlagsgebiet des Kl. Rimbach 3,8 Quellen/km<sup>2</sup>, Gr. Rimbach 6,8 Quellen/km<sup>2</sup>. Die meisten liegen in der Quecker Wechselfolge. In den geschlossenen Sandsteinfolgen finden sich weniger Quellen, aber diese zeigen eine größere Schüttung.

Grundquellen und -schwinden lassen sich bei der Bachbegehung im allgemeinen nicht feststellen. Diese werden erst bei Abflußmessungen erkannt und z. T. dann genauer lokalisiert, so daß es zweckmäßig erscheint, diese Frage im Kapitel 2 e zu behandeln.

#### d) Niedrigwasserabflüsse und Grundwasserspenden

Die Abflußmessungen wurden unter Benutzung von natürlichen oder künstlichen Überfällen als Gefäßmessungen oder mit dem hydrometrischen Flügel durchgeführt, wobei die Meßstellen nach hydrogeologischen Gesichtspunkten schon bei der Quellkartierung unter Berücksichtigung des morphologischen Aufbaus, des Auftretens von Quellenlinien und der Größe des erfaßbaren Teilniederschlagsgebietes festgelegt wurden. Es wurde angestrebt, die Teilniederschlagsgebiete möglichst bis hinunter zu 1 km<sup>2</sup> Fläche durch Messungen zu erfassen.

Im folgenden sollen einige Ergebnisse der Messungen auf Bl. Queck und den Nachbarblättern vorgelegt werden.

Zunächst sei eine kurze Übersicht über Klima, morphologische und geologische Verhältnisse des Untersuchungsgebietes vorausgeschickt. Der überwiegende Teil von Bl. Queck empfängt Niederschläge (Mittel 1891—1930) zwischen 600 und 650 mm, welche im Fulda- und Haunetal auf 550—600 mm zurückgehen und nach der Nordwestecke des Blattes am Rimberg auf 750—800 mm ansteigen (Klima-Atlas von Hessen, Karte 51). Über das ganze Untersuchungsgebiet gemittelt fallen etwa 612 mm Niederschläge.

Die bearbeitete Fläche wird im Westen von der Jossa und vom Breitenbach/Riegelbach (Bl. Queck und Grebenu), im Norden vom Hattenbach und der Fulda (Bl. Niederaula), im Osten von der Haune (Bl. Eiterfeld), im Süden vom Rothenkirchener Bach (Bl. Eiterfeld) und von der Schlitz (Bl. Schlitz und Lauterbach) begrenzt. Die Fulda tritt an der Einmündung der Schlitz (219 m N.N.) in das Gebiet und verläßt es bei Roßbach (Bl. Bad Hersfeld), bei etwa 203 m N.N.

Die Jossa entspringt bei etwa 390—400 m N.N. und mündet bei Niederjossa in die Fulda (etwa 211 m N.N.).

Die Haune tritt nahe Rothenkirchen (Bl. Eiterfeld) bei etwa 235 m N.N. in das Untersuchungsgebiet ein und verläßt es bei Müsenbach (Bl. Eiterfeld, etwa 220 m N.N.).

Das Bergland des Schlitzer Waldes in der SW-Ecke des Blattes Queck gipfelt im Eisen-Berg (484,3 m N.N., Bl. Schlitz) und in der Gibgeskuppe (438,4 m N.N.). Die nördlich anschließenden Forste Herzberg und Niederaula erreichen im Rimberg (Bl. Grebenu) 591,8 m N.N. und im Eichberg (Bl. Queck) 418,0 m N.N. Über das Bergland zwischen Fulda und Haune erhebt sich als höchster Berg die Mengshäuser Kuppe (473,2 m N.N.).

Nach LAEMMLEN (1958) stehen auf Bl. Queck in erster Linie Schichten des Mittleren Buntsandsteins (sm) und höheren Unteren Buntsandsteins (su) an. Ohne auf die stratigraphischen Einzelheiten einzugehen, sei hier nur vermerkt, daß sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein reine Sandsteinfolgen (su-Sandstein, Quecker Grobsandstein und Hersfelder Sandstein) und Sandstein-Tonsteinfolgen, sogenannte Wechselfolgen (su- und Quecker Wechselfolge), zu unterscheiden sind.

Es gilt das nachstehend gekürzt wiedergegebene Standardprofil (aus LAEMMLEN 1958, S. 245):

- Mittlerer Buntsandstein (sm)
  - Schwarzenborner Gruppe (smS)
  - Hersfelder Gruppe (smH)
    - Hersfelder Sandstein und Wechselfolge
    - Hersfelder Grobsandstein
  - Quecker Gruppe (smQ)
    - Avicula-Sandstein
    - Quecker Wechselfolge
    - Quecker Grobsandstein
- Unterer Buntsandstein
  - Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins (su-Wechselfolge)
  - Sandsteinfolge des Unteren Buntsandsteins (su-Sandstein)

Hydrogeologisch besteht ein Gegensatz zwischen der Quecker Wechselfolge und ihren überlagernden Gesteinen einerseits und dem Quecker Grobsandstein und seinen unterlagernden Gesteinen andererseits.

Neben einigen Störungszonen sind zwei tiefe tektonische Einbruchsbecken in der Gegend von Großenmoor und von Wehrda zu erwähnen, welche wahrscheinlich auf Salzauslaugungen im tieferen Untergrund zurückzuführen sind.

Die Auswertung wurde so vorgenommen, daß aus den gemessenen Niedrigwasserabflüssen die Grundwasserspanden berechnet wurden für einzelne, möglichst von Vorflutern umgebene, Gebiete, in denen bei den nun folgenden Überlegungen eine einheitliche Grundwasserneubildung angenommen wurde. Der Einfluß des Klimas, der Geländeform, der Exposition, des Bodens (Bodenart und Bodentyp) und des

Bewuchses wurde nicht berücksichtigt. Im Laufe der weiteren Bearbeitung ist jedoch unter anderem beabsichtigt, eine Reihe repräsentativer Bodenproben aus den verschiedenen Schichtgliedern auf ihre Wasserdurchlässigkeit experimentell zu untersuchen. Im vorliegenden Falle ist die vorgenommene Vereinfachung um so eher zulässig, als die höheren Niederschlagsmengen auf den Bergrücken infolge der geringeren Durchlässigkeit der dort vorherrschenden Quecker Wechselfolge wohl eine etwa gleiche Grundwasserneubildung hervorrufen werden wie die niedrigeren Niederschlagsmengen in den Niederungen, die eine höhere Versickerungsmöglichkeit in den hier verbreiteten Grobsandsteinen vorfinden.

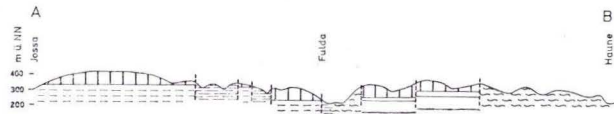
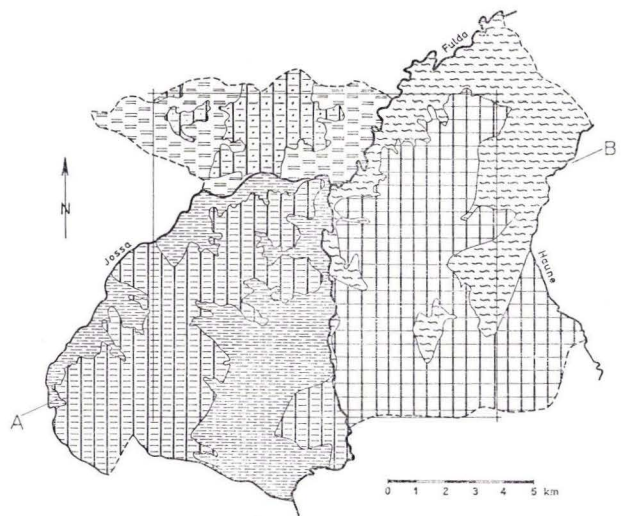
Karte Abb. 3 zeigt eine Darstellung der berechneten Grundwasserspenden. Erläuternd ist hierzu folgendes zu bemerken: Der Schlitzer Wald (SW-Teil des Untersuchungsgebietes), Fläche etwa 81 km<sup>2</sup>, hat insgesamt eine mittlere Grundwasserspende von 3,6 l/skm<sup>2</sup> = 114 mm. Diesen Wert findet man auf dem Kärtchen überall da, wo die Grobsandsteine ohne Überlagerung auftreten. Weiterhin fällt ein Gebiet ins Auge, wo ein oberes Stockwerk mit 1,5 l/skm<sup>2</sup> = 47 mm angegeben ist. Diese Grundwasserspende tritt aus der Quecker Wechselfolge aus, die etwa 44 km<sup>2</sup> bedeckt. Man könnte nun annehmen, daß in diesem Gebiet eine geringere Grundwasserneubildung stattfindet. Die am Rande der Quecker Wechselfolge innerhalb der Grobsandsteine auftretenden höheren Abflußmengen deuten aber darauf hin, daß Wasser aus der Quecker Wechselfolge in den darunterliegenden Quecker Grobsandstein gelangt und aus diesem austritt. Dies spricht für die Richtigkeit der Annahme einer im großen und ganzen einheitlichen Grundwasserneubildung im untersuchten Buntsandsteingebiet. Nimmt man also an, daß auch hier 3,6 l/skm<sup>2</sup> neugebildet wurden, so ergibt sich, daß 3,6 l/skm<sup>2</sup> minus 1,5 l/skm<sup>2</sup> = 2,1 l/skm<sup>2</sup> aus der Quecker Wechselfolge in den Quecker Grobsandstein übergetreten sind.

Ein zweites Teilgebiet liegt nordwestlich von Jossa und Fulda. Die Grundwasserspende beträgt im Mittel 2,7 l/s · km<sup>2</sup> = 85 mm. Die relativ geringe Grundwasserspende erklärt sich entweder durch eine geringere Grundwasserneubildung oder aber, was wahrscheinlicher ist, dadurch, daß Wasser unterirdisch in die nördlich oder westlich anschließenden Gebiete abfließt.

Als weitere Einheit wurde das Niederschlagsgebiet zwischen Fulda und Haune behandelt, das im Mittel 3,1 l/skm<sup>2</sup> = 100 mm spendet. Ein erfaßbares Teilniederschlagsgebiet, das von der Quecker Wechselfolge bedeckt ist, zeigt auch hier eine Grundwasserspende für diese Schichten von 1,47 l/skm<sup>2</sup>, so daß es mit aller Vorsicht möglich erscheint, für die Wechselfolge eine Abflußspende von 1,5 l/skm<sup>2</sup> auch in der Osthälfte des Untersuchungsgebietes anzusetzen. Es ist also östlich der Fulda mit einer unterirdischen Wasserabgabe von 1,6 l/skm<sup>2</sup> = 50 mm aus der Quecker Wechselfolge an die tieferen Schichten zu rechnen.

Zum Vergleich seien die in den Besonderen Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 16 (GfLS 1956) angegebenen Zahlen genannt:

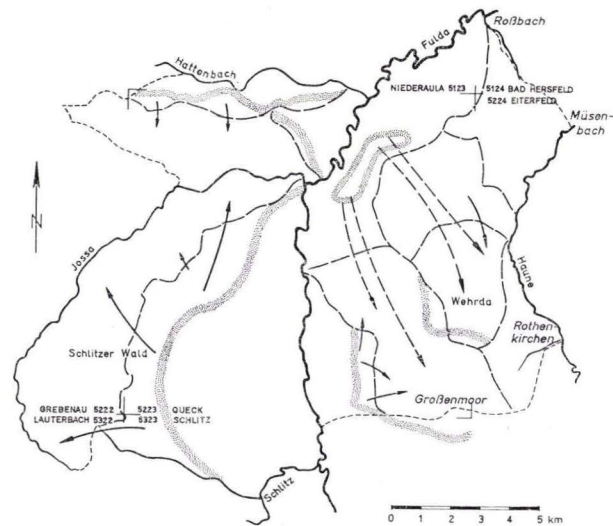
|                                   |                               |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| Fulda bei Hutzdorf (Bl. Schlitz): | NNq: 0,65 l/skm <sup>2</sup>  |
|                                   | MNq: 4,90 l/skm <sup>2</sup>  |
| Haune bei Wehrda (Bl. Eiterfeld): | NNq: 0,47 l/skm <sup>2</sup>  |
|                                   | SoNq: 1,05 l/skm <sup>2</sup> |
|                                   | MNq: 1,85 l/skm <sup>2</sup>  |



Profil A-B schematisiert, Überhöhung ca 1:5

- |                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                               |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>1,5 - 2,0 <math>l/s \times km^2</math></p> <p>1,0 - 1,5 <math>l/s \times km^2</math></p> <p>1,5 - 2,0 " "</p> <p>2,0 - 2,5 " "</p> <p>2,5 - 3,0 " "</p> <p>3,0 - 3,5 " "</p> <p>&gt; 3,5 " "</p> | <p>Die senkrechte Signatur bezeichnet das Grundwasserstockwerk der Quecker-Wechselfolge und der überlagernden Gesteine.</p> <p>Die waagerechten Signaturen bezeichnen das Grundwasserstockwerk des Quecker-Grobsandsteins und der unterlagernden Gesteine</p> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
- Begrenzung des Blattes Quack
  - Begrenzung des bearbeiteten Gebietes
  - Verwerfung (nur im Profil angewandt)

Abb. 3. Übersichtskarte der Grundwasserspenden auf Blatt 5223 Quack (Fuldagebiet). Ortsangaben siehe Abb. 4.



- Wasserscheiden zwischen Niederschlagsgebieten (oberirdische Wasserscheiden)
- Wasserscheiden zwischen Einzugsgebieten (Grundwasserscheiden soweit bekannt)
- Richtung unterirdischer Wasserabgabe
- Richtung unterirdischer Wasserabgabe vermutet
- Grenze des bearbeiteten Gebietes

Abb. 4. Niederschlagsgebiete und Einzugsgebiete auf Blatt 5223 Quack.

Auf der hydrogeologischen Übersichtskarte 1:500000 Blatt Frankfurt a. Main (F. MICHELS und R. ULBRICH 1956) ist für das Gebiet des Blattes Queck eine Höffigkeitsstufe<sup>1)</sup> von 500—1000 m<sup>3</sup>/Tag angegeben (= 5—11 l/s).

Natürlich lassen sich auf die geschilderte Art immer nur die Teile der Grundwasserspende erfassen, die jeweils im lokalen Vorfluter austreten. Das im tieferen Untergrund über größere Entfernungen abfließende Grundwasser läßt sich aber im Rahmen regionaler Betrachtungen erfassen. Als Beispiel für großräumige Grundwasserbewegungen sei die Wanderung von Solwässern aus dem Zechstein des Werragebietes zum Taunus-Südrand hin angeführt (MICHELS 1926).

Bei der Bestimmung der Grundwasserspenden der kleinsten noch durch Messungen erfaßten Teilniederschlagsgebiete zeigte sich, daß Gebiete mit ähnlicher Oberflächengestalt, Größe und Lage zum Vorfluter sehr stark voneinander abweichende Spenden aufweisen. Da jedoch in solchen ähnlichen und benachbarten Gebieten im großen und ganzen eine einheitliche Grundwasserneubildung anzunehmen ist, müssen Gebiete mit hohen Spenden unabhängig von der Größe des Niederschlagsgebietes auch entsprechend große (unterirdische) Einzugsgebiete haben, Gegenden mit kleinerer Spende entsprechend kleinere Einzugsgebiete.

Will man nun vom oberirdischen Niederschlagsgebiet  $F_N$  zum unterirdischen Einzugsgebiet  $F_E$  gelangen, so muß man, ausgehend von dem gemessenen Abfluß, mit Hilfe der für das Gebiet bestimmten durchschnittlichen Grundwasserspende, das zu diesem Abfluß gehörige Einzugsgebiet berechnen, was nach der folgenden Formel geschieht:

$$F_E = \frac{Q}{q_G}$$

$F_E$  = Einzugsgebiet in km<sup>2</sup>

$Q$  = gemessener Abfluß in l/s

$q_G$  = mittlere Grundwasserspende des Gebietes in l/skm<sup>2</sup>

Der Wert  $F_E$  weicht nun in den einzelnen Quellgebieten im positiven und negativen Sinne von der Größe des Niederschlagsgebietes  $F_N$  ab, so daß es nun möglich ist, mit Hilfe der Schichtlagerungskarte die Fläche in vertretbarem Ausmaß so lange zu verändern, bis  $F_E$  der mittleren Grundwasserspende entspricht.

Auf Abb. 4 ist der Versuch gemacht, mit Hilfe der geschilderten Methode zunächst für größere Gebiete die unterirdischen Einzugsgebiete darzustellen, d. h. eine Karte der unterirdischen Wasserscheiden zu entwerfen. Dies ist für die westlich der Fulda gelegenen Teile relativ gut gelungen, östlich der Fulda hingegen bereitet die Auswertung noch Schwierigkeiten. Die Wasserscheiden konnten daher lediglich an einigen Stellen dargestellt werden. Hier bringt die hydrogeologische Kartierung und ihre Auswertung bisher unbekannte und recht überraschende Zusammenhänge zum Vorschein. So muß z. B. angenommen werden, daß zur Speisung der hohen Spenden in den Becken von Wehrda und Großenmoor unterirdisch Wasser von NW her Zutritt, was auf Grund des geologischen Baus durchaus möglich erscheint.

#### e) Grundquellen und Schwinden

Bei der Kartierung wurde versucht, Grundquellen und Schwinden festzustellen. Dazu ist zu bemerken, daß beim Ablaufen der Bäche während der Quellkartierung

<sup>1)</sup> Höffigkeit = täglich gewinnbare Wassermenge in wirtschaftlich tragbarer Fassung.

keine Grundquellen oder Schwinden direkt beobachtet wurden. Diese traten erst beim Vergleich der Meßergebnisse zu Tage. Nur an Bächen, die sehr kleine Wassermengen (max. 1—2 l/s) führten, wurde beobachtet, daß zeitweilig Wasser im Hangschutt verschwand. Besonders in den Wechselfolgen war die Erscheinung, daß ein Bächlein in tonigen Schichten noch floß, aber im Hangschutt der Sandsteinbänke verschwand, gut zu beobachten. Wirkliche Schwinden traten am Kleinen Rimbach auf, der offenbar in seinem Unterlauf Wasser an den Großen Rimbach abgibt. Die Schwinden konnten allerdings nicht genauer lokalisiert werden. Ebenfalls bedeutende Wasserverluste waren in allen Mühlgräben festzustellen. Diese sind oft relativ hoch am Hang geführt und geben an den Hangschutt Wasser ab, das wahrscheinlich zum großen Teil durch Boden und Pflanzenwirkung auf den beträchtlichen zur Verfügung stehenden Flächen verdunstet wird.

Ein besonders schönes Beispiel für die Versickerung eines Baches bietet der Netzmach. Dieses Bächlein hat zwei Quellläste. Der nördliche führt vor seiner Versickerung 0,64 l/s. Er versickert in einer engen Schlucht vollständig, ohne daß es zu einem Neuaustritt kommt. Der südliche Quellast führt vor seiner Versickerung 1,21 l/s. Beim Wiederaustritt führt er zunächst 0,81 l/s, die sich bis zur Einmündung des Netzmachs in die Fulda auf 1,27 l/s steigern. (Gemessen am 22. 10. 1958.)

Grundquellen waren in den größeren Bächen nur durch eine Zunahme der gemessenen Wassermenge festzustellen. Dabei war im großen und ganzen das Verhältnis der Schüttungen von beobachteten Quellen, also Quellen am Beginn von Wasserläufen, zu den von Grundquellen wie 1:1, bisweilen nach der einen oder anderen Seite verschoben. In einzelnen Fällen wurde versucht, die Grundquellen zu lokalisieren, was mit zunehmender Bachgröße immer schwieriger wurde. Bei der Lokalisierung zeigte sich, daß im wesentlichen zwei Arten unterirdischer Wasserzutritte vorkommen. Entweder handelt es sich um Dränrohre, die versteckt, teils über, teils unter dem Wasserspiegel münden, oder es handelt sich um feuchte oder sumpfige Stellen, aus denen über eine gewisse Entfernung (wenige Meter bis Zehner von Metern) verteilt, dem Wasserlauf Grundwasser zusitzt, teils oberirdisch am Ufer herabtröpfelnd, teils wohl auch unter der Wasseroberfläche infiltrierend, wobei die Tatsache, ob der überwiegende Teil von oben oder von unten zutritt, mehr vom Wasserstand des rezipierenden Wasserlaufes als von der Art der Grundquelle abhängt. Scharf auf einen Punkt konzentrierte Grundquellen, wie sie von Karstgebieten bekannt sind, konnten mit den zur Verfügung gestellten Hilfsmitteln in keinem Falle festgestellt werden. Aus den mitgeteilten Beobachtungen geht hervor, daß die übliche Unterscheidung von Grundquellen und Quellen dem teils oberirdischen, teils unterirdischen Zutreten von Grundwasser zu Wasserläufen (effluent seepage) nicht gerecht wird, und daß bei Vorliegen zahlreicher und besserer Beobachtungen später durch eine bessere und schärfere Terminologie Klarheit geschaffen werden sollte.

### 3. Zusammenfassung

Es wird einleitend die Möglichkeit dargelegt, durch Messen des NQ die Grundwasserspende zu bestimmen. An Hand zweier Beispiele aus dem Kinzig- und aus dem Fuldagebiet werden einige vorläufige Ergebnisse der hydrogeologischen Kartierung

aufgezeigt. Die durchschnittliche Grundwasserneubildung eines ausgesuchten Gebietes im Jossa-Fuldagebiet wurde zu  $0,5-3,5$  l/skm<sup>2</sup> bestimmt; die unterirdischen Wasserscheiden und Einzugsgebiete konnten durch Vergleich der Spenden von Teilniederschlagsgebieten ermittelt werden.

#### Schriftenverzeichnis

- BERG, K.: Die Wasserwirtschaft in Hessen. 58 S., 89 Abb., Wiesbaden 1955.
- BÜCKING, H.: Geol. Spec. Kte. Preußen u. thür. St. — Erl. Bl. Bieber, 55 S., 1 Taf., Berlin 1891.
- FISCHER, K.: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung des Weserquellgebiets. — Jb. Gewässerk. Norddeutschl., Bes. Mitt., 4, 3, 68 S., 4 Abb., 5 Taf., Berlin 1925.
- Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser- und Allergebiet. — Jb. Gewässerk. Norddeutschl., Bes. Mitt., 7, 2, 129 S., 3 Abb., 12 Taf., Berlin 1932.
- GISSLER, A.: Probleme und Wege hydrologischer und hydrogeologischer Forschung. — Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 2, S. 89—90, Berlin 1952 (1952a).
- Durchführung hydrogeologischer Beobachtungen und hydrologischer Vorarbeiten. — Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 2, S. 273—274, Berlin 1952 (1952b).
- Neue Arbeitsmethoden der Montanhydrologie. — Bergakademie, 7, S. 186—189, Berlin 1955.
- GILS, H.: Vorläufiger Abflußspenden-Längsschnitt für die Weser und ihre Zuflüsse außerhalb des Tidegebietes. — Bes. Mitt. deutsch. gewässerkundl. Jb., 16, 8 S., 3 Taf., Hannover 1956.
- LAEMMLEN, M.: Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 241—268, 1 Abb., Wiesbaden 1958.
- MICHELIS, F.: Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. — Natur u. Museum, 56. Ber. senckenberg. naturforsch. Ges., S. 225—235, Frankfurt a. M. 1926.
- & R. ULBRICH: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Blatt Frankfurt a. M. Remagen 1956.
- NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — Wasserwirtschaft, 41, Sonderheft: Vorträge Tagung gewässerkundl. Anst. am 13./14. 9. 1950 in München, S. 12—14, Bielefeld 1951.
- Das Haushaltsdreieck. Ein neuer und einfacher Weg zur Aufschlüsselung des Wasserhaushaltes der Flüsse. — GWF, 96, S. 728—737, München 1955.
- NÖRING, F.: Grundsätzliches betreffend hydrogeologische Karten. — Z. deutsch. geol. Ges., 101 (1949), S. 222—229, Hannover 1950.
- Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S. 475—478, Wiesbaden 1957.
- Methods of production a map on subterranean waters of Hesse. — Union Géod. Géophys. int., Ass. int. Hydrologie sci., publ. 44, Assemblée générale de Toronto 3—14 Sept. 1957, 2, S. 68—69, Gentbrugge 1958.
- SCHROEDER, G.: Grundsätzliches zur wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung. — Wasserwirtschaft — Wassertechnik, 2, S. 161—164, Berlin 1952 (1952a).
- Die Wasserreserven des oberen Emsgebietes. — Bes. Mitt. deutsch. gewässerkundl. Jb., 5, 70 S., 2 Ktn., 9 Abb., 63 Taf., Bielefeld 1952 (1952b).
- Die Grundwasserreserven der Flußgebiete. Der Zuschußwasserbedarf der Flüsse. — Bes. Mitt. deutsch. gewässerkundl. Jb., 13, 49 S., 5 Abb., 6 Taf., Koblenz 1955.
- SITTE, F.: Neuere Methodik der Grundwasserkartierung. — Ass. int. Hydrologie sci. Assemblée générale de Rome 1954, 2, S. 276—290, publ. 37, 1954.
- SPEHLING, W.: Die wasserwirtschaftliche Generalplanung im Emsgebiet. — 50 Jahre Gewässerkunde, S. 47—55, Düsseldorf 1952.
- Zur Anwendung der Korrelationsrechnung in der Technik. — Wasserwirtschaft, 44, S. 122—127, Stuttgart 1954.

- UDLUFT, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500000. Erläuterungen zu Blatt Frankfurt. — 24 Tab., 5 Textbilder, 14 Taf. und 1 Übersichtskarte 1:500000 der mittleren Jahres- und Winterniederschläge nach Flußgebieten. Bearbeitet von H. HENTSCHEL, F. MICHELS, F. NÖRING, E. SCHENK, O. SCHMITT, M. TEIKE, D. THEWS, K. N. THOME, H. UDLUFT; fränkisch-bayerischer Anteil von R. ULBRICH. Mit Beiträgen von W. FRIEDRICH und R. KELLER. — Bundesanstalt für Landeskunde Remagen, 1957.
- WUNDT, W.: Niederschlag und Abfluß speziell im oberen Neckargebiet. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, **66**, S. 144—163, 4 Abb., Stuttgart 1910.
- Der Abflußvorgang im obersten Enzgebiet. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, **75**, S. 154—176, 3 Taf., Stuttgart 1919.
- Grundwasservorkommen im Gebiet der oberen Donau. — GWF, **92**, S. 141—146, München 1951.
- Die Niedrigwasserführung in Baden-Württemberg als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. — GWF, **94**, S. 719—722, 1 Abb., München 1953 (1953a).
- Gewässerkunde, 320 S., 185 Abb., (Springer) Berlin/Göttingen/Heidelberg 1953 (1953b).
- Klima-Atlas von Hessen. — Hrsg.: Deutscher Wetterdienst, 75 Ktn., 9 Diagr., Erl., Bad Kissingen 1950.

Manuskript eingegangen am 20. 12. 1958

# Ein praktischer Versuch zur Ermittlung der Cl<sup>-</sup>-Wanderungsgeschwindigkeit bei der Diffusion einer Kochsalzlösung in einem plastischen Ton

Von

PAUL PFEFFER, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

## Einleitung und Fragestellung

Gelegentlich einer Diskussion über die Gefährdung des Grundwassers durch Salzlauge wurde im Jahre 1953 von H. UDLUFT angeregt, einen praktischen Versuch mit der Fragestellung anzusetzen, ob und in welcher Mächtigkeit eine Tonschicht als undurchlässig für das Salz einer Lauge anzusprechen ist, insbesondere ob vielleicht bei größerem Wassergehalt der Tonschicht auf dem Wege der Diffusion merkliche Salzmenge auch einen Ton zu durchdringen vermögen.

Mit dem hier erörterten Versuch war beabsichtigt, einen Anhalt darüber zu erhalten: 1. mit welcher Menge an diffundierendem Salz, 2. mit welcher Eindringungstiefe, 3. mit welchem Zeitraum man bei der Einwirkung einer Salzlauge auf eine Tonschicht etwa zu rechnen hat.

## Versuchsanordnung

Um mit relativ einfachen Mitteln und nicht zu großen Ton- und Salzlauge Mengen im Laboratorium arbeiten zu können, wurde folgender Weg beschritten: Ein tertiärer Ton aus der Grube Hirschberg bei Großalmerode mit einem Gehalt von 84% an Teilchen unter 0,002 mm wurde auf einen Wassergehalt von etwa 30% gebracht (wenig unterhalb der Fließgrenze) und in ein 2 m langes Rohr eingefüllt.

Das verwendete Messingrohr von 2 mm Wandstärke war mit einer Gummieinlage von 4 mm Stärke gegen korrodierende Einflüsse ausgekleidet; der verbleibende innere Durchmesser betrug etwa 3,8 cm. An den Enden wurde das Rohr durch Gummistopfen verschlossen, so daß der mit Ton angefüllte Raum  $194 \times 3,8$  cm betrug.

Damit das Rohr gleichmäßig fest und lückenlos mit dem Ton angefüllt werden konnte, war seine Wandung auf der ganzen Länge mit einem 4,5 cm breiten Schlitz versehen, in den ein Verschlußstück genau eingepaßt war.

In Abständen von 50 cm voneinander und von den Rohrenden ermöglichten 2,5 cm weite Öffnungen mit Tubus die Aufnahme von je 2 Platinelektroden, die der Durchführung von Leitfähigkeitsmessungen zwischen den 4 Rohrabchnitten dienen sollten. Die Zuleitungen zu den Elektroden waren in Glasrohre eingeschmolzen, die durch gut

zu dem Tubus passende Gummistopfen gesteckt wurden, so daß die Elektrodenpaare in den Ton eingedrückt werden und andererseits mit dem Leitfähigkeitsmesser (der Fa. WTW. Dr. Slevogt, Weilheim OBB.) verbunden werden konnten.

Nach gleichmäßigem Einpressen des Tones wurde das Rohrende mit einem Gummistopfen fest verschlossen. Am Beginn des horizontal liegenden Rohres wurde zwecks Nachfüllung der Salzlauge durch den Gummistopfen ein Glasrohr von 5 mm Durchmesser so eingeführt, daß zwischen seinem Ende hinter dem Stopfen im Rohr und dem Anfang der Tonfüllung ein mit Salzlösung gefüllter Raum blieb. Das entgegengesetzte Ende des Glasrohres war außerhalb des Gummistopfens nach oben gebogen, so daß in seinem 20 cm langen senkrecht stehenden Teil mit der Pipette laufend Salzlösung nachgefüllt werden konnte. Die Nachfüllung erfolgte so, daß das Rohr stets mindestens 2—3 cm hoch gefüllt war.

Als wichtigste und schwierigste Maßnahme erwies sich die absolute Abdichtung des ganzen Rohres. Die beim ersten Versuch vorgenommene Aufbringung einer starken Paraffinschicht erwies sich als ungenügend.

### Versuchsverlauf und Ergebnis

Die ursprüngliche Absicht, durch die Leitfähigkeitsmessungen die Konzentration der durch Diffusion an den Elektroden entstehenden Salzlösung quantitativ zu verfolgen, wurde auf Grund der ersten Messungen sehr bald aufgegeben.

Wider Erwarten nahm nämlich die Leitfähigkeit bei 2 Vorversuchen nur an dem zuerst von der Lösung zu erreichenden Elektrodenpaar nach einem Monat merklich zu, während an den anderen beiden Elektrodenpaaren im Laufe eines Jahres der Widerstand unregelmäßig anstieg.

Die Meßergebnisse wurden daher lediglich als Indikator für den Zeitpunkt benutzt, an dem das Salz die einzelnen Rohrabchnitte passierte. Die direkte Angabe der gemessenen Widerstände erschien für diesen Zweck ausreichend.

Wasserverluste namentlich im hinteren Teil des Rohres führten beim ersten Vorversuch zu einer Kontraktion der ganzen Tonmasse. Ein dadurch zwischen der ersten und zweiten Elektrode in dem Ton entstandene Kluft unterbrach die Wanderung der Ionen, so daß die beiden anderen Elektroden auch nach einem Jahre noch nicht erreicht werden konnten.

Auch ein starkes Ansteigen des Widerstandes an den hinteren Elektrodenpaaren wurde zunächst mit dem Wasserverlust in Verbindung gebracht, zumal da die Versuche in einem gut temperierten Keller durchgeführt waren und daher starker Temperaturwechsel als Ursache nicht in Frage kam.

Bei dem Hauptversuch wurde durch mehrfach wechselnde Schichten von Isolierband und Paraffin eine vollkommene Abdichtung namentlich auch an den Elektroden erzielt.

Die Ergebnisse der Abb. 1 zeigen, daß bei diesem Versuch der Anstieg der Leitfähigkeit an der ersten Elektrode erst nach 6 Monaten eindeutig einsetzt. Die ersten Spuren des Salzes haben also für das Hindurchdiffundieren durch die ersten 50 cm  $\frac{1}{2}$  Jahr benötigt. Die Konzentrationserhöhung erfolgt dann offenbar in ziemlich gleichmäßigem Anstieg und scheint nach 2 Jahren den Endwert erreicht zu haben, der gemäß Tab. 1 an der 1. Elektrode 3% Cl' des wasserhaltigen Materials beträgt.

Das in dem Ton enthaltene Wasser von 27%, in welchem diese 3% Cl' im wesentlichen gelöst sein dürften, enthält also hier 11,1% Cl' oder 18,3% NaCl. Dabei ist allerdings zu bedenken, daß ein geringer Anteil dieser Salzmenge vom Ton sorbiert sein kann.

Die Werte der II. Elektrode (1 m Entfernung) sind leider nicht ganz eindeutig. Auch bei diesem Versuch ist wie bei den Vorversuchen ein zunächst starkes Absinken der Leitfähigkeit an den Elektroden II und III im Laufe der ersten 16 Monate zu beobachten. Der Widerstand stieg bei Elektrode II von 420 auf 900 und bei Elektrode III auf 650.

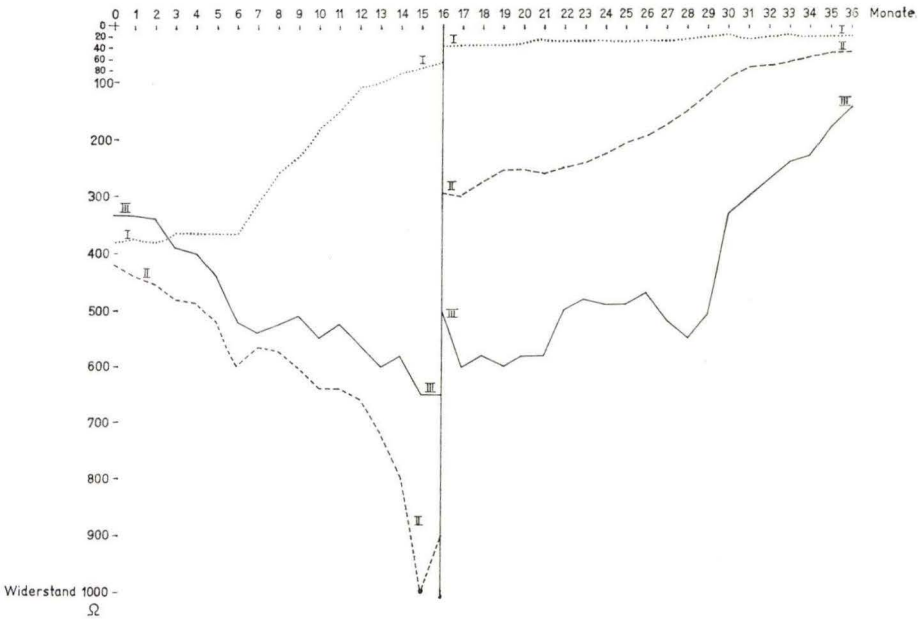


Abb. 1. Widerstände (Ω) im Laufe von 3 Jahren, gemessen an dem in einer Entfernung von 50, 100 und 150 cm vom Rohranfang in dem Ton steckenden Elektroden I, II und III

Da nach 16 Monaten noch keinerlei Einwirkung einer Salzlösung auf die Elektrode II erkennbar war, so wurde vermutet, daß wieder eine ähnliche Störung wie bei dem ersten Vorversuch vorliegen könnte.

Beim Öffnen des Rohres zeigte sich aber, daß die Tonmasse keinerlei mechanischen Veränderungen unterworfen war. Um die Lagerung des Materials nicht zu stören, wurde lediglich durch eine Mikroprobe festgestellt, daß das Salz bis zur Mitte zwischen den Elektroden I und II etwa bis 75—80 cm in deutlich nachweisbarer Konzentration vorgedrungen war.

Das Rohr wurde zur Weiterführung des Versuches sofort wieder in gleicher Weise verschlossen und isoliert. Nur die Platinelektroden wurden bei dieser Gelegenheit an ihren Gummistopfen aus dem Tubus gezogen und, nachdem der Ton in dem Tubus vorsichtig zusammengedrückt und mit demselben Material etwas ergänzt war, frisch eingebettet.

Nach erneutem Verschuß des Rohres ergab sich bei einer sofort durchgeführten Messung, daß bei der II. Elektrode der Widerstand jetzt von 900 auf 295  $\Omega$  zurückgefallen war. Bei Elektrode III lagen die Werte jetzt bei 500  $\Omega$ .

Es hat also den Anschein, daß das Absinken der Werte vor dem Öffnen des Rohres durch Polarisationserscheinungen oder dadurch bedingt ist, daß die Widerstandsbedingungen an den Elektrodenoberflächen sich aus rein mechanischen Ursachen mit der Zeit ändern.

Während nun aber bei den folgenden Messungen die Werte an der III. Elektrode sehr rasch wieder auf 600  $\Omega$  anstiegen, ist bei der II. Elektrode jetzt nach einmonatigem schwachem Abfall der Leitfähigkeit ein stetiger Anstieg der Kurve zu beobachten. Dieser ist offenbar darauf zurückzuführen, daß die ersten Cl'-Ionen diese Elektrode nach 17 Monaten erreicht haben.

Allerdings ist der genaue Zeitpunkt hier nicht absolut zweifelsfrei durch den Kurvenverlauf erwiesen. Aber unter Berücksichtigung der Tatsache, daß kurz vor diesem Zeitpunkt bei 80 cm eine sehr schwache positive Mikroreaktion auf Cl' erfolgte, kann mit größter Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß der Knick der Kurve II bei 17 Monaten kein Zufall ist.

Die Kurve III läßt nach starken Schwankungen der Widerstandswerte zwischen 21 und 28 Monaten vom 28. Monat ab ein stetiges Ansteigen erkennen. Ob bereits nach 21 Monaten die ersten Spuren des Salzes diese Elektrode erreicht hatten und der Abfall zwischen dem 26. und 28. Monat vielleicht durch Absorptionsvorgänge in der Umgebung der Elektrode bedingt ist, mag dahingestellt bleiben.

Tabelle 1

| Probe | Entfernung vom Rohranfang (cm) | % H <sub>2</sub> O | % Cl' auf nasse Substanz bezogen | % Cl' in der Tonlösung |
|-------|--------------------------------|--------------------|----------------------------------|------------------------|
| 1     | 1— 8                           | 28,2               | 5,9                              | 20,8                   |
| 2     | 16— 24                         | 27,0               | 5,0                              | 18,4                   |
| 3     | 48— 40                         | 27,5               | 3,6                              | 13,2                   |
| 4     | 48— 56                         | 26,8               | 3,1                              | 11,6                   |
| 5     | 64— 72                         | 27,9               | 1,8                              | 6,4                    |
| 6     | 80— 88                         | 28,3               | 1,3                              | 4,6                    |
| 7     | 96—104                         | 27,0               | 0,53                             | 1,97                   |
| 8     | 112—120                        | 27,0               | 0,24                             | 0,79                   |
| 9     | 128—136                        | 27,3               | 0,21                             | 0,75                   |
| 10    | 144—152                        | 26,7               | 0,16                             | 0,59                   |
| 11    | 160—168                        | 26,7               | 0,11                             | 0,40                   |
| 12    | 177—184                        | 27,9               | 0,07                             | 0,25                   |
| 13    | 192—200                        | 28,0               | 0,05                             | 0,18                   |

Zu den auf chemischem Wege nach Versuchsbeendigung ermittelten Werten der Tab. 1 ist in Verbindung mit den an den Elektroden II und III festgestellten Meßergebnissen zu sagen, daß zweifellos noch kurz vor Beendigung des 3. Jahres die ersten Spuren des NaCl durch das 2 m lange Rohr hindurchgewandert sind.

### Zusammenfassung

Einem plastischen Ton wurde bei einem Wassergehalt von 30% in einem gegen korrodierende Einflüsse geschützten Rohr in wagerechter Lage durch ein kurzes Steigrohr gesättigte Kochsalzlösung zugeführt. Durch Leitfähigkeitsmessungen an 3 Stellen des Rohres in Abständen von 50 cm und durch die Bestimmung der Chloridgehalte nach Beendigung des Versuches wurde der Fortschritt der Diffusion verfolgt.

Aus den Werten der Leitfähigkeitsmessungen konnten leider keine Berechnungen über den Gang der Konzentration in den einzelnen Phasen des Versuches angestellt werden, da bei der eingehaltenen Konsistenz des Bodens (unterhalb der Fließgrenze) der Kontakt zwischen den Elektroden und dem Ton anscheinend nicht konstant blieb. Die Kurven der Leitfähigkeitswerte (Widerstände) ließen aber das zeitliche Vordringen des Kochsalzes im Ton trotzdem gut verfolgen.

Es ergab sich, daß die ersten Spuren des zugeführten NaCl nach 6 Monaten einen Weg von 50 cm, nach 17 Monaten 100 cm, nach 28 Monaten 150 cm und nach 36 Monaten 200 cm zurückgelegt haben.

Die Konzentration der im Ton vorhandenen Lösung betrug nach 36 Monaten in 50 cm Entfernung vom Rohranfang etwa 12% Cl', bei 100 cm etwa 2%, bei 150 cm 0,6% und bei 200 cm 0,2%.

Obwohl die Ergebnisse der mit behelfsmäßigen Mitteln durchgeführten Versuche durch die erwähnten Störungen erheblich beeinträchtigt sind, schien es im Hinblick auf die aufgewandte Zeit von 5 Jahren doch von allgemeinem Interesse die Werte und die bei ihrer Ermittlung gemachten Erfahrungen hier kurz mitzuteilen.

Für weitgehende Schlußfolgerungen auf die Salzmengen, welche in geologischen Zeiträumen durch Tonschichten verschiedener Mächtigkeiten hindurchzudiffundieren vermögen, reichen die Ergebnisse allerdings nicht aus. Bezüglich der eingangs gestellten Frage kann aber mit Sicherheit aus den pro Zeiteinheit durch die Tonschicht von 2 m hindurchgewanderten äußerst geringen Ionenmengen geschlossen werden, daß eine absperrende Tonschicht von schon geringerer Mächtigkeit die Gefährdung eines Grundwasservorkommens durch eine Salzlauge auf dem Wege der Diffusion ausschließt.

Manuskript eingegangen am 30. 1. 1959

# Erdmagnetische Messungen bei Waldhausen (Lahnmulde) als Hilfsmittel zur Aufsuchung devonischer Eisenerze

Von

GUSTAV ANGENHEISTER, München, HEINRICH DENGLER, Weilburg  
und ALBRECHT HAHN, Hannover

Mit 8 Abbildungen und Tafel 23

## I. Einführung

Das Roteisensteinvorkommen der Grube Waldhausen ist schon seit langem bekannt. Urkundlich wird es durch eine im Jahre 1822 erfolgte Verleihung erwähnt. Doch dürfte Abbau auf diesem Vorkommen schon früher umgegangen sein. Die dort gebauten Erze dienten wohl vornehmlich der Versorgung der um diese Zeit betriebenen nahegelegenen Löhnberger Domaniel-Eisenhütte.

Etwa 2 km nördlich der Stadt Weilburg beißt das Erzlager am Nordhang des Walderbachtals — eines Seitentales der Lahn — in einem kleinen, nordöstlich streichenden Sattel zu Tage aus (Abb. 1). Von dort aus wurde es durch bergmännische Arbeiten in die Teufe verfolgt. Nachdem das Lager zunächst im Tagebau und durch Schächte geringer Teufe abgebaut wurde, erfolgte ab 1860 Aufschluß und Abbau durch Stollen, die — mit ihren Mundlöchern über dem Wasserspiegel der Lahn liegend — in Richtung auf das Vorkommen zu Felde getrieben waren. Im Jahre 1952 konnte nach Abteufen eines Maschinenschachtes die damals bereits vorhandene 23 m-Sohle an diesen angeschlossen und eine weitere Sohle (50 m-Sohle) in Aus- und Vorrichtung genommen werden. Heute gehen Aus- und Vorrichtung sowie Abbau der Erze zwischen den beiden genannten Sohlen um. Seit 1950 wird die Fortsetzung des Lagers im Streichen und Einfallen mit Erfolg auch durch Tiefbohrungen untersucht.

## II. Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Grube Waldhausen

### A. Regionalgeologische Stellung des Roteisensteinvorkommens

Die Lahnmulde ist im Gebiet um Weilburg durch zwei nordöstlich streichende Großstrukturen gegliedert: im Südosten der überwiegend aus givetischem Schalstein bestehende Schalstein-Hauptsattel (KEGEL 1922, S. 59), im Nordwesten der überwiegend aus Tonschiefern gleichen Alters aufgebaute Hadamarer Mitteldevonzug (KEGEL a. a. O., S. 60). Zwischen diesen beiden Aufsattelungen liegen oberdevonische Schichten eingemuldet: die Limburg-Weilburger Oberdevonmulde. Auf dem Nordwestflügel dieser Spezialmulde liegt das Roteisensteinvorkommen der Grube Wald-

hausen. Nordöstlich von Weilburg (kurz nördlich der Ortschaft Drommershausen) hebt die Mulde nach NE aus, so daß sich die beiden vorgenannten mitteldevonischen Sättel zunächst vereinigen und als einheitlicher Sattelzug nach Nordosten fortstreichen.

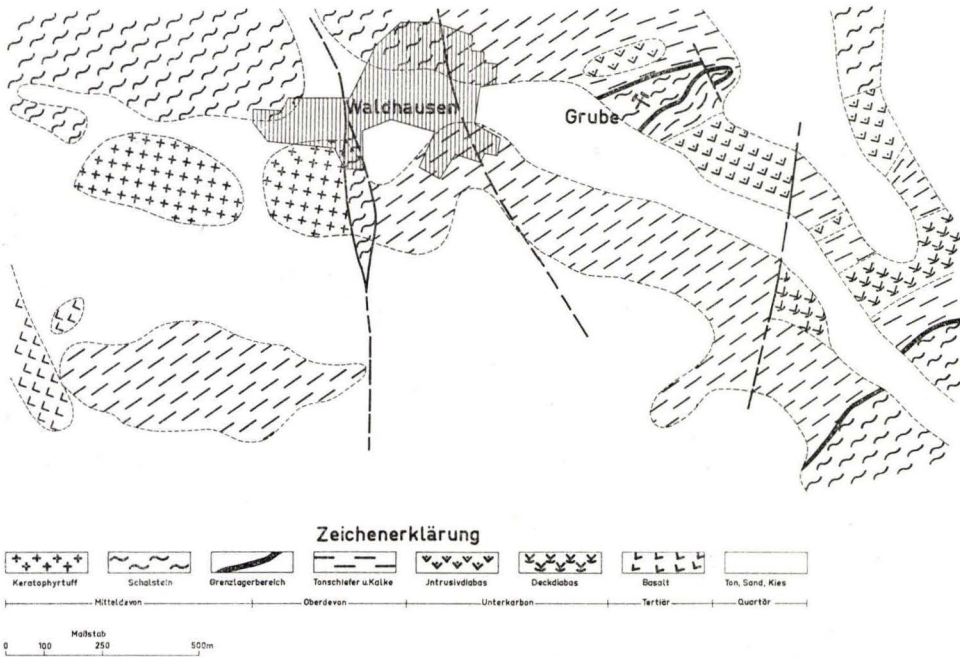


Abb. 1. Geologische Karte des Grubengebietes Waldhausen.

## B. Schichtenfolge und Fazies

### 1. Mitteldevon

Das Mitteldevon ist in der Limburg-Weilburger Oberdevonmulde nur mit seiner oberen Stufe, dem Givet, vertreten. An seiner Basis treten im nordwestlichen Grubengebiet — an einer N-S streichenden Störung hochgestellt — grobe, brekzienartige Keratophyrtuffe auf (AHLBURG 1918 b, S. 22 u. 23).

Das Liegende des Grenzlagerbereiches selbst bildet im allgemeinen givetischer Schalstein, dessen vorwiegende Tuffnatur erst kürzlich wieder von HENTSCHEL (1951, S. 122—137) hervorgehoben wurde. Im frischen Zustand besitzt er eine blaßgrüne bis dunkelgrüne Farbe, ist fein- bis grobkörnig struiert und weist teils fein- bis grobfaserige, teils deutlich geschichtete, lagige Textur auf. Kalzitisches Bindemittel zwischen den Tuffpartikeln ist vorherrschend. Er gehört damit dem von LIPPERT (1951, S. 7) als Typ I bezeichneten Schalstein an. Einzelne völlig unregelmäßig begrenzte Zonen sind — vermutlich von durchtränkenden Eisenlösungen — rötlichviolett gefärbt. Der Eisengehalt in diesen gefärbten Zonen ist immer um einige

Prozente höher als in den unverfärbten Partien. Im oberen Teil der Schalsteinfolge tritt vereinzelt, wahrscheinlich jedoch nicht horizontbeständig und im Grubenbereich niemals bauwürdig, ein etwa 20—30 cm starkes kalkiges Roteisensteinlager auf, das Schalsteinlager (AHLBURG 1917, S. 31). — Lagen von graugrünen dichten Diabasen und Diabasmandelsteinen innerhalb des givetischen Schalsteins sind mit einigen Metern Mächtigkeit bisher nur in Bohrungen bekannt geworden; in den Grubenbauen sind sie noch nicht angefahren.

### 2. Grenzschiechten Givet/Adorf

Das gemeinhin als Grenzlager bezeichnete Roteisensteinlager besteht im Bereich der Grube Waldhausen nicht aus einem einzigen geschlossenen Lager, sondern ist in mehrere flözartige Bänke und Bänder aufgeteilt. Im allgemeinen ist die stratigraphisch älteste dieser Bänke, die somit unmittelbar dem givetischen Schalstein aufliegt, auch die mächtigste. Sie erreicht Mächtigkeiten bis zu 10 m. Der hangende Teil dieser Bank ist schon dem Oberdevon zuzurechnen, da durch den Fund eines *Pharciceras lunulicosta* (SDB.) der Nachweis der Zugehörigkeit zur *Pharciceras*-Zone der Adorf-Stufe (to I $\alpha$ ) erbracht ist. Der liegende Teil dürfte hingegen noch dem obersten Givet angehören. Der paläontologische Beweis fehlt hier bisher allerdings; doch machen Fossilfunde in den liegenden Partien des Grenzlagers benachbarter Vorkommen eine solche Alterseinstufung wahrscheinlich (AHLBURG 1918 c, S. 34 u. 35).

### 3. Oberdevon

Über diesem Lager folgt eine 0,5—7,0 m mächtige Serie von schalsteinartigen flaserigen, aber auch körnigen geschichteten Tuffen, in die an verschiedenen lokalbegrenzten Stellen hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, zum Teil auch dünne graue Kalkbänke und Roteisensteinbänder eingelagert sind. Diese Schichten bilden das Liegende eines weiteren Roteisensteinlagers, das wegen seiner erheblich geringeren Mächtigkeit nur teilweise bauwürdig ist.

Im Hangenden des oberen Lagers folgen zunächst faziell sehr stark wechselnde Gesteine: Grobe bunte Tuffe, verzahnt und überlagert von mittelgrauen feinkristallinen bankigen bis flaserigen Kalksteinen als Schwellenfazies, welcher flinzartige Kalkbänderschiefer oder schwarzgraue bituminöse, pyrithaltige Tonschiefer oder — ein höheres Oxydationspotential des Sedimentationsraumes anzeigend — grüne, ja sogar rote Tonschiefer als Beckenfazies gegenüberstehen. In die Tuffe sind, insbesondere auf den Sattelkuppen und den oberen Teilen der Sattelflanken, weitere (bis zu 7) dünne Roteisensteinbänder eingelagert. Somit hat sich die Zufuhr eisenhaltiger Lösungen über den unmittelbaren Grenzbereich Mittel-Oberdevon hinaus noch in das tiefere Oberdevon hinein fortgesetzt. Obwohl diese Roteisensteinbänder einen relativ hohen Eisengehalt aufweisen, sind sie doch wegen ihrer nur wenige Zentimeter betragenden Mächtigkeit und geringen flächenhaften Verbreitung nicht bauwürdig. Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen der Conodonten-Fauna durch G. BISCHOFF geht die Zufuhr eisenhaltiger Lösungen nicht über die Adorf-Stufe hinaus.

In den darüber liegenden roten und grünen Tonschiefern ist — ebenfalls nach den Einstufungen der Conodonten-Fauna — das Oberdevon II—IV enthalten. Bisweilen wechsellagern diese Schiefer mit hell- bis dunkelgrauen kalkigen Tonschiefern. Zum

Liegenden hin — also mit Annäherung an die Adorf-Stufe — steigt der Kalkgehalt in den roten und grünen Tonschiefern diskontinuierlich an. Parallel damit geht das Auftreten von Kalkknotten, Kalklinsen und dünnen Kalklagen. Im Schwellenbereich können innerhalb dieser Serie sogar bis 1 m mächtige Kalkbänke auftreten.

In die tieferen Schichten des Oberdevons, und zwar innerhalb der Folge von to I $\alpha$  bis zum to II, ist in Zusammenhang mit dem kulmischen Deckdiabas-Magmatismus ein hell- bis dunkelgrüner, körniger Diabas mit einzelnen schwarzgrünen pikritischen Zonen intrudiert, der bis zu 170 m mächtig wird. In den hangenden und liegenden Sedimenten hat er Kontaktwirkung hervorgerufen. Über seine petrographische Ausbildung hat HENTSCHEL (1955, S. 29—32) berichtet. — Überall dort, wo dieser körnige Diabas bei der Intrusion dem Eisenerzlager sehr nahe gekommen ist oder diesem sogar unmittelbar aufliegt, weist es einen mehr oder weniger starken Magnetitgehalt auf oder ist im Extremfall fast völlig in Magnetit umgewandelt.

Das höhere Oberdevon besteht aus mittel- bis dunkelgrauen Tonschiefern, die durch dunkle Kieselschiefer- und hellgraue, feinkörnige Kalksteinlagen gebändert sind. Dünne Pyritlagen in den dunkelgrauen Tonschiefern sind häufig. Von G. BRISCHOFF ausgeführte Bestimmungen der in den Kalksteinen enthaltenen Conodonten-Fauna ergaben ein hochoberdevonisches Alter dieser Folge. B. schreibt dazu: „Es kann nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob hier Oberdevon V oder VI vorliegt, da die Fauna zu klein ist; doch deutet die Artenvergesellschaftung mehr auf ein to VI-Alter hin.“ — Über diesen mittel- bis dunkelgrauen Tonschiefern folgen hellgraue und zum Teil schwach grünlich gefärbte Tonschiefer. Eine Diskordanz tritt zwischen diesen beiden Serien nicht auf, so daß diese hellgrau-grünlichen Tonschiefer wohl ebenfalls noch dem höchsten Oberdevon angehören.

#### 4. Unterkarbon

Mit geringer Diskordanz (kleineres Einfallen der Schichten) setzt das Unterkarbon ein. Es beginnt mit geringmächtigen, dunkelgrauen bis schwarzen milden und sehr ebenflächig spaltenden Tonschiefern. Darüber folgen einige Meter mächtige dunkelgraue bis schwarze, recht kieselige Tonschiefer, die durch bis zu 1 cm starke hellgraue, feinkörnige Tufflagen gebändert sind. Diese leiten offenbar die nun folgenden magmatischen Vorgänge im tieferen Unterkarbon — nämlich den Erguß des Deckdiabases — ein. Der Deckdiabas wurde im Grubenbereich bisher nur durch Bohrungen (Waldhausen 24 u. 25) nachgewiesen. Seine Fortsetzung im Streichen nach Südwesten ist durch DILLMANN (1952, S. 103 u. 1953, S. 154) bekannt geworden. Der Deckdiabas besitzt im allgemeinen eine dunkel- bis hellgrüne Färbung. Sehr charakteristisch sind durch Roteisenstein geflammte Partien, die mehrere Meter mächtig werden können. Im allgemeinen ist der Deckdiabas dicht; bisweilen ist er jedoch von Kalzitmandeln stark durchsetzt. Brekziöse Zonen treten häufig auf. — In seinem liegenden Teil sind des öfteren kleine, geringmächtige Schollen von kulmischem Tonschiefer und Kieselschiefer eingelagert. — In der Bohrung Waldhausen 24 wurde der Deckdiabas bis zu einer Teufe von 64,6 m, in der Bohrung Waldhausen 25 bis zu 103,3 m Teufe durchfahren.

Mit dem Deckdiabas endet hier die paläozoische Schichtenfolge. Mesozoische Schichten sind nicht bekannt.

### 5. Tertiär, Pleistozän und Holozän

Tiefgreifende Erosionsvorgänge haben auf weite Flächen die paläozoischen Schichten freigelegt. Nur dort, wo die morphologischen Verhältnisse günstig waren oder schwer verwitterbare Gesteine die unterlagernden Lockersedimente vor der Abtragung schützten, blieben jüngere Schichten erhalten.

So treten tertiäre Tone, Sande und Kiese von oligozänem bis miozänem Alter oberflächlich nur im Westen des Grubenbereiches auf, wo sie von miozänen Basaltdecken überlagert werden. — Auf den Höhenzügen nördlich und südlich der Grube Waldhausen ist auf pleistozänen Verebnungsflächen eine Bedeckung von 1—2 m Löß bzw. Lößlehm erhalten. Diese Lößdecke hat wohl ursprünglich alle älteren Schichten bedeckt; außer den paläozoischen Schichten waren dies insbesondere die Flußterrassen, von denen Reste der Hauptterrasse (AHLBURG, 1918a S. 85) noch vorhanden sind.

Als jüngste Bildungen gelten die mehrere Meter mächtigen Auelehmbildungen im Lahntal und seinen Nebentälern.

### III. Tektonik

Nach Ansicht AHLBURGS (KEGEL 1922, S. 74—77) traten während des Paläozoikums drei tektonische Hauptfaltungsphasen auf: Die erste zu Beginn des Unter-

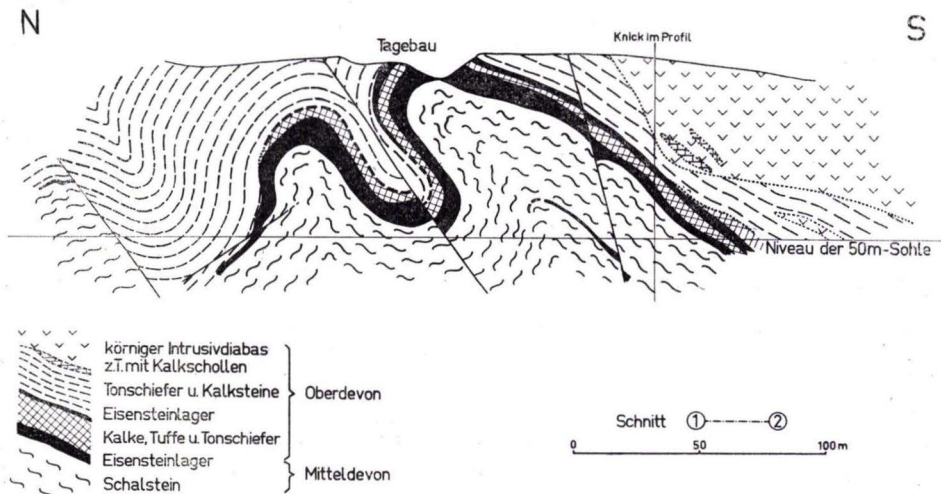


Abb. 2. Querprofil durch das Grubengebiet Waldhausen.

devons, die zweite an der Grenze vom Unteren zum Oberen Mitteldevon und die dritte — die bedeutendste — am Ende des Kulm. — Von diesen Faltungsphasen kann mit Sicherheit nur die letztgenannte — die sudetische — aus Faltung und Verstellung kulmischer Schichten im Grubengebiet erkannt werden. Relativ große Bedeutung hat aber außerdem die ältere, von AHLBURG (KEGEL 1922, a. a. O.) nur kurz erwähnte bretonische Faltung an der Wende Oberdevon/Kulm gehabt, da kulmische Schichten mehr oder weniger diskordant, zum Teil auch mit Schichtlücken gefaltetes Oberdevon überlagern. Durch die bretonische Faltung wurden bereits die Sättel und

Mulden angelegt, die sich in erzgebirgisch streichenden Zügen oft viele Kilometer weit erstrecken. Eine endgültige Konsolidierung des Gebirges wurde durch diese Bewegungen jedoch noch nicht erreicht.

Erst die sudetische Faltung, die in großen Teilen des varistischen Gebirges als Hauptfaltung bekannt geworden ist, hat auch hier den nunmehr vorliegenden Baustil weitgehend geprägt. Die durch die bretonische Faltung angelegten Sattel- und Muldenzüge erhielten ihre vorherrschende NW-Vergenz mit auf- und absteigenden

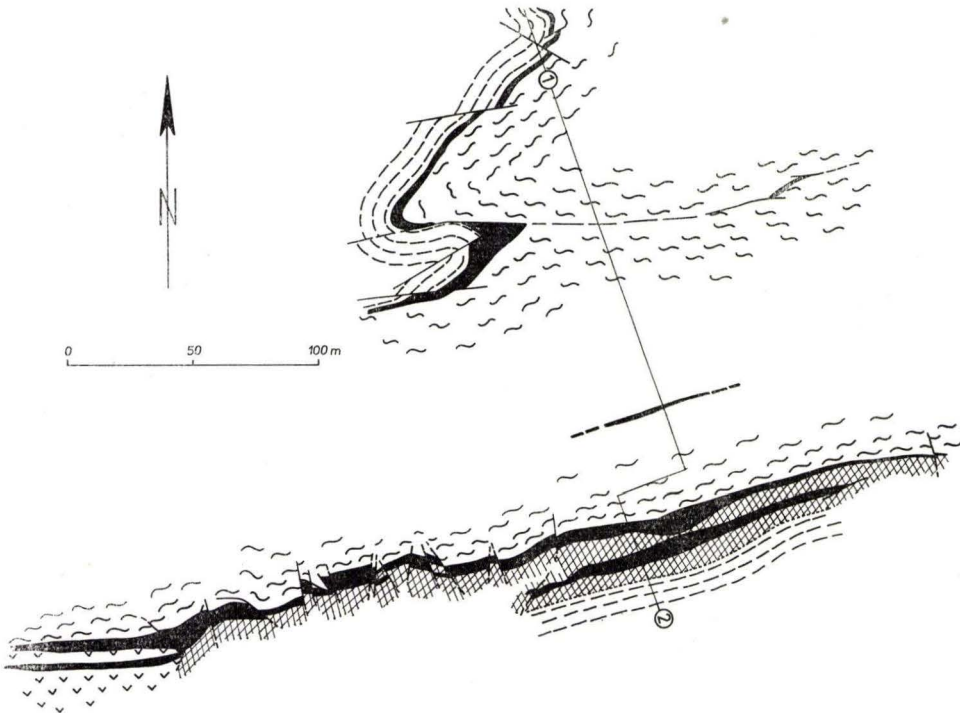


Abb. 3. Grube Waldhausen. Grundriß im Niveau der 50 m-Sohle.

Faltenachsen. Streichende, oft weitreichende Überschiebungen mit Ausbildung flachgründiger Schuppen, Überkippungen und steile horstartige Aufpressungen bilden neben den intensiven Verfaltungen die hauptsächlichsten querschlägigen Einengungsformen. Zahlreiche diagonale bis querschlägige Störungen, an denen die Sattel- und Muldenzüge vorwiegend synthetisch verworfen sind, zeigen dagegen Zerrung des Gebirges in streichender Richtung.

Die jüngste Bewegungsphase, die noch Schichten des tieferen Tertiärs bis zu solchen des Pleistozäns in ihre Bewegungen miteinbezieht, hat schließlich das Gebirge an durchweg N-S und O-W gerichteten steilstehenden Störungen in einzelne große Schollen zerlegt. Auf diesen Nahtstellen kam es zu weit verbreiteten Austritten basaltischen Magmas während des Tertiärs, ein Zeichen für die tief reichende Zerspaltung des konsolidierten Gebirges.

In der Grube Waldhausen selbst werden Roteisensteinlager gebaut, die dort an einem Spezialsattel inmitten der Limburg-Weilburger Oberdevonmulde bis zu Tage ausstreichen. Der Kern dieses Sattels und damit das Liegende des Lagerbereichs besteht aus givetischem Schalstein. Durch eine kleine Einmündung oberdevonischer Schichten ist der Sattel in einen südlichen und einen nördlichen Teilsattel zerlegt worden. Beide sind nordwest-vergent (Abb. 2). Die Eisenerzführung auf ihren Flanken ist bisher durch Bohrungen bis zu einer Teufe von etwa 200 m u. G. bei einer streichenden Ausdehnung von nahezu 1500 m nachgewiesen worden. Durch mehrere querschlägige Störungen mit meist steilem nordöstlichen Einfallen werden die Sättel zerlegt. An diesen Störungen ist es neben geringen mehr oder weniger horizontalen Blattverschiebungen auch zu Vertikalbewegungen der einzelnen Blätter resp. Schollen gekommen. Zahlreiche kleine Parallelstörungen begleiten diese Hauptstörungen. — An streichenden Störungen mit stark wechselndem Einfallen wurden einzelne Schollen in kleinem Ausmaß übereinander geschuppt. — Die Faltenachsen streichen nordöstlich und steigen in gleicher Richtung an, bis sie im Nordostteil der Grube kulminieren und nach kurzer Depression an der nordöstlichen Begrenzungsstörung abgeschnitten werden (Abb. 3).

#### IV. Das Magnetfeld in der Umgebung der Grube Waldhausen (Taf. 23)

A. 1. Die in der Umgebung der Grube und des Ortes Waldhausen vorhandene Schichtenfolge besteht aus Gesteinen, die deutlich verschiedene Magnetisierungen besitzen. Stärkere Magnetisierungen weisen auf:

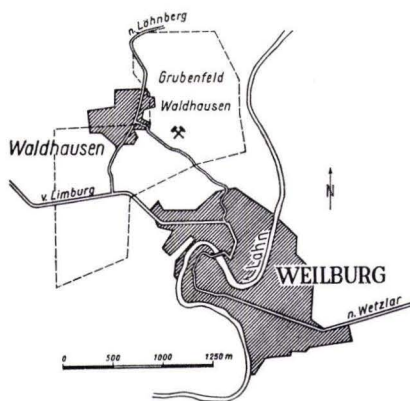


Abb. 4. Lage der Grube und des Meßgebietes Waldhausen.

1. Der kulmische Deckdiabas,
2. Der körnige Intrusiv-Diabas innerhalb der oberdevonischen Sedimentfolge,
3. Die körnigen geschichteten Tuffe unmittelbar über der untersten Bank des Grenzlagere (II B 3),
4. Das Grenzlager, soweit es einen hinreichend großen Magnetitgehalt besitzt,
5. Der tertiäre Basalt.

Schwach magnetisiert sind alle rein marinen Sedimente, die meisten Diabastuffe und das Grenzlager, soweit es frei von Magnetit ist. Die schwach magnetisierten Gesteine stellen also den größeren Teil des Gesamtvolumens. Die von stärker magnetisierten Gesteinen an der Erdoberfläche erzeugten magnetischen

Störfelder sind so charakteristisch, daß in fast allen Fällen eine eindeutige Zuordnung des Störfeldes zum geologischen Körper möglich ist.

Die Zuordnung der gemessenen Anomalien zu bestimmten geologischen Körpern wird dadurch sehr erleichtert, daß diese unter geringmächtiger junger Bedeckung sehr oberflächennah ausstreichen und dabei die Breite des Ausstriches größer ist als etwa

seine doppelte Teufe. In diesem Falle hat nämlich das Verhältnis des maximalen Störwertes zur mittleren Magnetisierung des Störkörpers einen Wert zwischen 1 und 6 ( $\approx 2\pi$ ) (emcgs-System). Der Wert dieses Verhältnisses ist für verschiedene Störkörperformen verschieden und läßt sich im einzelnen aus theoretischen Modellrechnungen ermitteln. (Die Regel, nach der die Maximalteufe der Störkörperoberkante etwa gleich der halben Halbwertsbreite der Anomalie ist, wird hier zweckmäßigerweise nicht angewandt, da die Halbwertsbreite der Anomalie bei oberflächennahem Ausstrich in erster Linie von der Breite des Ausstrichs bestimmt wird.)

Die mittlere Magnetisierung eines Körpers ist ein Vektor, d. h. sie ist durch Richtung und Größe bestimmt. In Gesteinskörpern setzt sich die mittlere Magnetisierung aus einem induktiven und einem remanenten Anteil vektoriell zusammen. Ist der eine Anteil um ein mehrfaches größer als der andere, so wird die Richtung der mittleren Magnetisierung ungefähr parallel zur Richtung des größeren Anteils liegen. Nun fällt die Richtung des induktiven Magnetisierungsanteils für die meisten Gesteine mit der Richtung des erdmagnetischen Feldes zusammen<sup>1)</sup>. Ist also in einem Gesteinskörper der induktive Magnetisierungsanteil der vorherrschende, so weicht die Richtung seiner mittleren Magnetisierung nur wenig von der des erdmagnetischen Feldes ab und kann für die Berechnung von Modellstölfeldern parallel zum erdmagnetischen Feld angesetzt werden. Dies trifft für alle oben erwähnten Gesteine mit Ausnahme der Basalte<sup>2)</sup> zu, wie die Messung der Magnetisierung von Gesteinsproben aus dem Untersuchungsgebiet ergeben hat. Dadurch wird die Unsicherheit, die durch mangelhafte Kenntnis der Magnetisierungsrichtung in die Modellrechnung eingehen kann, entscheidend verringert, und es ergibt sich eine größere Sicherheit für die Aussagen über Form und Lage des Körpers.

Die Magnetisierung der im Meßgebiet auftretenden Gesteine wurde vor allem an Bohrkernen, zum Teil auch an Handstücken bestimmt. Zu diesem Zweck wurden Kernproben im Abstand von 1—2 m den Bohrprofilen entnommen und teils im Gelände, teils im Laboratorium auf ihre magnetischen Eigenschaften untersucht.

A. 2. Die Vermessung wurde in Form von Profilnetzen durchgeführt. Die Stationsabstände in den Profilen lagen zwischen 5 m und 20 m, die Abstände der Profile untereinander zwischen 30 m und 100 m. Es wurde mindestens morgens, mittags und abends an einem Anschlußpunkt gemessen. Die Tagesvariationen wurden im allgemeinen in Waldhausen oder in Oberscheld (Dillkreis) mit einem Fotozellenregistriergerät der ASKANIA-Werke registriert und danach reduziert. Eine Breiten- und Längen-Korrektur wurde an den gemessenen Werten nicht angebracht.

Von den Anschlußpunkten sei der Punkt B genannt: Es ist dies ein trigonometrischer Punkt etwa 5 m südlich eines Feldweges auf der Höhe südlich von Waldhausen.

Er hat die GAUSS-KRÜGER-Koordinaten  $r: 34\ 47\ 024,2$

$h: 55\ 95\ 602,1.$

Sein Störwert wurde auf  $\Delta Z = + 162 \gamma$  festgesetzt.

<sup>1)</sup> Merkliche Abweichungen gibt es nur bei Gesteinen, deren Suszeptibilität  $\kappa_0 > 0,03$  (emcgs Einheiten) ist, die aber nicht sehr häufig sind.

<sup>2)</sup> Siehe Abschnitt IV B 5!

Als Meßinstrumente dienen Askania-Feldwaagen vom Typ Gf 6 mit einem Skalenswert von  $20 \gamma/p$  und ein leihweise überlassenes Torsionsmagnetometer Gfz (Versuchsinstrument der ASKANIA-Werke).

Aus Wiederholungsmessungen erhielt man einen durchschnittlichen Fehler von  $\pm 2 \gamma$  bis  $\pm 3 \gamma$ .

Die Ergebnisse der Geländemessungen sind unter anderem in Form eines Isanomalienplanes dargestellt (Taf. 23). Die dort eingetragenen Ziffern dienen im folgenden zur Ansprache der verschiedenen Anomalien.

### B. 1. Der Deckdiabas

Südlich und südöstlich von Waldhausen liegt südlich des Bundesstraße Weilburg—Limburg die Anomalie Ia, nördlich dieser Straße die Anomalie Ib. Die Anomalie Ia hat eine Breite von etwa 500 m und streicht ENE—WSW. Nach WSW dürfte sie über das Meßgebiet hinaus verfolgbar sein. In den Maxima zeigt die Anomalie Störwerte  $\Delta Z = + 500$  bis  $+ 600 \gamma$ . Diese Anomalie ist einem Deckdiabas zuzuordnen, der am Westrand des Meßgebietes zu Tage ansteht (DILLMANN a. a. O.).

Die Anomalien Va und Vb, die etwa  $1000 \gamma$  erreichen, liegen zwar innerhalb der Anomalie Ia, müssen aber nach Form und Größe einem anderen Störkörper als Ia zugeordnet werden, wie in Abschnitt B 5 erörtert wird.

Die Anomalie Ib nördlich der Bundesstraße ist in Form, Größe und Streichrichtung der eben beschriebenen Anomalie Ia sehr ähnlich. Es liegt daher nahe, den beiden Anomalien Störkörper mit gleichen magnetischen Eigenschaften und ähnlicher Form zuzuordnen, nämlich dem vorstehend erwähnten Deckdiabas am Westrand des Meßgebietes. Dies bestätigen die Bohrungen 24 und 25, in denen unter einer 13 bzw. 27 m mächtigen quartären Bedeckung Deckdiabas erbohrt wurde.

Auch die Anomalie Ic, die südlich und südöstlich der Anomalie Ia in Profilmessungen gefunden wurde, ordnet sich etwa in der gleichen Streichrichtung an. Entsprechend der Form und Amplitude dieser Profile (die hier nicht wiedergegeben sind) ist diese Anomalie wiederum dem Ausstrich eines Diabases zuzuordnen, der in der südwestlichen Verlängerung der Anomalie kartiert ist. Die Breite dieses Ausstrichs ist jedoch erheblich kleiner als bei den Anomalien Ia und Ib.

### 2. Der körnige Intrusiv-Diabas

Im Nordostteil des Meßgebietes wird eine Anomalie (II) beobachtet, deren Störwerte etwa die Größe der Anomalien I erreichen. Der südwestliche Teil dieser Anomalie II, der ein ausgeprägtes EW-Streichen zeigt, ist dem Ausstrich eines körnigen Diabases zuzuordnen. Dieser Ausstrich ist nördlich der Grube Waldhausen an der Grenze der Blätter Merenberg und Weilburg kartiert. Die Anomalie zeigt hier ebenso wie die Kartierung eine Gliederung des Diabaskörpers, die auch in der Bohrung 11 beobachtet wird. In dieser Bohrung wechselt Diabas mit Sediment, wie aus der dargestellten Bohrsäule ersichtlich ist. Der nordöstliche Teil der Anomalie liegt in einem von quartärem Lößlehm bedeckten Gebiet. Auch dieser Teil ist einem Diabaskörper zuzuordnen, der in den Bohrungen 9, 10 und 14 erbohrt ist. Dies gilt auch für den Anstieg auf  $500 \gamma$  am Ostrand des Meßgebietes.

### 3. Das Grenzlager

Das Grenzlager ist in der Lahnmulde vereinzelt magnetitisch ausgebildet. Dabei ist die Magnetisierung des Erzes 10—100mal so groß wie die der Diabase. Liegt ein solcher magnetisierter Teil des Lagers oberflächennah, so wird eine Anomalie bis zu mehreren 1000  $\gamma$  beobachtet. Dies ist im Meßgebiet an zwei Stellen der Fall (Anomalien IIIa und b).

Anomalien bis zu einigen 100  $\gamma$ , die praktisch über der Oberkante des Grenzlagerhorizontes liegen, können aber auch von den geschichteten Tuffen (II B 3) im Hangenden der unteren Lagerbank allein erzeugt werden, ohne daß das Lager eine stärkere Magnetisierung zu haben braucht. Diese Möglichkeit besteht z. B. für den SW-Teil der Anomalie IIIa. Sicher nachgewiesen wurden solche Verhältnisse allerdings nur an Kernen der Bohrung 38 (ca. 300 m östlich der Schachtanlage; nicht eingetragen).

Von der Anomalie IIIa, die im Raum des alten Tagebaues vermessen wurde, sind nur die im NW und im SW gelegenen randlichen Teile dargestellt. Im NW beobachtet man stark negative Werte, die sich mit wachsender Entfernung vom Ausbiß des Lagers gleichmäßig dem Nullniveau annähern. Im SW gibt die streichende Fort-

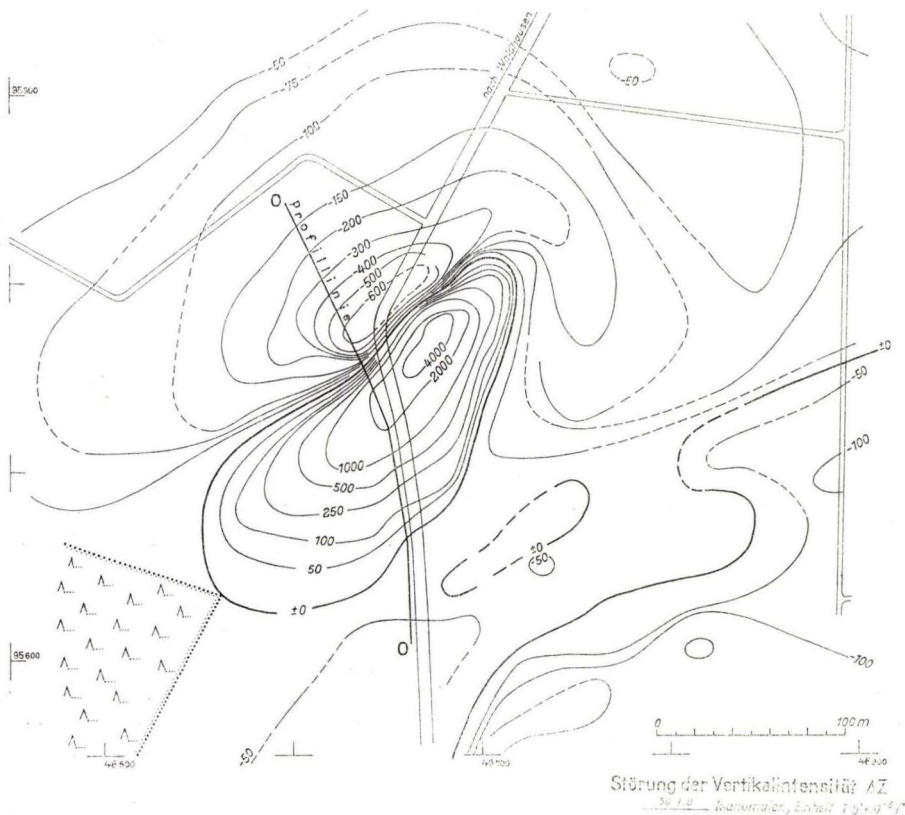


Abb. 5. Anomalie IIIb über magnetitisch ausgebildetem Grenzlager. Ausschnitt aus dem AZ-Isanomalienplan (Taf. 23).

setzung des Lagers Veranlassung zu einer unregelmäßig geformten Anomalie bis über  $300 \gamma$  mit zum Teil sehr großen örtlichen Gradienten. Das Lager wurde dort in Bohrung 17 in etwa 30 m Teufe angetroffen. Das Mittelstück der Anomalie weist Störwerte von der Größenordnung  $1000 \gamma$  auf, die von dem Magnetit des Grenzlagers hervorgerufen werden. Dieser Teil ist jedoch nicht dargestellt, da er sehr kleinräumige starke Schwankungen des Magnetfeldes enthält. Diese Schwankungen werden wohl von Magnetitstücken erzeugt, die als Folge des alten Abbaues in geringer Teufe unregelmäßig verteilt sind.

Die am besten ausgebildete Anomalie, die dem Lager zuzuordnen ist, befindet sich 500 m südlich der Ortslage Waldhausen (Anomalie III b; Abb. 5). Im Bereich ihres Maximum finden sich Störwerte von weit über  $+4000 \gamma$ ; ihr nördliches Minimum reicht bis unter  $-600 \gamma$ . Sie streicht NE-SW, wobei von NE nach SW der Maximalstörwert ab- und die Breite zunimmt. Auf Grund theoretischer Berechnungen konnte vermutet werden, daß diese Anomalie durch einen stabförmigen Störkörper erzeugt ist, der parallel zur Streichrichtung liegt und nach SW geneigt ist. Für den Störkörper kommt nur ein Material in Frage, dessen Magnetisierung  $J > 3 \cdot 10^{-2} I'$  ist. Von den im Meßgebiet bekannten Gesteinen können daher nur magnetitisch ausgebildetes Grenzlager oder Basalt zur Deutung dieser Anomalie herangezogen werden. Geologische Überlegungen führten dazu, diese Anomalie einem magnetitisch ausgebildeten Lagerteil zuzuordnen. Dies wurde durch die daraufhin angesetzten Bohrungen bestätigt (s. Abschn. V).

#### 4. a) Der Schalstein

Am Nordrand des Meßgebietes steht Schalstein an. Man fand darüber ein schwach schwankendes unregelmäßiges Störfeld (IV a) mit Störwerten zwischen  $-20 \gamma$  und  $+20 \gamma$ . Aus dieser Gliederung des Störfeldes in verschiedene Teilanomalien kann jedoch auf eine entsprechende Gliederung des Schalsteinkörpers nicht unmittelbar geschlossen werden.

#### b) Der Keratophyrtuff

Anomalien ähnlicher Art wurden am Südrand des Ortes Waldhausen im Bereich der dort anstehenden Keratophyrtuffe gemessen (IV b).

#### 5. Der Basalt

Im Bereich der Anomalien Ia und Ic heben sich die drei Anomalien Va, b und c deutlich durch ihre Form und ihre hohen Störwerte heraus. Die Anomalien Va und Vc fallen mit dem kartierten Ausbiß zweier Basaltschlote zusammen. Die Anomalie Vb weist eine ähnliche Form und Störwerte derselben Größenordnung wie Va und c auf und dürfte daher ebenfalls von einem Basaltschlot herrühren, der jedoch (der Kartierung entsprechend) von Lößlehm bedeckt ist.

Zwischen der Bundesstraße Weilburg—Limburg und der Ortslage Waldhausen wurde die magnetische Vermessung nur bis an den Ostrand der Basaltschotter des Hermannskopfes ausgedehnt, da diese Schotter durch ihre kräftigen magnetischen Störfelder alle schwächeren Anomalien aus tieferliegenden Schichten überdecken; andererseits war die Lage und Ausdehnung der Basalte im Rahmen dieser Untersuchungen ohne Interesse.

Bei den Basalten des Meßgebietes ist die remanente Magnetisierung größer als die induzierte, wie dies bei fast allen Basalten der Fall ist. Erfahrungsgemäß wächst die Inhomogenität der Magnetisierung von Gesteinen mit dem Vorherrschen der remanenten Magnetisierung an. Solche stark inhomogenen Gesteine erzeugen über ihrem Ausbiß ein Störfeld, dessen unregelmäßige Schwankungen oft von derselben Größenordnung sind wie der Mittelwert der Störungen (Abb. 7).

## V. Ergebnisse der erdmagnetischen Messungen

Durch Bohrungen im Nordostfeld der Grube Waldhausen wurde wahrscheinlich gemacht, daß das Grenzlager dort an einer querschlägigen Störung abschneidet. Diese Störung wurde in der Grube angefahren. An ihr stößt das Lager und seine hangenden oberdevonischen Schichten gegen eine mehrere Kilometer breite Aufsattelung mitteldevonischer Schichten. Da diese Störung die nordöstliche Begrenzung des Waldhausener Eisensteinvorkommens darstellt, konnte eine Fortsetzung des Lagers in streichender Richtung nur nach Südwesten erwartet werden.

Geologische Untersuchungsarbeiten in diesem Raum sind jedoch durch großflächige jüngere Bedeckung der paläozoischen Schichten stark beeinträchtigt. Erdmagnetische Messungen dagegen versprachen aus nachstehenden Gründen Erfolg: Der in unterdevonischen Schichten intrudierte körnige Diabas (s. S. 436 u. 442) besitzt im Grubengebiet Waldhausen eine durchschnittliche Magnetisierung von der Größenordnung  $10^{-4}$  bis  $10^{-3}$   $I'$  (Abb. 8). Falls seine Nebengesteine deutlich schwächer magnetisiert sind und seine Mächtigkeit nicht wesentlich kleiner ist als die Dicke jüngerer Deckschichten, unter denen er ausbeißt, ist es möglich, diesen Ausbiß durch erdmagnetische Messungen nachzuweisen. Diese Voraussetzungen schienen erfüllt. Probestimmungen im Südosten der Grube ergaben die Anomalie II, die — wie schon beschrieben — dem körnigen Intrusiv-Diabas zuzuordnen ist.

Auf diesen Grundlagen fußend, wurde nunmehr mit der Vermessung in der vermuteten südwestlichen Fortsetzung des Erzlagers begonnen. Dabei wurde zunächst die Anomalie Ib gefunden. Ihre maximalen Störwerte erreichen etwa dieselbe Höhe wie diejenigen der Anomalie II, und so vermutete man hier ebenfalls den Intrusiv-Diabas als Störungsursache. Da jüngere Deckschichten den ganzen Bereich der Anomalie Ib überlagern, konnte der Störkörper nirgends anstehend beobachtet werden. Es wurden daher zwei Bohrungen (Waldhausen 24 und 25) am Nordrand der Anomalie Ib mit einem streichenden Abstand von 450 m abgeteuft. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse war anzunehmen, daß das Erzlager nur wenig nördlich von dem vermuteten Intrusiv-Diabas ausbeißt.

Bei diesen Bohrungen stellte es sich jedoch heraus, daß nicht der im tieferen Oberdevon auftretende körnige Intrusiv-Diabas, sondern unterkulkmischer Deckdiabas die Störungsursache ist (s. S. 4 u. 7). — Im äußersten Südwesten des Meßgebietes (in Höhe der Anomalie Ia) ist nun ebenfalls Deckdiabas nachgewiesen (DILLMANN a. a. O.). Seine Fortsetzung nach Nordosten ist überdeckt. Ein ungestörter Zusammenhang mit dem im Streichen liegenden Deckdiabavorkommen unter der Anomalie Ib wurde vermutet. Die Messungen ergaben jedoch, daß die Anomalien Ia und Ib nicht unmittelbar zusammenhängen, daß also zwischen beiden eine Störung in etwa nord-

südlicher Richtung zu erwarten ist, an der der horizontale Verwurfsbetrag 150—200 m betragen müßte. Eine solche Störung ist nun rd. 500 m weiter im Norden (unmittelbar südlich der Ortslage Waldhausen) bekannt. Sie verwirft hier an der Basis des Oberen Mitteldevon gelegenen Keratophyrtuff gegen höchstes Obermitteldevon und Oberdevon und läßt sich zwanglos mit der vermuteten Störung verbinden. Das Alter dieser Störung ist postunterkarbonisch, da sie den Deckdiabas mitverwirft. Die Bohrungen Waldhausen 24 und 25 hatten unter dem Deckdiabas zunächst Oberdevon durchfahren, das aus marin-sedimentären Schichten besteht. Darunter folgt körniger Intrusiv-Diabas und, nach einigen Metern weiterer oberdevonischer Sedimente, das Eisenerzlager. — Wie Abb. 8 zeigt, sind das Erzlager und der in seinem Hangenden liegende Intrusiv-Diabas wesentlich stärker magnetisiert als die marinen oberdevonischen Sedimente. Somit waren die Voraussetzungen für den aussichtsreichen Ansatz erdmagnetischer Messungen gegeben.

Die genannten Bohrungen hatten das Erzlager auf der südöstlich einfallenden Flanke des Waldhausener Sattels erfaßt. Infolgedessen mußte es in nordwestlicher Richtung näher an die Erdoberfläche herankommen. Messungen in diesem Gebiet ergaben die Anomalie III b. Die im Maximum der Anomalie III b abgeteufte Bohrung Waldhausen 27 traf auch bereits nach 3,4 m pleistozäner Überdeckung auf ein kieseliges Roteisensteinlager mit erheblichem Magnetitanteil, das durch eine über 1 m starke Tufflage unterbrochen bis zur Teufe von 17,95 m anhielt. Durch die Bohrungen Waldhausen 28—31 wurde das Erzlager in dem Anomaliengebiet im Streichen und Fallen weiter untersucht. Es fand sich ein von der normalen Streichrichtung abweichendes südöstliches Streichen, das bis an die oben erwähnte N-S-Störung anhält. Der auf S. 444 erwähnte stabförmige Störkörper wäre demnach eine Magnetitanreicherung im Erzlager, die sich im Einfallen nach der Teufe zu erstreckt. Aus der Form der Anomalie III b läßt sich schließen, daß dieser stabförmige Störkörper im Nordosten eine scharfe Begrenzung besitzt. Diese Begrenzung liegt sehr genau in der Linie der oben genannten Nordsüdstörung. An dieser Störung dürfte also der magnetitische Lagerteil abgeschnitten sein.

In Abb. 6 ist ein  $\Delta$  Z-Profil der Anomalie III b zusammen mit einem Profil des Vertikalgradienten von Z dargestellt. Aus der Darstellung des  $\Delta$  Z-Profiles erkennt man, wie gut sich die Meßpunkte zu einer glatten Kurve aneinanderfügen. Hieraus, sowie aus der Höhe der Störwerte und aus der Form der Anomalie konnte geschlossen werden, daß der Störkörper in einer Teufe von 5—25 m zu erwarten war, ferner, daß das Gestein im Hangenden des Störkörpers nur von unmagnetischen, wahrscheinlich pleistozänen Schuttmassen gebildet wird. Eine ausführliche theoretische Auswertung dieser Anomalie war nicht erforderlich, da auf Grund recht einfacher Abschätzungen sofort gute Hinweise für den Ansatz der Bohrungen gegeben werden konnten. (Im Laufe der Zeit wurden noch einige Rechnungen für die Bestimmung des Störkörpers durchgeführt, über die jedoch an anderer Stelle berichtet werden soll.)

In Abb. 7 sind zwei  $\Delta$  Z-Profile dargestellt, deren Lage im  $\Delta$  Z-Isanomalienplan (Taf. 23) eingetragen ist. In diesen Profilen zeichnen sich die Basalt- und die Diabas-körper noch deutlicher ab als in dem Isanomalienplan. Und zwar sind dem Schiefer die ruhigen, schwach negativen Bereiche zuzuordnen, dem Diabas die relativ breit angelegten Anomalien bis + 500  $\gamma$  und dem Basalt die schmale Anomalie im Profil  $\zeta$

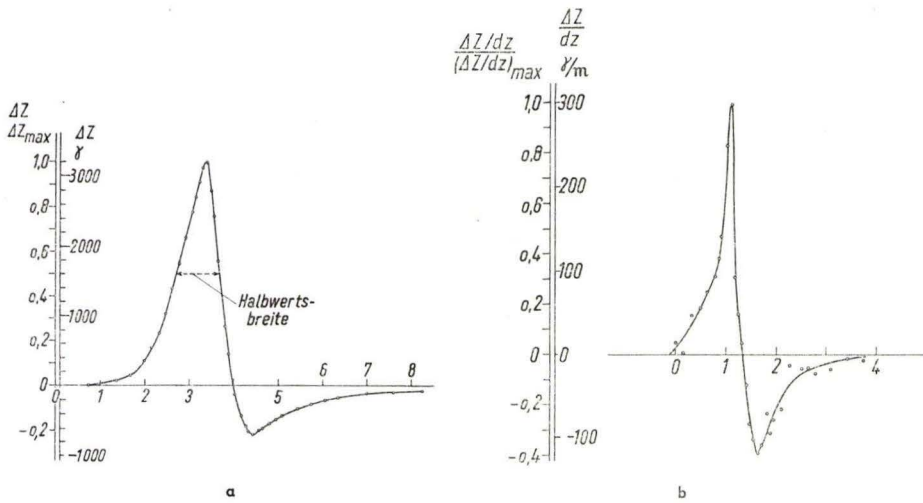


Abb. 6.  $\Delta Z$ -Profil (a) und Profil des Vertikalgradienten von  $\Delta Z$  (b) aus der Anomalie III b. Die Einheit des Längenmaßstabes ist die Halbwertsbreite  $b$  der  $\Delta Z$ -Anomalie ( $b = 32$  m).

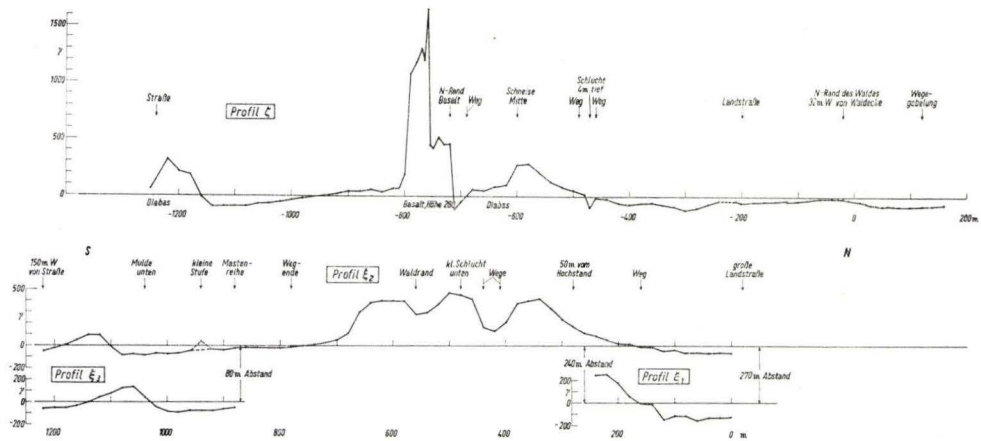


Abb. 7.  $\Delta Z$ -Profile  $\xi$  und  $\zeta$  (Lage s. Taf. 23). Die Stationsabstände betragen 5, 10 bzw. 20 m; alle Meßpunkte sind eingetragen.

mit + 1500 $\gamma$  Maximalstörwert und starken, kleinräumigen Schwankungen. Während die Basaltgrenze ziemlich scharf angegeben werden kann ( $\pm 20$  m), läßt sich der Diabas nicht so genau gegen den Schiefer abgrenzen. Die Unsicherheit dieser Abgrenzung hat die Größenordnung 100 m. Man kann lediglich annehmen, daß der Punkt - 480 m im Profil bereits über Diabas liegt, da hier die Messung in einer 4 m tiefen Schlucht zeigt, daß das anstehende Material eine Magnetisierung der entsprechenden Größenordnung besitzt. (Die Ausnutzung solcher kleintopographischer Effekte erweist sich immer wieder als gute Stütze.)

In Abb. 8 ist die natürliche magnetische Suszeptibilität des Gesteins als Funktion der Tiefe dargestellt, wie sie an den Bohrkernen verschiedener Bohrungen im Grubengebiet Waldhausen bestimmt wurde. Hierfür wurden Bohrkern, die im Abstand von rd. 1 m dem Kernmaterial entnommen waren, in stets gleicher Weise an die  $\Delta$  Z-Feldwaage gehalten. Dieses Meßverfahren ist mit erheblichen Fehlern behaftet (20—50%), so daß die starke Streuung der Meßwerte zu einem gewissen Teil durch die Meßmethode bedingt sein dürfte. In Abb. 8 wurden daher nur die Mittelwerte der Bereiche mit magnetisch einheitlichem Verhalten dargestellt; und zwar sind bei den Bohrungen 24, 25 und 26 die natürlichen Suszeptibilitätswerte der ganzen Bohrung, bei der Bohrung nur die Werte des durchteuften Diabaskörpers wiedergegeben.

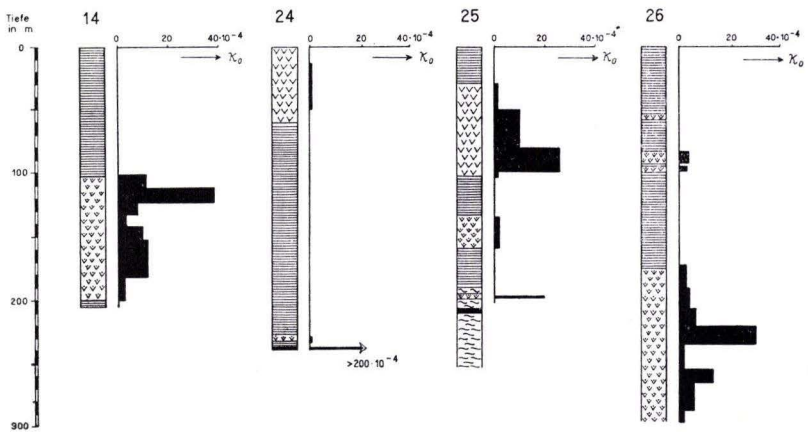


Abb. 8. Natürliche Suszeptibilität  $\chi_0$  der Kerne verschiedener Bohrungen bei Waldhausen, gemessen durch Anhalten der Kerne an die Vertikal-Feldwaage.  $\chi_0$  in em cgs-Einheiten

Man erkennt an den Figuren, daß die Diabaskörper stark magnetisierte und gering magnetisierte Teile aufweisen. Während bei der Bohrung 14 die stark magnetisierten Teile im oberen Drittel des körnigen Diabases liegen, ist diese Gliederung bei den übrigen Bohrungen nicht so deutlich.

Eine umfassende petrographische Untersuchung der magnetisch untersuchten Gesteine liegt nicht vor. Insbesondere können die magnetisch wirksamen Mineralbestandteile nicht genau angegeben werden. Doch mag eine petrographische Untersuchung der Bohrung Weyer I, die HENTSCHEL (1956) durchgeführt hat, einen gewissen Anhalt liefern. Er erhielt in guter Korrelation zu der Kurve der natürlichen Suszeptibilitätswerte eine Anreicherung von Titanomagnetit im obersten Viertel des Diabaskörpers, während im untersten Viertel leistenförmiges Titaneisen vorherrscht, dem etwas Magnetit in kleinen Körnern angelagert ist.

Die beschriebenen Untersuchungen sind ein Beispiel dafür, wie die geologische Erkundung eines geringmächtig bedeckten Gebietes durch erdmagnetische Messungen wirksam unterstützt werden kann. Die wichtigste Voraussetzung ist dabei, daß wenigstens eine mehr oder weniger horizontbeständige Schicht stärker magnetisiert ist als

die übrigen. Es läßt sich dann die Lagerung solcher Schichten erkennen und im Streichen verfolgen, wodurch unter anderem größere Störungen, insbesondere Querstörungen erfaßt werden können. Im Verlauf der Untersuchungen hat es sich gezeigt, daß erdmagnetische Messungen dann besonders zweckmäßig angelegt und klar gedeutet werden können, wenn im Meßgebiet hinreichend viele Aufschlüsse vorhanden sind, wenn also durch die Meßergebnisse zwischen den Aufschlüssen interpoliert oder in gewissem Umfange von ihnen aus extrapoliert werden kann.

## VI. Zusammenfassung

In der Umgebung des Roteisensteinvorkommens der Grube Waldhausen, dessen geologische Position erläutert wird, sind magnetische Messungen durchgeführt worden. Damit konnte der an der Wende Mittel-/Oberdevon liegende Eisenerzhorizont, der örtlich infolge Kontaktwirkung an Diabas zum Teil in Magnetit umgewandelt ist, im Streichen nach Südwesten direkt nachgewiesen werden. Aus den über dem Erzlager liegenden jüngeren Schichten ließen sich als stärker magnetisierte Gesteine körniger Intrusiv-Diabas (im unteren Oberdevon) und Deckdiabas (unteres Culm) ausscheiden und als Leithorizonte verwenden, die durch magnetische Messungen verfolgt werden können. — Die Deutung der geophysikalischen Meßergebnisse wurde — wie in vielen anderen Fällen — auch hier durch enge Zusammenarbeit zwischen Geophysik und Geologie ermöglicht.

## VII. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J.: Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. — Z. prakt. Geol., **25**, S. 29—38, 49—56. Halle 1917.  
 — Geol. Kte. Preußen 1:25 000, Lfg. 208, Bl. Merenberg m. Erl., Berlin 1918 (a).  
 — Geol. Kte. Preußen 1:25 000, Lfg. 208, Bl. Weilburg m. Erl., Berlin 1918 (b).  
 — Geol. Kte. Preußen 1:25 000, Lfg. 208, Bl. Braunfels m. Erl., Berlin 1918 (c).  
 DILLMANN, W.: Die Gaudernbacher Schichten auf Blatt Weilburg (Lahn). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 3, S. 91—108, Wiesbaden 1952.  
 — Ein Schurf im Kulm der Lahnmulde Blatt Weilburg (Lahn). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 154—159, Wiesbaden 1953.  
 HENTSCHEL, H.: Über die Tuffnatur der Schalsteine. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2, S. 122—137, Wiesbaden 1951.  
 — Bohrungen Weyer und Waldhausen 14. — Berichterst. geophysik. Forsch. Arbeiten im hess. Eisenerzbergbau im Jahre 1954, S. 29—32, Wetzlar 1955.  
 — Zur quantitativen Erfassung magnetisch wirksamer Mineralanteile in Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes und des Vogelsberges. — Berichtsheft über die Geophysikalische Forschungstagung in Wetzlar am 16. 3. 1956, 3. Jahreshft, Wetzlar 1956.  
 KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F. 86, Berlin 1922.  
 LIPPERT, H.-J.: Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Gebietes. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 485, S. 1—30, Frankfurt/M. 1951.  
 — Archivunterlagen der Harz-Lahn-Erzbergbau Aktiengesellschaft, Bergverwaltung Weilburg.

Manuskript eingegangen am 8. 11. 1958

B.  
Amtlicher Teil



*Prof. Dr. Bruno Wanner.*

## Bruno Dammer †

Von

JULIUS HESEMANN, Krefeld

Wieder gilt es, von einem Repräsentanten der durch die Preußische Geologische Landesanstalt vertretenen Geologie und von einem Menschen Abschied zu nehmen, der, aufgewachsen im zweiten Kaiserreich, sich in allen nachfolgenden Zeitumständen als lautere und pflichttreue Persönlichkeit erwiesen hat. Es ist BRUNO DAMMER, der wie kaum einer seiner Amtsgenossen als Geologe seiner Wissenschaft und gleichzeitig als Mensch seiner Zeit unbeirrbar sich selbst treu geblieben ist. Beide Lebensäußerungen sind bei einem so aus einem Guß bestehenden Menschen wie ihm nicht voneinander zu trennen, wie aus seinem Lebensablauf zu entnehmen ist.

BRUNO DAMMER war ein Berliner Kind. Am 6. 9. 1876 geboren, verlebte er seine Jugend in Berlin-Friedenau, wo sein Vater, der Schriftsteller Dr. phil. OTTO DAMMER, ein Haus besaß. Friedenau, das 1893 erst 1100 Einwohner zählte, gewährte ein idyllisches Vorstadtleben. DAMMER besuchte das Friedrich-Wilhelm-Gymnasium, das er 1896 mit dem Reifezeugnis verließ. Sein Zeugnis läßt darauf schließen, daß sein Jungendasein augenscheinlich nicht in einem die Lehrerschaft faszinierenden Maße im Schulunterricht aufging. Ja, der junge DAMMER hielt mit seinem ihn später als bezaubernden Briefschreiber und glänzenden Stilisten ausweisenden Talent so weit zurück, daß stilistische Leistung und Sorgfalt des Ausdrucks beim Schulabgang nicht das höchste Lob seiner Lehrer auslösten.

In seine Gymnasiastenzzeit fielen die letzten Jahre Bismarck's als Reichskanzler und seine Entlassung. Der Kanzler pflegte mit seinem Leibarzt an dem Dammer'schen Hause vorbeizureiten. DAMMER war Augenzeuge, als Bismarck nach seiner Entlassung seine Kutsche bestieg, begeisterte Studenten die Pferde ausspannten und sich selbst ins Geschirr legten. In der väterlichen Atmosphäre der Naturwissenschaften und chemischen Technologie groß geworden, erwählte er das Studium des höheren Bergfaches. Am 1. 4. 1896 verfuhr er die erste Schicht seiner praktischen Ausbildungszeit, die ihn durch Erz- und Steinkohlenzechen des Rheinlandes führte. Anschließend genügte er der militärischen Dienstpflicht und avancierte unter laufender Ableistung militärischer Übungen bis 1909 zum Reserve-Offizier. Dem Studium oblag er an der Friedrich-Wilhelm-Universität und Bergakademie in Berlin. Am 24. 6. 1901 wurde er Bergrefendar. Am 21. 2. 1903 wurde sein auf die Geologie ausgerichtetes Studium mit der Promotion an der Universität Gießen gekrönt; seine Doktor-Arbeit „Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg“ war eine geologische Kartierung, welche sich mit der Stratigraphie des Rotliegenden und dessen Darstellung auf einem 8 × 20 qkm großen Gebiet beiderseits der Pleiße befaßte.

Der Beginn seiner geologischen Laufbahn fiel mit der Erweiterung des Geologiestabes der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Anfang unseres Jahrhunderts zusammen. Er trat am 1. 4. 1901 als Hilfsgeologe in den geologischen Staatsdienst ein und sollte  $49\frac{3}{4}$  Jahre aktiv darin verbleiben. Er hat sie als Idealtyp eines Landesgeologen abgeleistet, sofern man einen Träger der geologischen Landesaufnahme und einen Repräsentanten für die wissenschaftliche und angewandte Geologie eines Gebietes darunter versteht.

In den ersten Jahren war DAMMER an der geologischen Kartierung in Thüringen und Sachsen, dem Zeitz-Altenburger-Weißfelder Braunkohlen-Revier, und in Hessen, in der Rhön, zusammen mit seinem älteren Kollegen BENNO KÜHN beteiligt. Mit ihm war er freundschaftlich verbunden. Beide bedienten sich beim Nebeneinander-Kartieren einer eigenen Gestik zur Verständigung über die beobachteten Bodenarten, die über eine Reichweite von einigen hundert Metern wirksam war. DAMMER begnügte sich indessen nicht mit der kartenmäßigen Registrierung und Darstellung seiner Aufnahmen, sondern griff auch die „diluvialgeologischen“ Probleme auf. Aus dem Auftreten zweier ungleichaltriger Löße (1909), die durch eine Grundmoränenbank und Schotter getrennt waren, schloß er als einer der ersten Glazialgeologen auf Oszillationen des Inlandeises in Norddeutschland, wonach also eine Grundmoräne ebenso dem Erzeugnis einer Eiszeit wie eines Eisvorstoßes entsprechen konnte. 14 Jahre später suchte er Grundmoränen, Bändertone, Löße und Schotter in den Braunkohlen-Tagebauen von Altenburg, Meuselwitz und Zeitz in die Zyklen zweier Eiszeiten einzuordnen (1923).

DAMMERS Blick und Tätigkeit war nicht allein auf Norddeutschland beschränkt. Als Geologen und Bergmann bestellte ihn ein großes Bergbau-Unternehmen zum Sachverständigen für die Begutachtung und Sicherung von Eisenerz-Vorkommen in Norwegen und Frankreich (1907/08). Ein anderer Auftrag galt der Aufsuchung von Gold-Vorkommen in Abessinien (1903/04). Aber er wurde auch als Experte für die Braunkohlen-Geologie herangezogen und als solcher lange Jahre (bis 1924), selbst nachdem er den thüringisch-sächsischen Kartierbezirk längst mit anderen Gebieten vertauscht hatte, im Braunkohlen-Revier von Zeitz-Meuselwitz-Weißfels eingesetzt.

1906 nahm DAMMER an den geologischen Aufnahmen im Nordteil der Lüneburger Heide teil, 1909 sprang er als Mitarbeiter von KEILHACK bei der Fertigstellung der Kartierung der anhaltischen Blätter Bernburg und Nienburg ein. Auch hier stellte er ein „diluvialgeologisches“ Problem von übergeordneter Bedeutung, das Alter von interglazialen Süßwasserkalken und Diatomeen-Peliten der Lüneburger Heide (1910), heraus. Mit der Erörterung des geringmächtigen Hangenden geht es bereits wie Wetterleuchten in der wissenschaftlichen Erkenntnis durch diesen Aufsatz, das dann erst viel später von der klaren Deutung des Hangenden als Fließerden gefolgt war.

1910 wurde DAMMER als kartierender Geologe in eine der Kornkammern des Deutschen Reiches, in die Provinz Posen versetzt. Hier hat er bis zum Ausbruch des ersten Weltkrieges mehr als 8 Meßtischblätter aufgenommen. Inzwischen hatte sich in ihm eine Ausrichtung in doppelter Hinsicht vollzogen. Er war Quartärgeologe par excellence und ein Interpret der Quartärgeologie für die Landwirtschaft geworden. Er hatte es aber auch gleichzeitig verstanden, das Vertrauen der Landwirtschaft zu

gewinnen. Er wurde von den Gutsbesitzern nicht nur als Sachverständiger, sondern als gern gesehener Gast, dem eine angeborene Liebenswürdigkeit und Unterhaltungsgabe Tor und Herz öffneten, hinzugezogen. Freilich mußte DAMMER sich diesen Ruf als Grandseigneur der Wissenschaft und der Gesellschaft erst erwerben. So wurde er erstmalig von einem fürstlichen Gutsbesitzer respektiert, als dieser vierspännig in einer Kutsche durch ein wogendes Weizenfeld riesenhaften Ausmaßes zu dem hier bei einer Bohrung stehenden Bezirksgeologen mit der Frage heranfuhr, ob er keinen Flurschaden mache und, beruhigt ob der verneinenden Antwort, andernorts wieder vierspännig hinausfuhr.

In der Provinz Posen ereignete es sich auch, daß DAMMER's gütiges und in einem patriarchalischen Verhältnis zum Ausdruck kommendes Wesen eine unerwartete Reaktion auslöste. Er hatte einen Bohr-Arbeiter, ausgezeichnet mit den Reizen des dortigen Dialektes, frisch eingestellt und war mit dessen Arbeit bis zum Mittag durchaus zufrieden. Auf dem Wege von einer Bohrstelle zur anderen warf der eingeborene Bohrgehilfe jedoch seine Bohrgeräte kraftvoll zu Boden. Dann brach es aus ihm heraus, er könne es nicht mehr fürderhin bei seinem Dienstherrn aushalten und wolle auf der Stelle gehen. Verwundert nach dem Grunde befragt, meinte der Bohrknecht, eine Behandlung ohne ein scharfes Wort über einige Stunden sei er nicht gewohnt und er ertrüge diesen Mangel an disziplinarischer Maßregelung nicht. Sprach's, und der weiland königliche Bezirksgeologe mußte allein und mit geschultertem Bohrgerät nach Hause gehen.

Ehe DAMMER die wissenschaftliche Ernte seiner geologischen Beobachtungen im Posener Arbeitsgebiet veröffentlichen konnte, brach der erste Weltkrieg aus. Vom 2. 8. 1914 bis zum 30. 9. 1918 stand er zuerst als Oberleutnant, dann als Hauptmann der Landwehr im Felde, in Rußland und im damaligen Serbien. Über die Kriegseindrücke hinweg blieb er den Schönheiten der Landschaft, zumal im Donau-Abschnitt zwischen Belgrad und Semendria gegenüber, aufgeschlossen. Ihren Reizen hingegeben, wich er auf einer Fahrt die Donau hinunter nicht von Deck und versenkte sich eher noch tiefer in ihren Anblick, als ihm auf eine Einladung an seine kartenspielenden Kollegen in der Kajüte, am Beschauen der Natur teilzunehmen, die ernüchternde Antwort zuteil wurde „Ach was, Pique-As geht mit.“

Mit dem Kriegsausgang und der Nachkriegszeit malte sich für DAMMER, dem Zeitgenossen der Bismarck- und wilhelminischen Ära, eine andere Welt. Sein Treueverhältnis zur Monarchie und sein Platz in ihrer Gesellschaftsordnung gründete sich nicht ausschließlich auf deren Repräsentanten, welche sie darstellten, sondern welche sie darstellen sollten. Er hatte daher die Begleitworte seines Ministers vom 13. 10. 1909 zu seiner Ernennung zum Bezirksgeologen als Richtschnur für die Haltung eines preußischen Beamten schlechthin aufgefaßt und richtete sich danach aus:

„Es wird erwartet, daß er Seiner Majestät dem Könige und Allerhöchst Dero Königlichem Hause ferner treu und gehorsam sein, die ihm obliegenden Amtspflichten gewissenhaft erfüllen und sich stets so betragen werde, wie es sich für einen Königlichen Beamten geziemt.“

Nach dem ersten Weltkriege führte BRUNO DAMMER geologische Aufnahmen in der Provinz Sachsen an der mittleren Elbe (Bl. Schönebeck usw.), in Anhalt (Bl. Koch-

stedt usw.) und in Niederschlesien/Brandenburg (Bl. Hoyerswerda, Weiskollm, Lohsa, Döbern, Forst) durch. 1924 kam er in die Neumark und damit in ein Arbeitsgebiet, das ihn am längsten beschäftigte, das ihm am liebsten war, das er aus einem geologischen Neuland zu einem geologischen Musterbild machte, das zu einem Übungsfeld für den geologischen Nachwuchs unter ihm wurde, für das er der Landwirtschaft die erbetene Hilfe gab, zu dessen Land und Leuten er ein vertrautes Verhältnis Fontane'scher Prägung gewann und in dem er schließlich seine Lebensgefährtin bis zum Lebensende kennenlernte.

DAMMER durchstreifte die Neumark nach allen Richtungen. 1923 zum Landesgeologen, 1924 zum Landesgeologen und Professor ernannt, war er nun der Geologe eines Landesteils, der Neumark, im buchstäblichen Sinne geworden. Er nahm zunächst eine Großgliederung der Quartärbildungen vor und grenzte die großen Stauchmoränengebiete, die verschiedenartigen Sander, die Grundmoränen- und Toteislandschaften ab. Wir finden diese Gliederung der glaziären Formen und Landschaften in seiner „Geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark 1 : 100 000“ (1931). Karte und zugehörige Erläuterungen zeigen DAMMER als Diluvialgeologen aus der Reihe WAHNSCHAFFE-KEILHACK. Er hat dem glaziären Formenschatz eine neue Einheit hinzugefügt, die breiten Stauchmoränengürtel mit tiefer als 100 m reichenden Aufstauhungen und Aufschuppungen des tertiären Untergrundes, wie sie in der südlichen Neumark ausgebildet und überhaupt den Moränenzügen des Frankfurter Stadiums eigen sind. Sie bilden die aufgestauchten oder gefalteten Schichten mit ihrem gegliederten Relief und ihre guirlanden-artige Staffelformung nicht wie etwa der Muskauer Stauchmoränen-Bogen an der Oberfläche ab, sondern sind von einem Schleier jünger-glaziärer Ablagerungen bedeckt und markieren sich lediglich als Höhenzüge mit stark bewegtem Relief.

Nach der Übersichtskartierung ging DAMMER an die Spezialaufnahme der großen Saatzuchtgebiete. 1928 erhielt er 3 junge Geologen zur Hilfe; alljährlich folgten weitere Kartierkurse bis 1938 für die eintretenden Geologen nach. 16 Geologen hat er mit der Kartiertechnik in der Flachlandsgeologie vertraut gemacht, so daß sich als seine Schüler betrachten dürfen: SCHARF, BESCHOREN, HESEMANN, IHNEN †, HECK, BIESE, GELLER †, BODE, RICHTER-BERNBURG, HARTUNG, KUTSCHER, QUITZOW, HERTA DORECK-SIEVERTS, SCHOTT, KLINGNER † und MEMPEL. Er hat so eine ganze Generation von Geologen in die Kartierung eingeführt und sie mit unerbittlicher Pedanterie zu einer Exaktheit von Beobachtungen und ihrer Darstellung erzogen, die sie zuerst zu „Feld-, Wald- und Wiesen-“ und später zu Landesgeologen und mehr gemacht hat. Unvergessen wird den Teilnehmern der Kartierungskurse die Harmonie in der Gemeinschaftsarbeit und die Kameradschaftlichkeit nach getanem Werke bleiben. BRUNO DAMMER nahm sich der jüngeren Geologen darüber hinaus gerade in solchen Fällen an, wenn sich die jugendlichen Seelen in puncto Hinneigung zu geistigen Getränken und weiblichen Geschöpfen in ein die Öffentlichkeit beschäftigendes Ausmaß verstiegen.

Längst zum Prototyp des Quartärgeologen geworden, wurde BRUNO DAMMER 1934 Leiter der geologischen Aufnahmen im Flachland an der Preußischen Geologischen Landesanstalt. Als solcher leitete er die zweijährige Übersichtskartierung 1 : 100 000 der noch nicht aufgenommenen Teile Ostpreußens. 9 Geologen waren unter seiner

Leitung dafür tätig. Jeder von ihnen hatte einen Gebietsstreifen in doppelter Meßtischblatt-Breite zu kartieren. Die Anrainer fanden sich allsonntäglich im Hauptquartier bei BRUNO DAMMER in Hoch-Rominten zusammen, zur Lagebesprechung und zu ungezwungener Geselligkeit. Das Gesamtergebnis der Gemeinschafts-Aufnahmen war ein modernes Kartenbild Ostpreußens 1 : 500000 mit einer Fülle von größtenteils unveröffentlicht gebliebenen quartär-geologischen Einzelheiten und Erkenntnissen.

Nach Vollzug der Kartierung in Ostpreußen kehrte DAMMER wieder in sein altes Arbeitsgebiet in der Neumark zurück. Eine Zeitlang war sein Stammsitz das Forsthaus Griesel inmitten seiner reizvollen Kuppen- und Seenlandschaft. DAMMER hat ihren eigentümlichen Charakter und ihre Entstehung in einer klassischen Monographie „Das Subglazial- und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark“ beschrieben und sie in einer sehr ansprechenden Karte 1 : 25000 mit Toteisrinnen, Trockentälern, Kames und Osern dargestellt (1936).

Dabei fiel ihm eine Decke von Flottsand in dem Stauch- und Endmoränengebiet zwischen Lagow und Hochwalde auf. Sie überzog unterschiedslos Höhen und Täler und erwies sich als spät- bzw. postglaziale äolische Bedeckung, also ein jüngerer Analogon des Lößes (1940).

DAMMER rundete die geologischen Aufnahmen bis 1939 noch weiter nach Westen bis Lagow und nach Süden bis Crossen ab. Bei Guben entdeckte er ein ungewöhnlich mächtiges Alluvialprofil, dem er seine letzte wissenschaftliche Veröffentlichung (1941) gewidmet hat.

Die Kartierkurse und die Monographie der Subglaziallandschaft waren der Ausklang der sogenannten Flachlandkartierung der Preußischen Geologischen Landesanstalt. DAMMER hat dieses Erbe behütet und erweitert. Die minutiöse und exakte Kartenaufnahme hat er zu einer bis dahin nicht erreichten Höhe entwickelt. Die geologische Spezialkarte, an deren Fortführung DAMMER selbst als Autor oder Mitautor von nahezu 50 Meßtischblättern beteiligt wird war, ein quartärgeologisches Dokument mit ihrem einmal erfaßten und fixierten petrographischen und morphologischen Substrat bleiben. Wurde die Geologische Karte 1 : 25000 doch von der Öffentlichkeit so stark als die einzig mögliche Grundlage und als Ansatzpunkt für die wissenschaftliche und wirtschaftliche Auswertung empfunden, daß sie ungeachtet des in ihr individuell verarbeiteten Beobachtungs- und Gedankengutes anonym als „Geologische Karte“ schlechthin zitiert wurde. Wie vor ihm die Besten der Landesgeologen wie KRUSCH, BÄRTLING, FLIEGEL u. a. durch die Schule der Flachlandkartierung gegangen waren, so hat DAMMER die jüngere Generation an der Ansprache und räumlichen Darstellung des norddeutschen Pleistozäns geschult, eines Formationsabschnittes, dessen Bildungen von allen anderen Formationen so weitgehend abweichen.

Die Lebensstationen BRUNO DAMMER's sind im Zusammenhang mit seinen regionalen Arbeitsgebieten in Mittel- und Ostdeutschland sowie seinem Auslandsaufenthalt behandelt worden. Damit ist aber seine geologische Arbeit noch nicht erschöpfend aufgezeigt. Wie die meisten Landesgeologen war er auch als Gutachter für Wasser-Erschließungen und nutzbare Gesteine sowie Mineralien eingesetzt. Zahllose Bohrungen sind von ihm geologisch bearbeitet und bilden eine wichtige archivarische Grundlage. Eine bedeutende Lebensarbeit lief aber neben seiner dienstlichen Tätigkeit

einher. Es waren die „Nutzbaren Mineralien“ (ohne Erze und Kohlen). DAMMER hat alle Eigenschaften und Daten über ihr Vorkommen und ihre Verwendung mit seinem Kollegen TIETZE in einem zweibändigen Handbuch zusammengestellt, das 1913/14 erschien. Er verfolgte jedes neue Mineralvorkommen, jede neue Verwendungsmöglichkeit und ergänzte die erste Auflage um das neue Material nach dem Tode seines Mitautors zur 2. Auflage, die erweitert und umgearbeitet 1927/28 erneut von einem großen Interessentenkreis begrüßt wurde.

Es war natürlich, daß ein Geologe von seinem ausgebreiteten Wissen und kritischen Fachurteil zum Berater einer der großen geologischen Verlage herangezogen wurde. So hat er jahrzehntelang seine Erfahrung und seinen Rat dem Verlag F. Enke-Stuttgart zur Verfügung gestellt. Außerdem hat er sich auf Tagungen der geologischen Gesellschaften mit Diskussionsbemerkungen beteiligt, nicht häufig, aber als Redner von Gewicht. Außer den Kartierkursen unternahm er viele Führungen für Lehrer und Naturfreunde und verbreitete so das Verständnis für das erdgeschichtliche Werden unserer Heimat. Die Deutsche Geologische Gesellschaft ernannte ihn 1948 zu ihrem Ehrenmitglied.

Die Preußische Geologische Landesanstalt war inzwischen zum Reichsamt für Bodenforschung geworden, das ihn am 1. 6. 1940 zum Regierungsgeologen ernannte. Wie im ersten Weltkriege kündigte sich auch im zweiten ein schlimmer Ausgang an. Wieder wurde sein Leben in den Grundfesten erschüttert. DAMMER'S Heim in Berlin wurde wiederholt durch Bomben beschädigt. Im Februar 1945 erhielt er Bad Sooden-Allendorf als dienstlichen Wohnsitz zugewiesen. Am 3. 3. 1946 trat er als Mitarbeiter in das Hessische Landesamt für Bodenforschung ein. Seine bedeutende Erfahrung und Arbeitskraft wurde dem Amt seiner neuen Heimat in mehrfacher Beziehung von großem Nutzen. Er war ständiger Vertreter des Amtsleiters, arbeitete Richtlinien für die Bodenkartierung aus und widmete sich insbesondere dem Aufbau der Bibliothek. Er hat die größte geologische Bibliothek der Bundesrepublik rasch wieder dem eigenen Amt und den übrigen Landesämtern zugänglich gemacht. Er hat sie neuzeitlichen Anforderungen entsprechend zu einer zentralen Bücherei gemacht und einen fast alle Länder umfassenden Schriftenaustausch in die Wege geleitet. Er redigierte die monatlichen Mitteilungen über die Neuerscheinungen. Dank seinem kritischen Fachurteil und seiner Vertrautheit mit Druck- und Reproduktions-Verfahren hat er einen entscheidenden Beitrag zum Wiedererscheinen des amtlichen Veröffentlichungs-Organs, „Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden“, geliefert. Am 1. 4. 1949 trat er als Oberregierungsgeologe in den Ruhestand. Aber dieser Zustand bezog sich nur auf seine dienstliche Zugehörigkeit, seine Tätigkeit für das Amt setzte er als Sachverständiger für Bibliotheksangelegenheiten fort und blieb bis zu seinem Tode „Freiwilliger Mitarbeiter“ des Landesamtes. Am 28. 8. 1957 schloß er die Augen für immer.

BRUNO DAMMER war ein gesegnetes Alter beschieden. Wechselvolle Zeiten spielten in sein Leben hinein, aber sie überwältigten ihn nicht. Sein Humor triumphierte über den Verlust an Geld und Gut. Seine Schaffenskraft lieh er Amt und Wissenschaft über sein 60 jähriges Bergmanns-Jubiläum und sein goldenes Doktor-Jubiläum hinaus, bis er nach 54 Jahren geologischer Tätigkeit sein Erdendasein als Lebensjubiläum beschloß.

Die Natur hatte ihn mit Gaben des Geistes und Herzens ausgestattet. Seine menschliche Lauterkeit verlieh ihm die innere Sicherheit im Verkehr mit seinen Mitmenschen. Sie hat ihn auch bewogen, seine Erfahrungen und Arbeitsergebnisse auf Tagungen und in Publikationen so knapp und nicht mehr als nötig mitzuteilen. Sein Beitrag zur Quartär-Geologie in Karten und Aufsätzen, zur Weitergabe der geologischen Tradition an die jüngere Generation und zur Kenntnis der nutzbaren Mineralien wird auch in der läuternden Kritik der Zukunft nicht sehr an Gewicht einbüßen und nicht viel Spreu ergeben.

Erscheint uns DAMMER so als der letzte Repräsentant der von der Preußischen Geologischen Landesanstalt betriebenen Quartärgeologie, so will er uns auch menschlich als Vertreter einer leider aussterbenden Gattung bedünken. Nach Gesinnung, Auftreten und Pflichterfüllung war er ein Edelmann; leutselig zu Untergebenen, kollegial zu Kollegen, von distinguiertem Bestimmtheit Vorgesetzten gegenüber, erfreute er sich allgemeiner Beliebtheit. Seiner Geradheit und Korrektheit wegen gehörte er Jahre hindurch dem Ehrenrat der Landesgeologen an. Sein menschliches Verständnis machte ihn zum väterlichen Freund der jungen Geologen. Als junger Student trat er in die Burschenschaft „Schlägel und Eisen“ ein. Das studentische Gemeinschaftsleben mit der Pflege vaterländischen Empfindens und einer frischen Kameradschaftlichkeit, dem er als Bursche in der Aktivitas und später als „Alter Herr“ bis zu seinem Ableben verbunden war, entsprach seinem Wesen und seinem fröhlichen Herzen. Er war witzig und geistvoll, mit dem Fluidum einer Persönlichkeit behaftet, Damen gegenüber von einer charmanten Ritterlichkeit, so daß er als glänzender Gesellschafter, ohne Salonlöwe zu sein, bekannt war. Als Berliner besaß er auch den Berliner Humor und war voll von Anekdoten, die im Berliner Dialekt dargeboten, allein schon durch das Wie des Erzählens zu einem Genuß für eine anspruchsvolle Zuhörerschaft wurden. Er stand überall seinen Mann, als Soldat, Offizier, Beamter, am Konferenz- wie am Biertisch. In vertrauter Unterhaltung bestach er ebenso durch seine weltkluge Abgeklärtheit wie in der brieflichen Korrespondenz durch seinen formvollendeten Stil, eine lebendige Verkörperung des „Stechlin“.

Sein Familienleben, wie das jedes Geologen unter dem konkurrierenden Dualismus der gepflegten Häuslichkeit sowie der strohwitwerartigen Außentätigkeit stehend, war von seinem Hang zu Gemütlichkeit und kultivierter Geselligkeit bestimmt. Gern zeigte er seinen Gästen seine an ausgesuchten Stücken reiche Edelsteinsammlung, woran sich eine anregende erd- und völkerkundliche Unterhaltung, belebt durch eigene Erlebnisse, knüpfte.

Seine zweite Lebensgefährtin, angezogen durch die fesselnde Art seiner heimatgeologischen Führungen, gewährte ihm, seiner beruflichen Tätigkeit gegenüber aufgeschlossen und in die Aufgaben einer Professorengattin hineinwachsend, das Familienglück, das ihm fortan in unbeschwerten und in ernsten Zeiten zuteil wurde. Als ihm noch eine Tochter geboren wurde, erwärmte ein Sonnenschein sein Leben, der ihm nacheinander in Gestalt eines spielerisch-ernsthafte Kindes, eines mutwilligen Backfisches und einer anmutigen Musikstudentin bis an sein Lebensende begleitete. Seine Tochter und sein Sohn aus erster Ehe, jene mit einem Diplom-Ingenieur verheiratet, dieser Ingenieur, blieben bis zu seinem Lebensabend mit ihm verbunden.

So wird BRUNO DAMMER, wie er es selbst ähnlich in Nachrufen auf befreundete Kollegen ausgedrückt hat, als ein Mann von edler Gesinnung und Lebensführung, unbedingter Zuverlässigkeit und großer Herzengüte bei jedem, der das Glück hatte, ihn kennenzulernen, fortleben.

#### Schriftenverzeichnis

- Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A., 24, S. 291, 330, 1 Taf., Berlin 1903.  
 Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. — Jb. preuß. geol. L.-A., 28, S. 658—665, Berlin 1910.  
 Das Auftreten zweier ungleichaltriger Löße zwischen Weißenfels und Zeitz. — Jb. preuß. geol. L.-A., 29, S. 337—347, 3 Abb., Berlin 1909.  
 Neue Beobachtungen an den Diluvialablagerungen der Umgegend von Altenburg, Meuselwitz, Zeitz und Hohenmölsen. — Jb. preuß. geol. L.-A., 42, S. 43—58, Berlin 1923.  
 Geologisch-morphologische Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1: 100 000. Mit Erläuterungen, 56 S., 8 Taf., Berlin 1931.  
 Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze und Kohlen. — 2. Auflage, Band I, 554 S., 66 Abb., Band II, 785 S., 128 Abb., F. Enke Verlag, Stuttgart 1927/28.  
 Das Toteis- und Subglazialgebiet der Gegend von Griesel in der Neumark. — Jb. preuß. geol. L.-A., 58, S. 401—425, 6 Taf., Berlin 1938.  
 Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. — Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch., 61, S. 186—197, 1 Abb., Berlin 1941.  
 Über ein ungewöhnlich mächtiges Alluvialprofil aus der Gegend von Guben. — Ber. Reichsstelle f. Bodenforsch., Jg. 1941, S. 20—24, Berlin 1941.  
 PAUL GUSTAV KRAUSE †. — Geol. Jb., 64, S. XI—XX, 1 Abb., Hannover 1950.  
 BENNO KÜHN †. — Geol. Jb., 64, S. XXI—XXVII, 1 Abb., Hannover 1950.  
 EDMUND PICARD †. — Geol. Jb., 64, S. XXIX—XXXVI, 1 Abb., Hannover 1950.

Von BRUNO DAMMER, z. T. mit anderen Geologen, bearbeitete Blätter 1: 25 000

|               |                   |                  |
|---------------|-------------------|------------------|
| Altenburg     | Bernburg          | Schönebeck       |
| Meuselwitz    | Nienburg (Anhalt) | Atzendorf        |
| Hilders       | Groß Gay          | Groß Ottersleben |
| Mölsen        | Kasmierz          | Kochstedt        |
| Zeitz         | Pinne             | Groß Görtschen   |
| Ebstorf       | Klodzisko         | Tredel           |
| Bienenbüttel  | Ottorowo          | Hoyerswerda      |
| Bevensen      | Scharfenort       | Weißkollm        |
| Altenmedingen | Samter            | Lohsa            |
|               | Duschnik          | Döbern           |
|               |                   | Forst            |
|               |                   | Schwiebus        |
|               |                   | Kalzig           |
|               |                   | Züllichau        |
|               |                   | Jordan           |
|               |                   | Brätz            |
|               |                   | Bomst            |
|               | Merzwiese         | Stentsch         |
|               | Crossen           | Skampe           |
|               | Rädnitz           | Lagow            |
|               | Rothenburg (Mark) | Beutnitz         |
|               | Liebenau          | Topper           |
|               | Tempel            | Neuzelle         |
|               | Probschen         | Mühlbock         |

Manuskript eingegangen am 14. 4. 1959

## Verzeichnis der Autoren dieses Bandes

- Professor Dr. ERNST ACKERMANN, Göttingen, Wilhelm-Weber-Str. 34.  
Professor Dr. GUSTAV ANGENHEISTER, München 2, Richard-Wagner-Str. 10.  
Cand. geol. HENNING BAATZ, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.  
Dr. HELMUT BARTENSTEIN, Mobil Oil A.G. in Deutschland, Celle, Postfach 110.  
Cand. geol. HANS BENDER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.  
Dipl.-Geologin Dr. MARITA BROSIUS, Den Haag/Niederlande, Sportlaan 1242.  
Dr. HEINRICH DENGLE, Harz-Lahn-Erzbergbau A.G., Weilburg/Lahn, Postfach 10.  
Dr. med. Dr. phil. nat. HEINZ J. DOMBROWSKI, Institut für physikalische Medizin und Balneologie der Justus Liebig-Universität Gießen, Bad Nauheim.  
Dipl.-Geologe Dr. FRANZ GRAMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.  
Dipl.-Physiker Dr. ALBRECHT HAHN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.  
Dr. PETER JÜRGEN HAMANN, Imperial Oil Ltd., 524-11th Ave. W, Calgary, Alberta/Canada.  
Dipl.-Geologe Dr. WOLFGANG HANNAK, Clausthal-Zellerfeld, Rollstr. 3.  
Dr. AXEL HERRMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.  
Direktor Dr.-Ing. habil. JULIUS HESEMANN, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.  
Dr. URSULA HOCH-TATGE, Hannover, Bödekerstr. 12.  
Dr. REINHOLD HUCKRIEDE, Hannover, Tonstr. 1.  
Dipl.-Geologe Dr. VOLKER JACOBSHAGEN, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.  
Dipl.-Geologe Dr. KLAUS ERICH KOCH, Bad Nauheim, Umlandstr. 9.  
Dr. rer. nat. HUBERT KÖRBER, Würzburg, Sanderglaxisstr. 8.  
Dipl.-Geologe Dr. HANS LANG, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.  
Dipl.-Geologe Dr. HEINZ LEHMANN, Immekeppel Bez. Köln, Hauptstr. 37.  
Dipl.-Geologe Dr. GEORG MATTHES, Geologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.  
Professor Dr. VICTOR R. OTT, Direktor des Instituts für physikalische Medizin und Balneologie der Justus Liebig-Universität Gießen in Bad Nauheim und des Sanatoriums Groedel, Bad Nauheim, Terrassenstr. 2-4.  
Dr. PAUL PFEFFER, Oberregierungsgeologe und Chemiker beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.  
Dr. ALFRED POLLAK, Redlschlag, Post Bernstein im Burgenland/Österreich, bei Herrn Leyrer, Nr. 106.  
Dr. ERNST-GÜNTHER SCHULZE, Emmelshausen (Hunsrück), Ringstr. 1.  
Professor Dr. GERHARD SOLLE, Direktor des Instituts für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alexanderstr. 35.  
Cand. geol. WITIGO STENGEL-v. RUTKOWSKI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.

- Dipl.-Geologe Dr. DIETER STOPPEL, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.
- Dipl.-Geologe Dr. JOE-DIETRICH THEWS, Geologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Professor Dr. HANS UDLUFT, Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Str. 25.
- Bergrat Professor Dr. WILHELM WAGNER, Darmstadt, Claudiusweg 16.
- Dr. OTTO H. WALLISER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg, Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 10.
- Dipl.-Geologe Dr. WILLI ZIEGLER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.

Für die Redaktion verantwortlich:

Dipl.-Geologe Dr. FRITZ KUTSCHER,  
Oberregierungsgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung,  
Wiesbaden, Mainzer Straße 25.

Tafel 1

Tafel I  
(Alle Vergrößerungen 32 ×)

Seite:

*Polygnathus dubia dubia* HINDE.

57

- Fig. 1. Ein adultes Exemplar schräg von oben. Ma/2 (Zi 1958/1)  
Fig. 2. Dasselbe Exemplar. Tendenz zu *P. dubia asymmetrica* wird deutlich.  
a. von unten, zeigt die relativ große Basalgrube.  
b. von oben  
Fig. 3. Sehr adultes Exemplar. Ma/2 (Zi 1958/2).  
a. schräg von oben.  
b. von unten, zeigt die verkleinerte Basalgrube  
Fig. 7. Kleineres Exemplar mit beschäftigtem Hinterende. Ma/2 (Zi 1958/3)  
a. von unten.  
b. von oben

*Polygnathus dubia asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER.

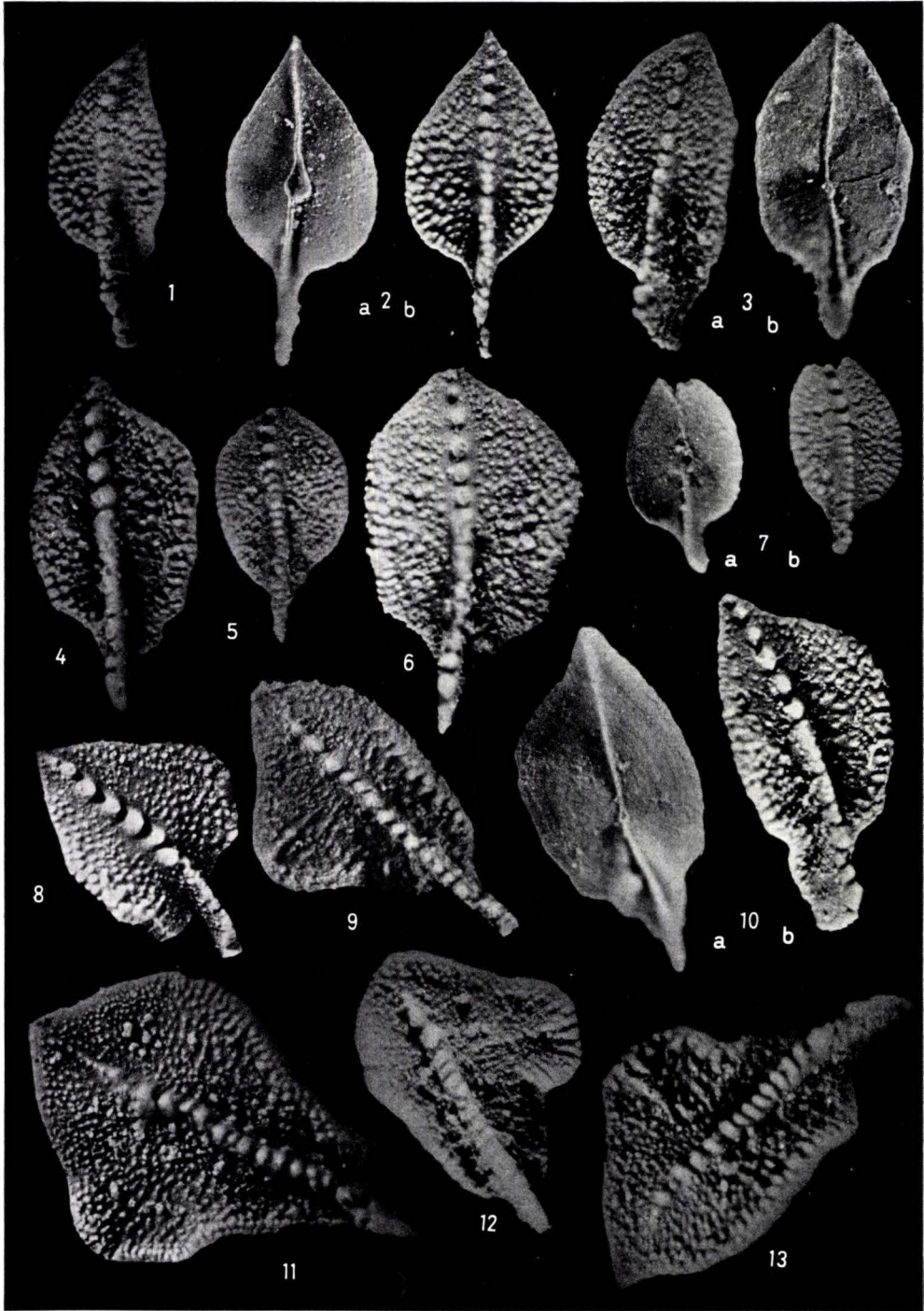
58

- Fig. 4. Ein adultes Exemplar (Zi 1958/4)  
Fig. 5. Kleineres Exemplar. Ma/1 (Zi 1958/5)  
Fig. 6. Sehr großes Exemplar (Zi 1958/6) Ma/2  
Fig. 8. Stark asymmetrisches Exemplar, das schon zu *Palmatolepis* überleitet. Ma/2 (Zi 1958/7)  
Fig. 10. Großes Exemplar. Ma/2 (Zi 1958/8).  
a. von unten, zeigt die schon sehr kleine Basalgrube.  
b. von oben, zeigt die erhebliche Asymmetrie

*Palmatolepis transitans* MÜLLER.

66

- Fig. 9. Ein Exemplar, bei dem bereits deutlich der Zentralknoten differenziert ist. Auf dem Innenlappen ist schon eine Knötchenreihe ausgebildet. Ma/2 (Zi 1958/9)  
Fig. 11. Sehr großes Exemplar von oben. Ma/5 (Zi 1958/10)  
Fig. 12. Exemplar, dessen Lappen *martenbergensis*-Tendenz zeigt. Schwache Aufbiegung und Verstärkung des Außenrandes. Ma/5 (Zi 1958/11).  
Fig. 13. Großes Exemplar. Die Biegung des Blattes wird durch die starke Abwärtskrümmung der hinteren Plattform vorgetäuscht. Ma/5 (Zi 1958/12)



Tafel 2

Tafel 2  
(Alle Vergrößerungen 32 ×)

Seite:

66

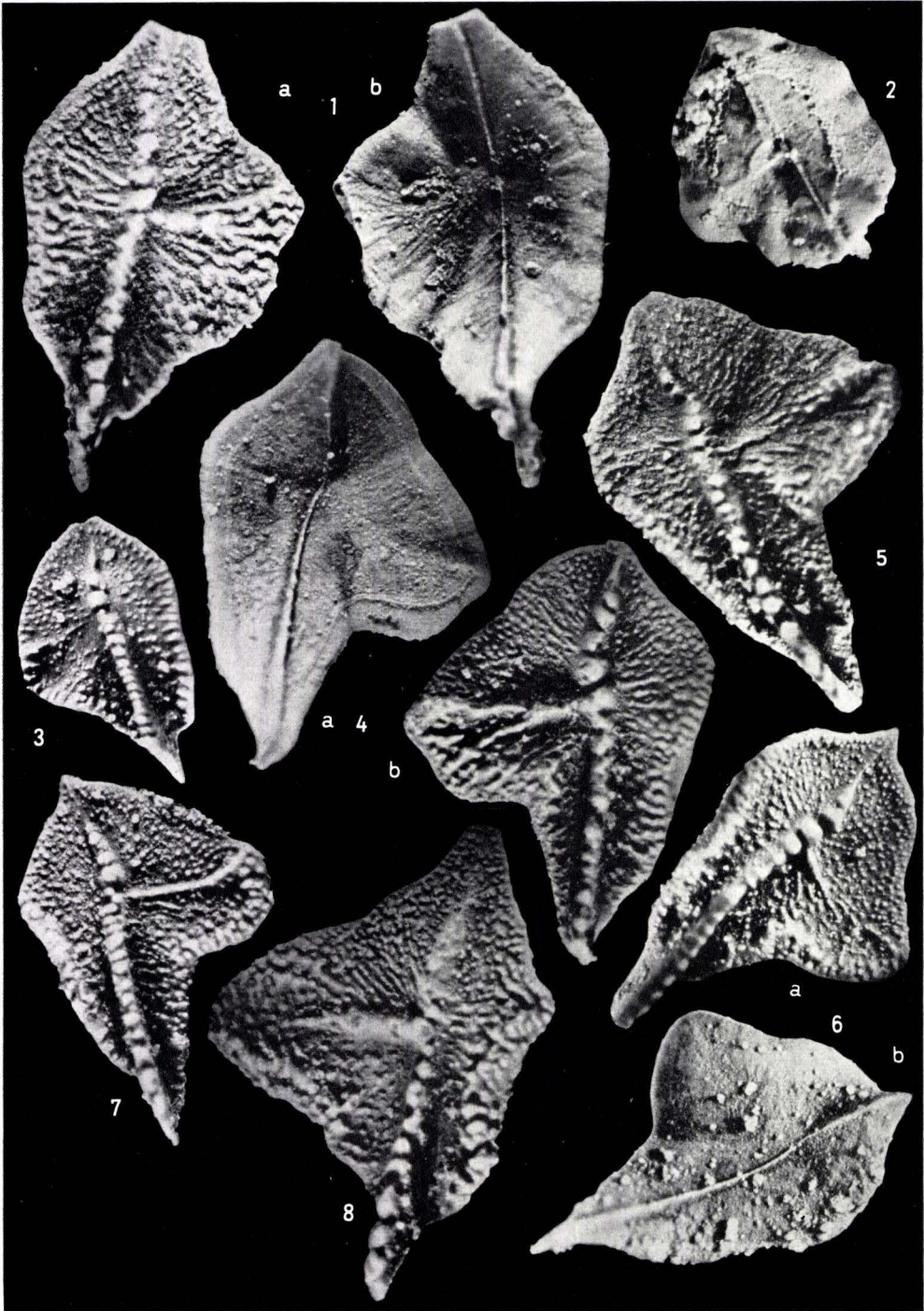
*Palmatolepis transitans* MÜLLER.

- Fig. 1. Sehr großes Exemplar. Ma/1 (Zi 1958/13).  
a. von oben, zeigt eine Knötchenleiste auf dem Lappen.  
b. von unten, zeigt die winzige Basalgrube und die Anwachsstreifen.
- Fig. 2. Kleineres Exemplar mit breitem Umschlag, kleiner Basalgrube, Nebenkiel und gewelltem Plattformrand. Ma/1 (Zi 1958/14).
- Fig. 3. Kleines Exemplar. Ma/5 (Zi 1958/15).
- Fig. 8. Sehr großes Exemplar. Der Außenrand ist im vorderen Teil stark aufgebogen. Ma/5 (Zi 1958/20).

*Palmatolepis martenbergensis* MÜLLER.

61

- Fig. 4. Großes Exemplar. Ma/5 (Zi 1958/16).  
a. von unten mit breitem Rand und schwach sigmoidalem Kiel.  
b. von oben mit einer deutlichen Knötchenleiste über dem Lappen.
- Fig. 5. Sehr großes Exemplar. Ma/5 (Zi 1958/17) zeigt Verstärkung auf dem Rand des Lappens.
- Fig. 6. Ma/5 (Zi 1958/18).  
a. von oben mit aufgebogenem Außenrand und Knötchenleiste auf dem Lappen.  
b. von unten.
- Fig. 7. Exemplar mit deutlicher Knötchenleiste auf dem Lappen. Ma/5 (Zi 1958/19).



Tafel 3

Tafel 3  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

61

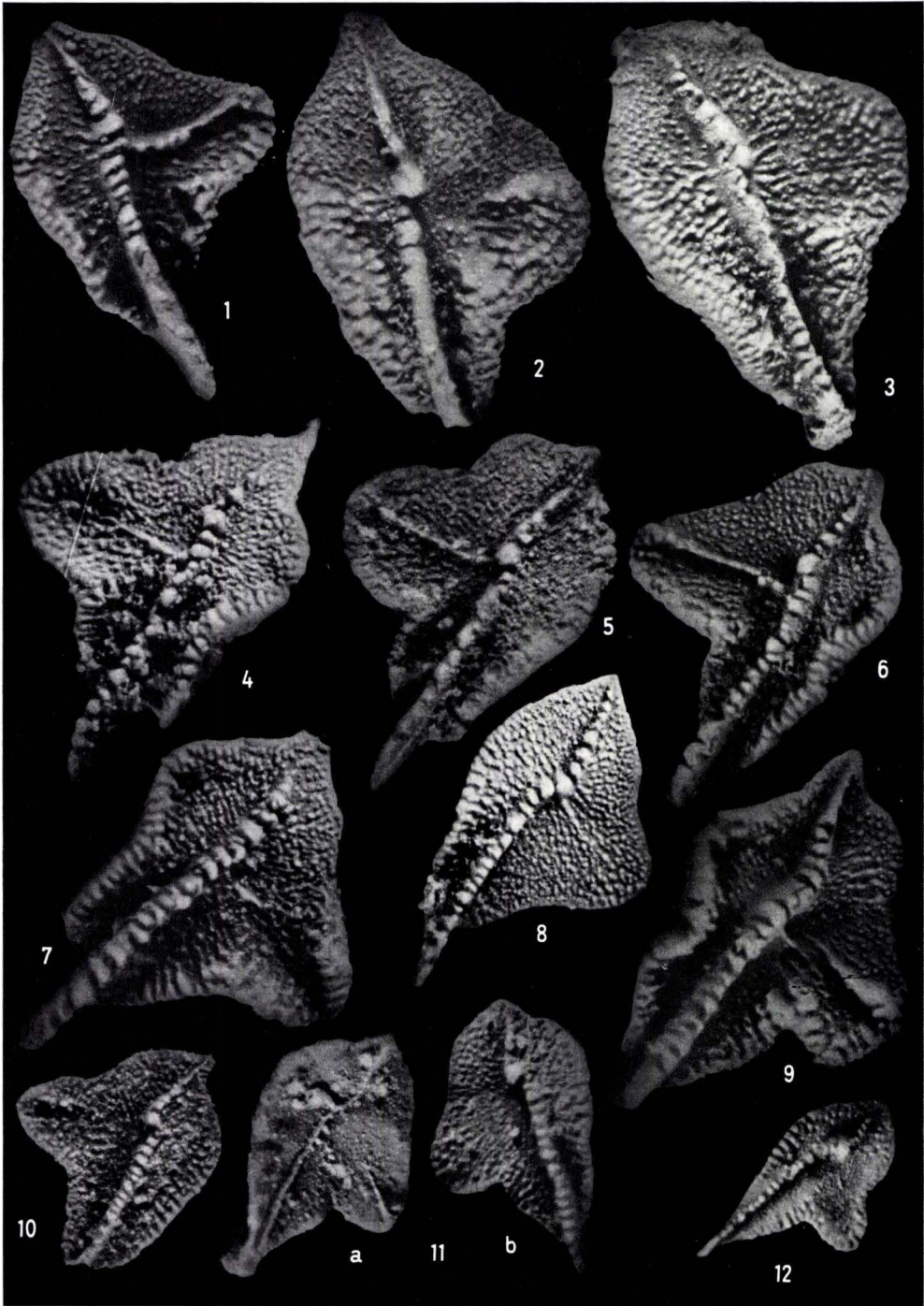
*Palmatolepis martenbergensis* MÜLLER.

- Fig. 1. Untypisches Exemplar. Ma/5 (Zi 1958/21).
- Fig. 2. Großes Exemplar mit *transitans*-Tendenz. Ma/5 (Zi 1958/22).
- Fig. 3. Großes Exemplar mit *transitans*-Tendenz. Ma/5 (Zi 1958/23).
- Fig. 4. Großes Exemplar mit stark aufgebogenen Rändern der vorderen Plattformhälfte. Ma/5 (Zi 1958/24).
- Fig. 5. Typisches Exemplar mit Knötchenleiste auf dem Innenlappen. Ma/5 (Zi 1958/25).
- Fig. 6. Großes Exemplar mit aufgebogenen Rändern. Ma/5 (Zi 1958/26).
- Fig. 7. Großes Exemplar mit schwach sigmoidalem Blatt. Ma/5 (Zi 1958/27).
- Fig. 8. Exemplar mit angedeuteter Knötchenleiste zum Innenlappen. II, 41 (Zi 1958/28).
- Fig. 9. Großes Exemplar mit extrem aufgebogenen Plattformrändern. Ma/5 (Zi 1958/29). Tendenz zu *P. proversa* n. sp.
- Fig. 10. Kleineres Exemplar mit *triangularis*-Tendenz. Ma/5 (Zi 1958/30).

*Palmatolepis proversa* n. sp.

62

- Fig. 11. Exemplar mit *martenbergensis*-Tendenz. I, 1 (Zi 1958/31).
  - a. von unten, zeigt den nach vorne gerichteten Lappen mit Nebenkiel.
  - b. von oben.
- Fig. 12. Kleineres Exemplar, Skulptierung auf den Plattformrand beschränkt. II, 40 (Zi 1958/32).



Tafel 4

Tafel 4  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

62

*Palmatolepis provorsa* n. sp.

- Fig. 1. Exemplar mit schwach nach vorne gebogenem Lappen. II, 40 (Zi 1958/33)
- Fig. 2. Großes Exemplar mit Randverstärkungen im vorderen Teil. I, 2 (Zi 1958/34)
- Fig. 3. Exemplar mit schwacher Skulptierung. II, 40 (Zi 1958/35)
- Fig. 4. Großes Exemplar mit stark sigmoidalem Blatt. I, 1 (Zi 1958/36)
- Fig. 5. Schlankes Exemplar. I, 2 (Zi 1958/37)
- Fig. 6. Großes Exemplar mit Außenrandverstärkung. II, 40 (Zi 1958/38)
- Fig. 7. Kleines Exemplar von unten mit Nebenkiel auf dem Lappen. I, 1 (Zi 1958/39)
- Fig. 8. Großes Exemplar mit wenig nach vorne gebogenem Lappen. I, 1 (Zi 1958/40)
- Fig. 9. Exemplar mit aufgebogenem Außenrand. I, 1 (Zi 1958/41)
- Fig. 10. Großes Exemplar mit hochgebogenem Hinterende. II, 40 (Zi 1958/42)
- Fig. 11. Holotyp. Ma/7 (Zi 1958/43).  
a. von oben.  
b. von unten, zeigt den breiten Umschlag
- Fig. 12. Ma/7 (Zi 1958/44).  
a. von oben.  
b. von unten, zeigt eine winzige Basalgrube und ebenfalls den breiten Umschlag
- Fig. 13. Kleines Exemplar mit schwach hochgebogenem Hinterende. II, 40 (Zi 1958/45)
- Fig. 14. Exemplar mit schwach hochgebogenem Hinterende. I, 1 (Zi 1958/46).  
a. von unten, zeigt Fältelung des Plattformrandes.  
b. von oben mit schwacher Außenrandverstärkung

*Palmatolepis rhenana* BISCHOFF.

63

- Fig. 15. Großes Exemplar, Vorderende beschädigt, zeigt nur ganz schwach zurückgebogenen Lappen. Wi/11 (Zi 1958/47)
- Fig. 16. Großes Exemplar. II, 31 (Zi 1958/48).  
a. von unten mit dem Rest einer Foraminifere.  
b. von oben, zeigt den sehr hohen Blattvorderrand



Tafel 5

Tafel 5  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

63

*Palmatolepis rhenana* BISCHOFF.

- Fig. 1. Großes Exemplar, von unten, zeigt schön die Anwachsstreifung. I/11 (Zi 1958/49).
- Fig. 2. Kleineres Exemplar ohne Nebenkiel und Knötchenreihe auf dem Lappen. II/31 (Zi 1958/50).  
a. von oben.  
b. von unten. Siehe auch Fig. 8.
- Fig. 3. Großes Exemplar, Innenlappen noch nicht deutlich zurückgebogen. I/2 (Zi 1958/51).
- Fig. 4. Schlankes Exemplar, Innenlappen senkrecht zum Blatt. II/31 (Zi 1958/52).  
a. von unten,  
b. von oben.
- Fig. 5. Großes Exemplar mit dem Rest einer sandschaligen Foraminifere auf dem Außenteil der Plattform. Innenlappen senkrecht zum Blatt.  
a. von oben.  
b) von der Seite zeigt das hohe Blatt. Wi/10 (Zi 1958/53).
- Fig. 6. Großes Exemplar, Innenlappen nicht zurückgebogen.  
a. von unten.  
b. von oben. II/40 (Zi 1958/54).
- Fig. 7. Großes Exemplar mit geradem Innenlappen ohne Knötchenreihe. Wi/14 (Zi 1958/55).
- Fig. 8. Seitenansicht von Fig. 2.
- Fig. 9. Kleineres Exemplar ohne Nebenkiel und Knötchenreihe, Lappen schwach zurückgekrümmt. II/31 (Zi 1958/56).  
a. von oben.  
b. von unten.
- Fig. 10. Größeres Exemplar aus II/32 (Zi 1958/57).  
a. von oben.  
b. von unten, zeigt den Nebenkiel.



Tafel 6

Tafel 6  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

63

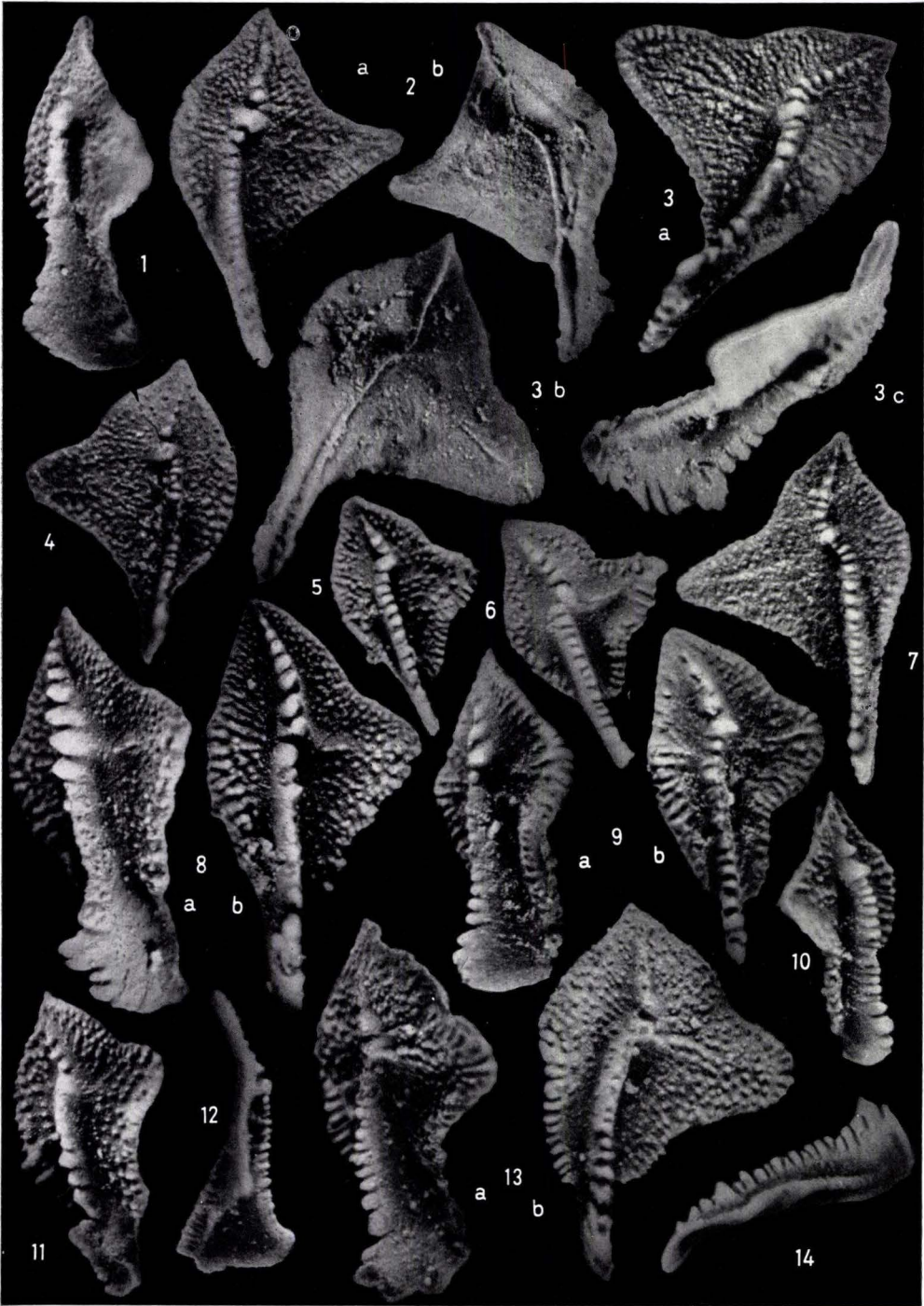
*Palmatolepis rhenana* BISCHOFF.

- Fig. 1. Exemplar von der Seite. I/3 (Zi 1958/57 a).  
Fig. 2. Ein Exemplar ohne Nebenkiel und Knötchenreihe auf dem schwach zurückgekrümmten Lappen. II/31 (Zi 1958/58).  
a. von oben.  
b. von unten.  
Fig. 3. Großes Exemplar mit senkrecht zum Blatt verlaufenden Innenlappen, mit Nebenkiel und Knötchenreihe auf dem Lappen und mit hohem Blatt am Vorderrand. II/31 (Zi 1958/59).  
a. von oben.  
b. von unten.  
c. die Seitenansicht von innen.  
Fig. 7. Ein Exemplar von oben mit undeutlicher Knötchenreihe auf dem Lappen (Zi 1958/60) II, 31.

*Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST.

67

- Fig. 4. Breites Exemplar mit hohem Zahn auf dem Blatt. I/3 (Zi 1958/61).  
Siehe auch Fig. 12.  
Fig. 5. Kleineres Exemplar. WI/3a (Zi 1958/62).  
Fig. 6. Fundpunkt wie vorher (Zi 1958/63).  
Fig. 8. Großes Exemplar mit sehr hohem Blatt am Vorderrand und undeutlicher Knötchenleiste auf dem Innenlappen. II/40 (Zi 1958/64).  
a. schräg von der Seite.  
b. von oben.  
Fig. 9. Exemplar mit hohem, verschmolzenem Zahn auf dem Blatt, ohne Nebenkiel auf der Unterseite des Lappens. II/40 (Zi 1958/65).  
Fig. 10. Kleineres Exemplar (Zi 1958/66) II, 36.  
Fig. 11. Exemplar von WI/10 (Zi 1958/67). Ohne Nebenkiel und Knötchenleiste auf dem Lappen.  
Fig. 12. Kleineres Exemplar von der Seite. I/3 = Seitenansicht von Fig. 4.  
Fig. 13. Großes, breites Exemplar.  
a. schräg von oben.  
b. von oben. II/32 (Zi 1958/68). Zeigt keinen Nebenkiel und nur den Ansatz einer Knötchenleiste auf dem Lappen.  
Fig. 14. Jüngerer Exemplar von der Seite. II/36 (Zi 1958/69).



Tafel 7

Tafel 7  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

- Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST. 67
- Fig. 1. Typisches Exemplar, ohne Nebenkiel und Knötchenreihe auf dem Lappen. I/2 (Zi 1958/70).
- Fig. 2. Großes Exemplar. II/40, mit Nebenkiel und Knötchenreihe auf dem Blatt (Zi 1958/71).
- Palmatolepis hassi* MÜLLER & MÜLLER. 60
- Fig. 3. Großes, etwas korrodiertes Exemplar. II/41 (Zi 1958/72).
- Fig. 4. Großes Exemplar. I/1 (Zi 1958/73).
- Fig. 5. Sehr großes Exemplar, bei dem das feste Blatt das Hinterende nicht erreicht. I/5 (Zi 1958/74).
- Fig. 6. Kleineres Exemplar mit spitzem Innenlappen. II/40 (Zi 1958/75).
- Fig. 7. Kleineres Exemplar. II/38 (Zi 1958/76).
- Fig. 10. Großes Exemplar.  
a. von oben.  
b. von der Innenseite. II/40 (Zi 1958/77).
- Fig. 13. Großes Exemplar.  
a. von oben.  
b. schräg von oben. II/40 (Zi 1958/78).
- Palmatolepis foliacea* YOUNGQUIST. 59
- Fig. 8. Großes Exemplar. II/38 (Zi 1958/78a).
- Fig. 16. Kleineres Exemplar. Ma8 (Zi 1958/78b).
- Palmatolepis charlottae* MÜLLER. 59
- Fig. 9. Kleines Exemplar mit *triangularis*-Tendenz. WI/1 (Zi 1958/79).
- Fig. 11. Großes Exemplar.  
a. von oben.  
b. von unten, zeigt die gut erhaltene Basis und den breiten Umschlag. II/34 (Zi 1958/80).
- Fig. 12. Kleines Exemplar. II/38 (Zi 1958/81).
- Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST. 65
- Fig. 14. Kleines Exemplar. WI/9 (Zi 1958/82).
- Fig. 15. Kleines Exemplar. II/30 (Zi 1958/83).



Tafel 8

Tafel 8  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

*Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST.

65

- Fig. 1. Typisches Exemplar. II/32 (Zi 1958/84).  
Fig. 2. Kleines Exemplar. Ma/8 (Zi 1958/85).  
Fig. 3—5. Kleinere Exemplare (Zi 1958/86—88). 3. = I/3; 4. = Ma/8;  
5. = WI/8.  
Fig. 6. Untypisches Exemplar. II/34 (Zi 1958/89).  
Fig. 7. Kleines Exemplar. WI/13 (Zi 1958/90).  
Fig. 8—10. Drei Exemplare (Zi 1958/91—93). 8. = I/12; 9. = I/12; 10. =  
WI/9.  
Fig. 11. Übergangsform zu *P. rhenana*. WI/2 (Zi 1958/94).  
Fig. 12, 15. Typisches Exemplar von II/30 (Zi 1958/95); 12. Seitenansicht.  
15. Aufsicht.  
Fig. 13. Exemplar mit Außenrandverstärkung. WI/7 (Zi 1958/96).  
Fig. 14. Großes Exemplar mit Tendenz zu *P. unicornis*. II/34 (Zi 1958/97).  
Fig. 16. Typisches Exemplar von II/30 (Zi 1958/98).  
Fig. 18, 19. Zwei kleinere Exemplare (Zi 1958/99—100). 18. = WI/9;  
19. = II/36.  
Fig. 24. Typisches Exemplar. II/30 (Zi 1958/101).

*Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST.

67

- Fig. 17. Großes Exemplar mit breitem Umschlag. II/35 (Zi 1958/102).  
a. von oben.  
b. von unten, zeigt die gut erhaltene Basis.

*Palmatolepis rhenana* BISCHOFF.

63

- Fig. 20. Untypisches Exemplar von unten. I/4 (Zi 1958/103).  
Fig. 25. Kleineres Exemplar, zeigt die Reduzierung des Innenlappens,  
die Plattform ist im Querschnitt nach unten gebogen. WI/6  
(Zi 1958/104).

*Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST?

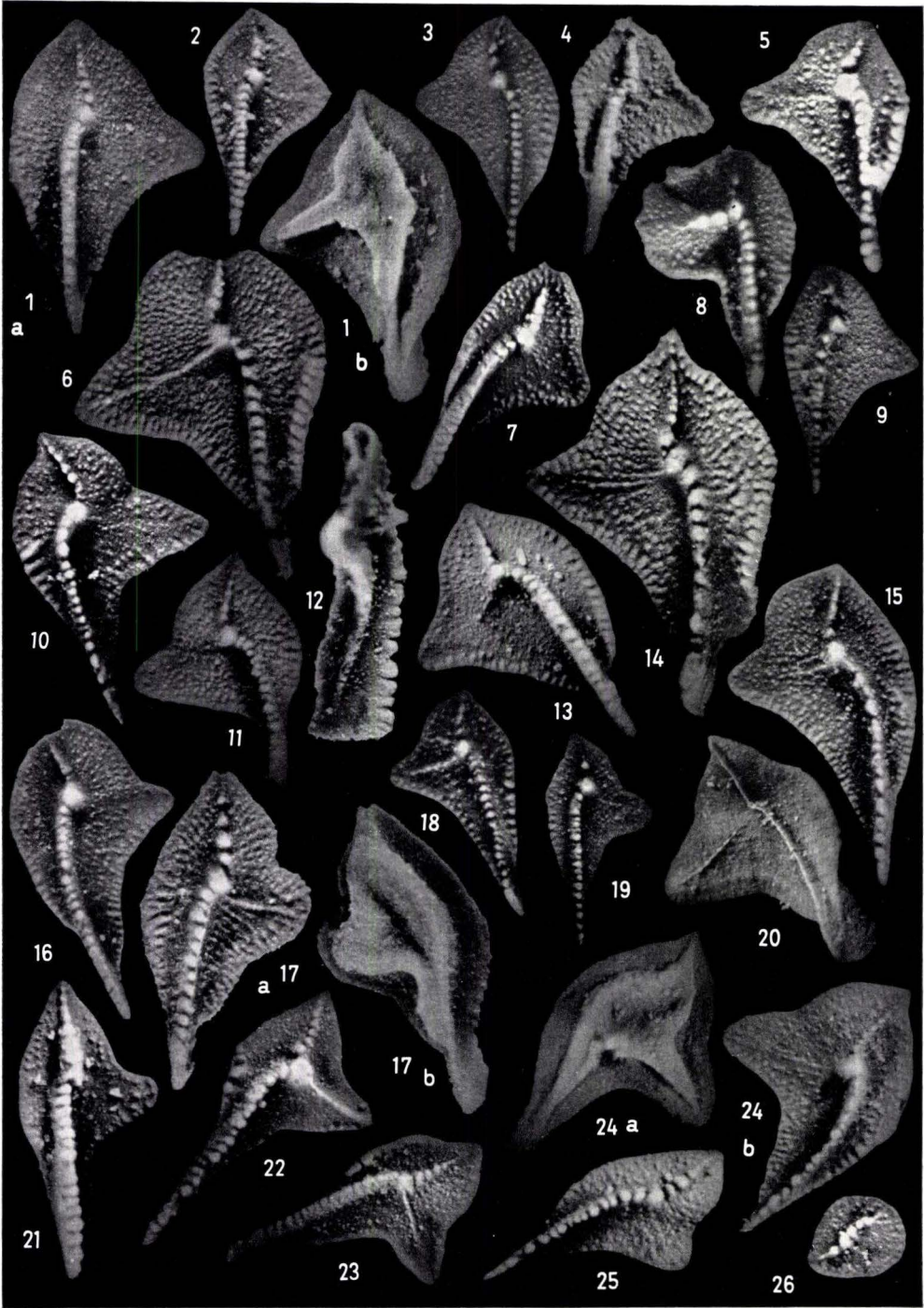
65

- Fig. 21—23. Drei Exemplare mit Tendenz zu *P. coronata* (Zi 1958/105—107).  
21. = WI/7; 22. = WI/14; 23. = WI/14.

*Palmatolepis* sp.

68

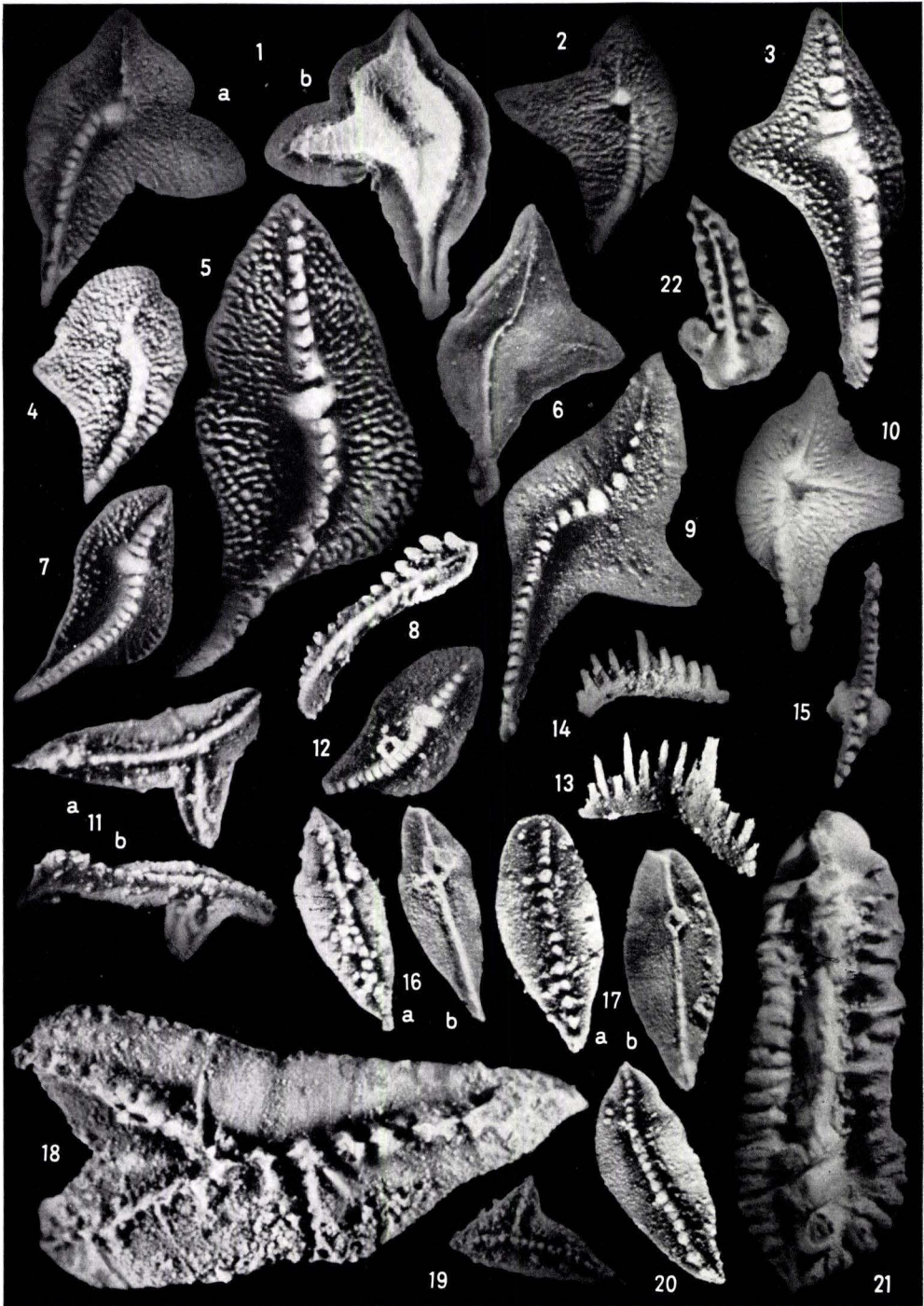
- Fig. 26. Fundpunkt WI/2 (Zi 1958/108).



Tafel 9

Tafel 9  
(Alle Vergrößerungen 32×)

|                                                                                                                                                                                                                                    | Seite: |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| <i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST.                                                                                                                                                                                  | 65     |
| Fig. 1. Exemplar mit großem Innenlappen. II/30 (Zi 1958/109).                                                                                                                                                                      |        |
| <i>Palmatolepis ultima</i> n. sp.                                                                                                                                                                                                  | 67     |
| Fig. 2. Exemplar mit feiner Skulptierung. II, 27 (Zi 1958/110).                                                                                                                                                                    |        |
| Fig. 6. Etwas länger gestrecktes Exemplar. II/27 (Zi 1958/111), von unten.                                                                                                                                                         |        |
| Fig. 10. Typisches Exemplar mit Leiste auf dem Innenlappen. II/27 (Zi 1958/112).                                                                                                                                                   |        |
| <i>Palmatolepis rhenana</i> BISCHOFF.                                                                                                                                                                                              | 63     |
| Fig. 3. Exemplar mit stark reduziertem Innenlappen. WI/11 (Zi 1958/113).                                                                                                                                                           |        |
| <i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST.                                                                                                                                                                                  | 65     |
| Fig. 4. Exemplar mit schwach ausgebildetem Lappen. WI/7 (Zi 1958/114).                                                                                                                                                             |        |
| <i>Palmatolepis crepida</i> SANNEMANN.                                                                                                                                                                                             | 59     |
| Fig. 5. Sehr großes Exemplar mit grob skulptierter Plattform. WI/14 (Zi 1958/115).                                                                                                                                                 |        |
| Fig. 7. Kleineres Exemplar mit geschwungenem Blatt hinter dem Zentralknoten. WI/14 (Zi 1958/116).                                                                                                                                  |        |
| Fig. 12. Kleineres, fast glattes Exemplar. WI/11 (Zi 1958/117).                                                                                                                                                                    |        |
| <i>Palmatolepis perlobata</i> ULRICH & BASSLER.                                                                                                                                                                                    | 61     |
| Fig. 9. Langes Exemplar. WI/14 (Zi 1958/118).                                                                                                                                                                                      |        |
| <i>Polygnathus ancyrognathoidea</i> n. sp.                                                                                                                                                                                         | 69     |
| Fig. 8, 17. Holotyp. Ma/5 (Zi 1958/119).                                                                                                                                                                                           |        |
| Fig. 11. Exemplar mit voll entwickeltem Seitenlappen. Ma/6 (Zi 1958/120).                                                                                                                                                          |        |
| a. von oben.                                                                                                                                                                                                                       |        |
| b. von der Seite.                                                                                                                                                                                                                  |        |
| Fig. 16. Junges Exemplar zeigt ein kurzes, freies Blatt. Schwache Wellung der Plattformränder. Ma/5 (Zi 1958/121).                                                                                                                 |        |
| Fig. 18. Seniles Exemplar mit schräg nach hinten gerichtetem Seitenlappen. Ma/3 (Zi 1958/122).                                                                                                                                     |        |
| Fig. 19. Kleines Exemplar mit Seitenlappen. Ma/4 (Zi 1958/123). Urstück ist nach dem Fotografieren durchgebrochen.                                                                                                                 |        |
| Fig. 20. Dem Holotyp ähnliches Exemplar. Ma/5 (Zi 1958/124).                                                                                                                                                                       |        |
| <i>Polygnathus ancyrognathoidea</i> n. sp. ?                                                                                                                                                                                       | 69     |
| Fig. 21. Großes Exemplar mit Quergraten auf den Rändern. Ma/3 (Zi 1958/125).                                                                                                                                                       |        |
| <i>Lonchodina pirsoni</i> n. sp.                                                                                                                                                                                                   | 55     |
| Fig. 13. Großes Exemplar von einer Pinge am Beilstein (b. Oberscheld). Die Fotografie wurde von Dr. G. BISCHOFF aus seiner unveröffentlichten Dissertation (Marburg, 1956) freundlicherweise zur Verfügung gestellt (Zi 1958/126). |        |
| Fig. 14. Holotyp. Ma/6 (Zi 1958/127).                                                                                                                                                                                              |        |
| <i>Spathognathodus sannemannii sannemannii</i> BISCHOFF & ZIEGLER.                                                                                                                                                                 | 72     |
| Fig. 15. Ma/1 (Zi 1958/128).                                                                                                                                                                                                       |        |
| <i>Icriodus</i> n. sp.                                                                                                                                                                                                             | 55     |
| Fig. 22. Exemplar aus Ma/10 (Zi 1958/128a).                                                                                                                                                                                        |        |



**Tafel 10**

Tafel 10  
(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

*Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST, Fig. 1—8, 12, 15, 20.

49

Fig. 1, 4, 6, 7. Aus I/4 (Zi 1958/129—131a).

Fig. 2, 8, 20. Aus I/12 (Zi 1958/132—134).

Fig. 3, 5. Aus II/40 (Zi 1958/135—136).

Fig. 12. Aus I/8 (Zi 1958/137).

Fig. 15. Aus I/11 (Zi 1958/138).

Nähere Erläuterungen siehe auf S. 49f., wo die Variationsbreite zusammenfassend dargestellt ist, siehe auch Abb. 6.

*Ancyrognathus bifurcata* (ULRICH & BASSLER) Fig. 9, 13, 14, 16—18.

47

Fig. 9a, b. Zwei verschiedene Exemplare aus II/40 (Zi 1958/139—140). Die beiden Exemplare wurden irrtümlich unter einer Fig.-Nr. aufgeführt.

Fig. 13. Kleineres Exemplar. I/4 (Zi 1958/141).

a. von oben, zeigt deutlich die *Polygnathus*-ähnliche Ausbildung.  
b. von unten.

Fig. 14. Größeres Exemplar von II/41 (Zi 1958/142).

a. von oben.  
b. von unten.

Fig. 16. Ein schwach korrodiertes Exemplar von II/41 (Zi 1958/143).

a. von oben.  
b. von unten.

Fig. 17. Ein kleines Exemplar von unten zeigt die gewellten Plattformränder. I/3 (Zi 1958/144).

Fig. 18. Breites Exemplar von I/4 (Zi 1958/145).

a. von oben.  
b. von unten.

*Ancyrognathus asymmetrica* ULRICH & BASSLER.

45

Fig. 10. Ein kleines Exemplar.

a. von oben mit randständigem Blatt WI/8 (Zi 1958/146).  
b. ein and. Expl. von der Seite. WI/6 (Zi 1958/146a).

Fig. 11. Ein großes Exemplar von WI/8 (Zi 1958/147).

*Ancyrognathus calvini* (MILLER & YOUNGQUIST).

48

Fig. 19. Ein adultes Exemplar von WI/7 (Zi 1958/148).



Tafel 11

Tafel 11  
(Alle Vergrößerungen 32×)

|                                                                                                            | Seite: |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| <i>Ancyrodella nodosa</i> ULRICH & BASSLER.                                                                | 44     |
| Fig. 1. Sehr großes Exemplar von WI/3 (Zi 1958/149).                                                       |        |
| <i>Ancyrodella ioides</i> n. sp.                                                                           | 42     |
| Fig. 2. Holotyp. I/11 (Zi 1958/150).                                                                       |        |
| a. von oben.                                                                                               |        |
| b. von unten.                                                                                              |        |
| Fig. 3. Großes Exemplar von der Seite. I/11 (Zi 1958/151).                                                 |        |
| Fig. 4. Kleineres Exemplar, zeigt Ansatz der Plattform. I/11 (Zi 1958/151a).                               |        |
| a. von oben.                                                                                               |        |
| b. von unten.                                                                                              |        |
| <i>Ancyrodella curvata</i> (BRANSON & MEHL).                                                               | 40     |
| Fig. 5. Ein Exemplar aus WI/3a (Zi 1958/152).                                                              |        |
| <i>Ancyrodella lobata</i> BRANSON & MEHL.                                                                  | 43     |
| Fig. 6. Riesiges Exemplar aus Ma/5 (Zi 1958/153).                                                          |        |
| Fig. 9. Kleineres Exemplar aus WI/6 (Zi 1958/154).                                                         |        |
| <i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER.                                                                   | 40     |
| Fig. 7. Nicht ganz typisches Exemplar. II/41 (Zi 1958/155).                                                |        |
| <i>Ancyrodella gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST.                                                              | 41     |
| Fig. 8. Typisches Exemplar aus I/1.                                                                        |        |
| a. von unten.                                                                                              |        |
| b. von oben (Zi 1958/156).                                                                                 |        |
| Fig. 10. Exemplar aus II/41 (Zi 1958/157).                                                                 |        |
| a. von oben.                                                                                               |        |
| b. von unten.                                                                                              |        |
| Fig. 17. Ein Exemplar von der Seite. I/1 (Zi 1958/158).                                                    |        |
| <i>Ancyrodella rotundiloba</i> (BRYANT).                                                                   | 44     |
| Fig. 11. Ein langgestrecktes Exemplar. Ma/2 (Zi 1958/159). Die Unterseite zeigt den Ansatz der Nebenkiele. |        |
| Fig. 12. Ein breites Exemplar von Ma/2 (Zi 1958/160).                                                      |        |
| a. von oben, zeigt den Entwicklungsbeginn der Knötchenreihen auf den Vorderlappen.                         |        |
| b. von unten, zeigt die stark gewellte Plattform.                                                          |        |
| <i>Spathognathodus</i> ? n. sp.                                                                            | 73     |
| Fig. 13. Ein Exemplar aus II/36 (Zi 1958/161).                                                             |        |
| a. von der Seite.                                                                                          |        |
| b. von oben.                                                                                               |        |
| Fig. 14. Ein anderes Exemplar von der Seite. II/36 (Zi 1958/162).                                          |        |
| <i>Spathognathodus gradatus</i> (YOUNGQUIST).                                                              | 71     |
| Fig. 15. Ein sehr gut erhaltenes Exemplar aus WI/4 (Zi 1958/163) von der Seite.                            |        |
| Fig. 16. Ein mit Sandkörnchen verbackenes Exemplar. WI/4 (Zi 1958/164) von der Seite.                      |        |



## Tafel 12

### Tafel 12

(Alle Vergrößerungen 32×)

Seite:

72

*Spathognathodus sannemanni treptus* n. subsp.

Fig. 1. Holotyp. Ma/5 (Zi 1958/165).

a. von oben.

b. von unten.

c. von dre Seite.

Fig. 2. Ein Exemplar von Ma/5 (Zi 1958/166).

Fig. 3. Junges Exemplar vom selben Fundort (Zi 1958/167).

|                                                                   | Seite:                                                                                        |
|-------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Falcodus guntharii</i> n. sp.                                  | 51                                                                                            |
| Fig. 4.                                                           | Holotyp. a, b, die beiden Seitenansichten. I/7 (Zi 1958/168).                                 |
| Fig. 5, 6.                                                        | Zwei Exemplare von Ma/8 (Zi 1958/169—170).                                                    |
| Fig. 7.                                                           | Ein adultes Exemplar aus WI/11 (Zi 1958/171).                                                 |
| <i>Falcodus</i> n. sp.                                            | 53                                                                                            |
| Fig. 8                                                            | Fundpunkt wie vorher (Zi 1958/172).                                                           |
| <i>Roundya latipennata</i> n. sp.                                 | 70                                                                                            |
| Fig. 9.                                                           | Holotyp. Exemplar aus Ma/8 (Zi 1958/173).<br>a. von hinten.<br>b. schräg von vorne.           |
| <i>Apatognathus lipperti</i> BISCHOFF.                            |                                                                                               |
| Fig. 10.                                                          | Ein Exemplar ohne größeren Zahn vor dem Hauptzahn. WI/8 (Zi 1958/174).                        |
| Fig. 22.                                                          | Ein Exemplar mit diesem großen Zahn vor dem Hauptzahn. WI/14 (Zi 1958/175).                   |
| <i>Palmatodella orthogonica</i> n. sp.                            | 56                                                                                            |
| Fig. 11.                                                          | Ein Exemplar mit beschädigtem Vorderast. WI/7 (Zi 1958/176).                                  |
| Fig. 12.                                                          | Holotyp. WI/8 (Zi 1958/177).                                                                  |
| <i>Avignathus orthoptera</i> n. sp.                               | 51                                                                                            |
| Fig. 13.                                                          | Holotyp. WI/6 (Zi 1958/178).<br>a. schräg von unten.<br>b. von oben.                          |
| Fig. 14.                                                          | Ein anderes Exemplar vom selben Fundpunkt.<br>a. von oben.<br>b. von der Seite (Zi 1958/179). |
| <i>Gnamptognathus walliseri</i> n. gen., n. sp. Fundpunkt: WI/10. | 54                                                                                            |
| Fig. 15.                                                          | Ein etwas beschädigtes Exemplar (Zi 1958/180).                                                |
| Fig. 16, 23.                                                      | Ein anderes Exemplar in verschiedenen Ansichten (Zi 1958/181).                                |
| Fig. 18, 19.                                                      | Holotyp (Zi 1958/182). 18. schräg von hinten; 19. von der Außenseite.                         |
| Fig. 20.                                                          | Ein kleineres Exemplar von der Seite (Zi 1958/183).                                           |
| <i>Scutula bipennata</i> SANNEMANN.                               |                                                                                               |
| Fig. 24, 27, 30, 31.                                              | Vier verschiedene Exemplare (Zi 1958/184—187). 24. = WI/10; die anderen von WI/8.             |
| <i>Scutula venusta</i> SANNEMANN.                                 |                                                                                               |
| Fig. 17, 26, 28.                                                  | Drei verschiedene Exemplare (Zi 1958/188—190). 17., 26. von WI/8; 28. von WI/1.               |
| <i>Scutula sinepennata</i> n. sp.                                 | 71                                                                                            |
| Fig. 25.                                                          | Exemplar mit zurückgedrehten Seitenastspitzen. WI/13 (Zi 1958/191).                           |
| Fig. 29.                                                          | Holotyp. II/41 (Zi 1958/192).                                                                 |
| <i>Falcodus variabilis</i> SANNEMANN.                             |                                                                                               |
| Fig. 21.                                                          | Ein Exemplar zum Vergleich mit <i>Gnamptognathus</i> n. gen. WI/10 (Zi 1958/193).             |



Tafel 13

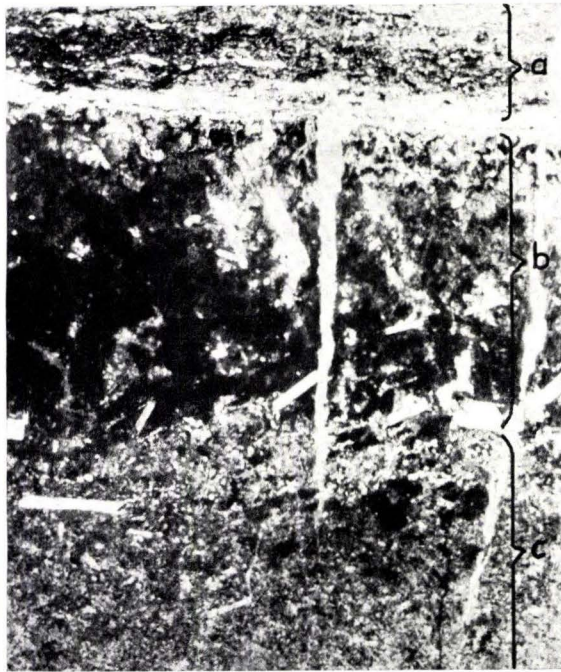
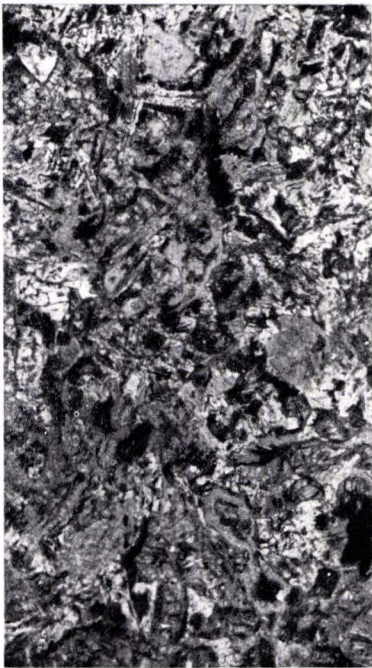
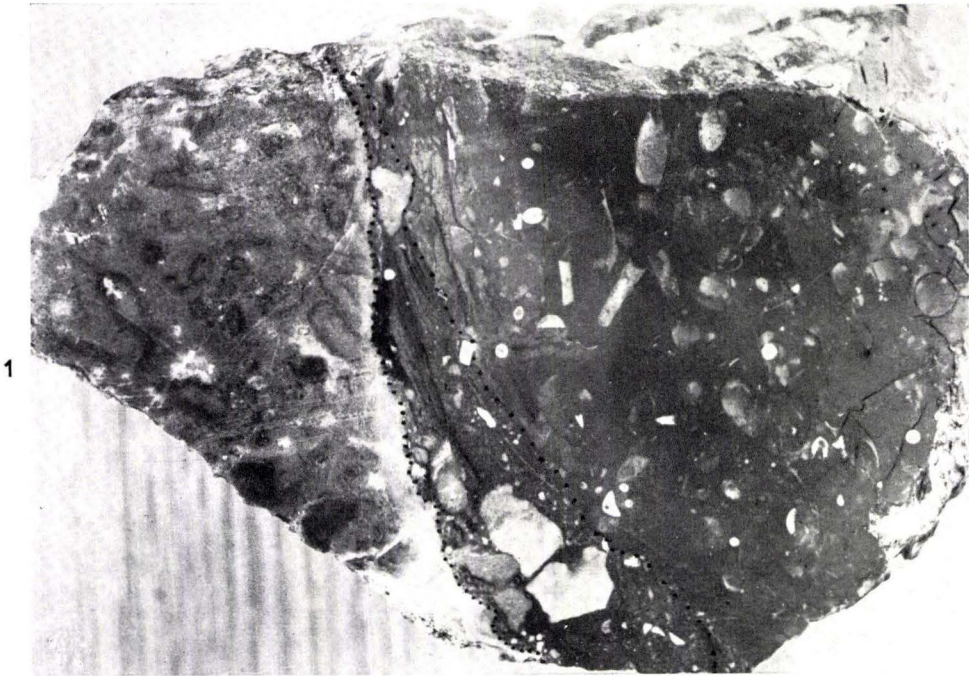
### Tafel 13

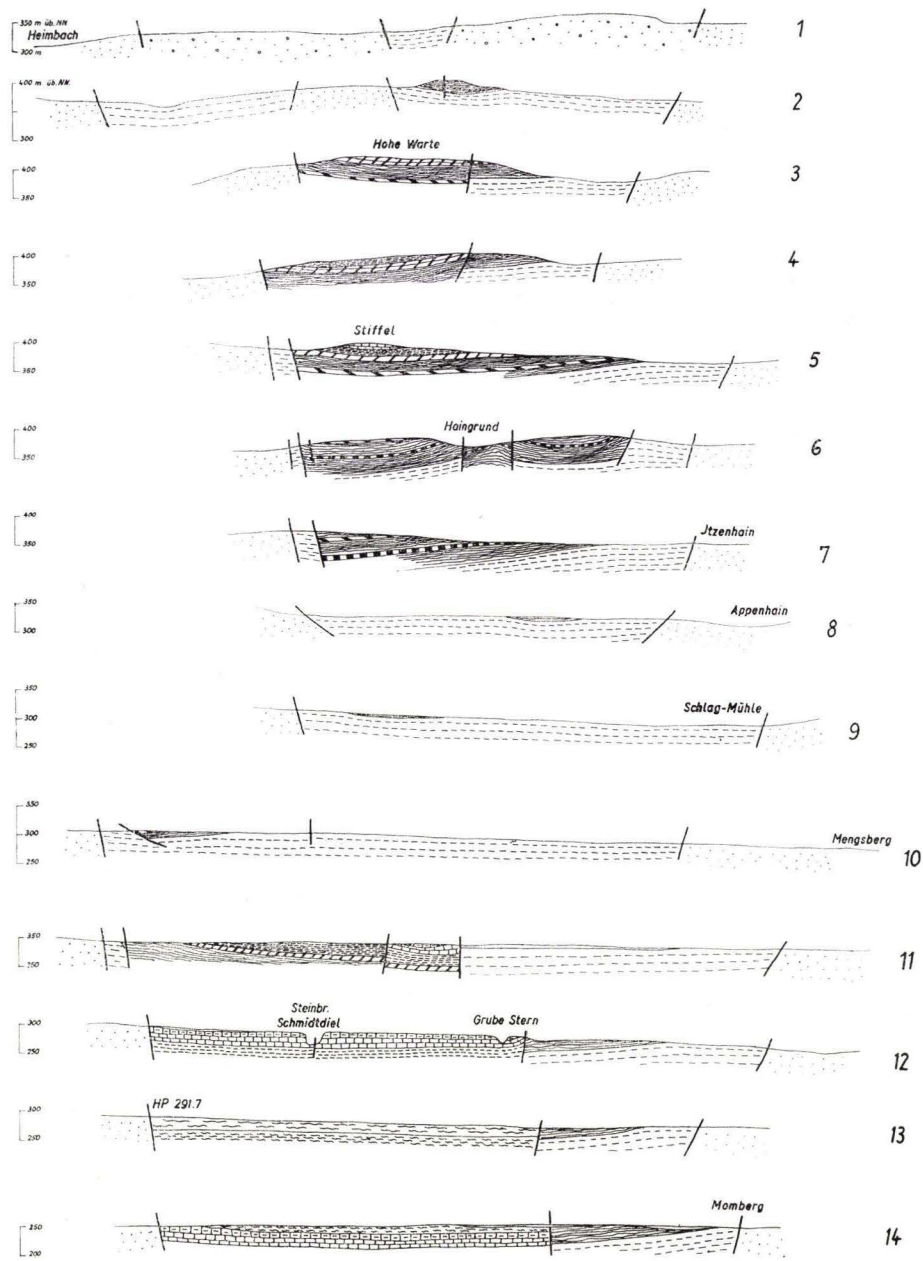
Fig. 1. Langenaubacher Tuffbreccie zwischen Iberger Kalk (links) und Erdbacher Kalk (rechts). Fundpunkt: Steinbruch SSW' Erdbach.

Fig. 2. u. 3. Schliffe durch die Kontaktzone zwischen intrusivem „Deckdiabas“ und Kulmkieselschiefer vom Bahneinschnitt der Westerwaldbahn N' Bahnhof Herborn. Vergr.  $\times 13$ .

Fig. 2. a) Kulmkieselschiefer,  
b) Zone mit Diabasglas,  
c) Feinkörniger Diabas.

Fig. 3. Grobkörniger Diabas, etwa 8 cm von der Grenze a/b entfernt.





- |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |

0 0,5 km

Profile durch den Momberger Graben



- Querprofile
- Bohrungen
- Verwerfungen nachgewiesen  
vermutet
- Tertiär
- Mittlere Keuper
- Unterer Keuper
- Oberer Muschelkalk (Geratiten Sch.)
- Oberer Muschelkalk (Trochitenkalk)
- Mittlerer Muschelkalk
- Unterer Muschelkalk Schaumkalkzone  
Terebratelzone  
Oolithzone
- Oberer Buntsandstein (Röt)
- $sm_3$  } Mittlerer Buntsandstein  
 $sm_2$  }

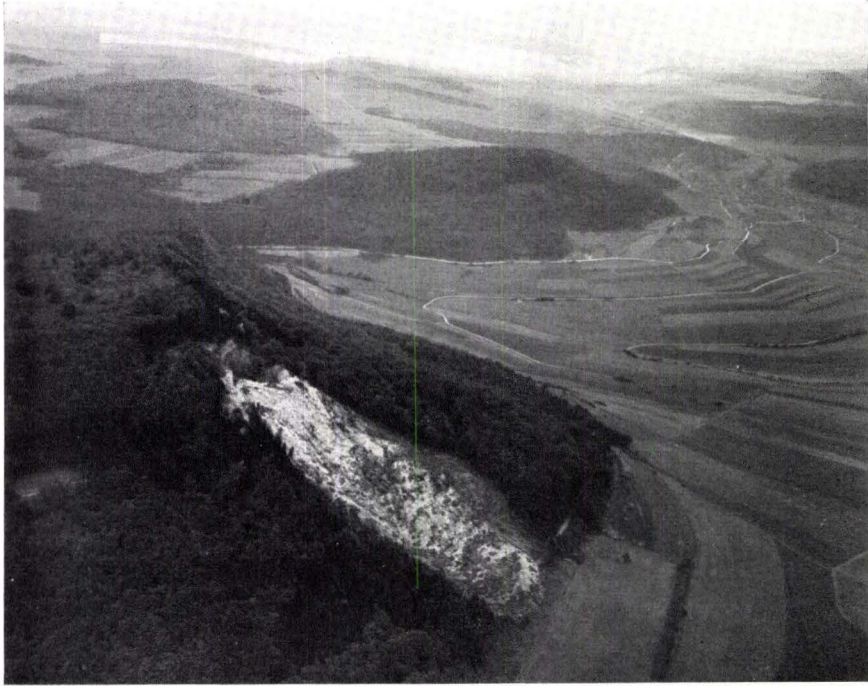
0 1 km

Geologische Karte des Momberger Grabens

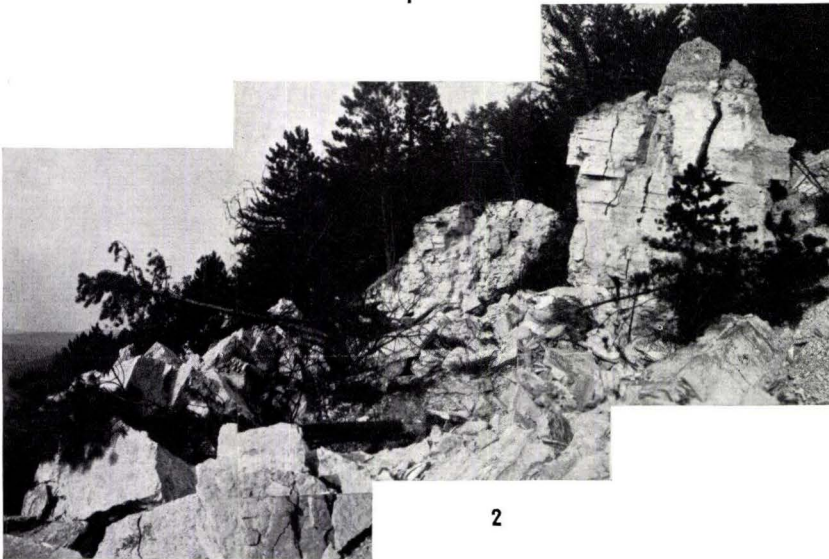
Tafel 15

Tafel 15

- Fig. 1. Sturzfließung am Schickeberg mit Blick südwärts über Gangstalsenke und Erb-Berg nach Breitau. Luftbild U.S.Army. Juli 1957.
- Fig. 2. Nördliche Oberscholle mit abgestürzten Blöcken. Im mittleren Hintergrund ein Stück der nördlichen Abrißwand. Oktober 1956.



1

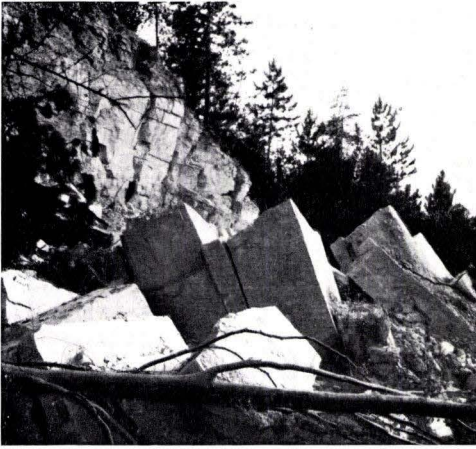


2

Tafel 16

## Tafel 16

- Fig. 1. Geregelter Blockschutt der Oolithzone vor der südlichen Oberscholle. Oktober 1956.
- Fig. 2. Mittelscholle und Blockschutt. Oben rechts: Abrißwand und nördliche Oberscholle. Oktober 1957.
- Fig. 3. Ausgeflossener Schuttbrei. Südböschung, 27. 7. 1956.
- Fig. 4. Walze des vom unterströmenden Brei emporgedrückten Wurzelbodens vor der Hauptmasse des südlichen Nebenstromes. 3. Mai 1957.
- Fig. 5/6. Zunge des Schuttstroms quert den Unteren Weg. Rechts: Lage am 27. 7. 1956, links am 26. 9. 1956.



1



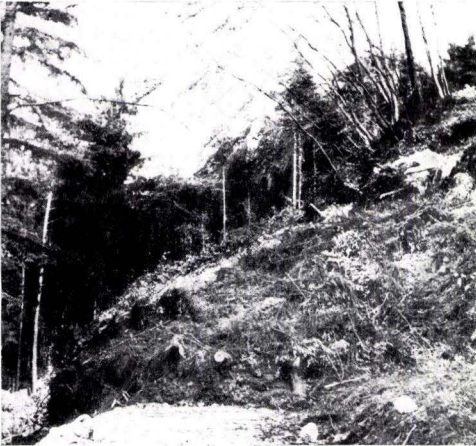
2



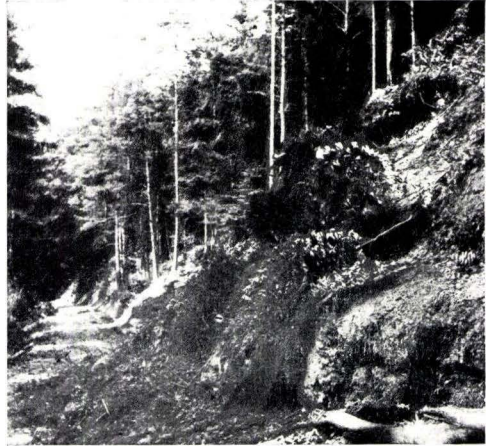
3



4



5



6

Tafel 17

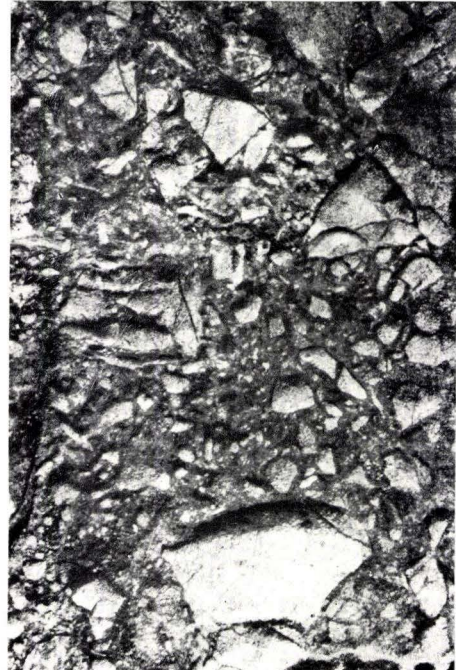
## Tafel 17

- Fig. 1. Quer zur Schichtung ankeritisierter ladinischer Kalk. Länge des Hammers auf der Schichtfläche 30 cm.
- Fig. 2. Stufenweise Verdrängung der Grundmasse (anisicher Dolomit) durch Breunnerit. Nähere Erläuterungen siehe Text. — Länge des Hammerstieles 20 cm.
- Fig. 3. Scheinbare Breccie durch teilweise Verdrängung der Grundmasse durch Ankerit. — Natürlich Größe.
- Fig. 4. Tektonisches Trümmergestein im Süden der Edlespitz, Grundmasse durch Breunnerit ersetzt. — Nähere Erläuterungen siehe Text. Länge des Hammers 30 cm.

2

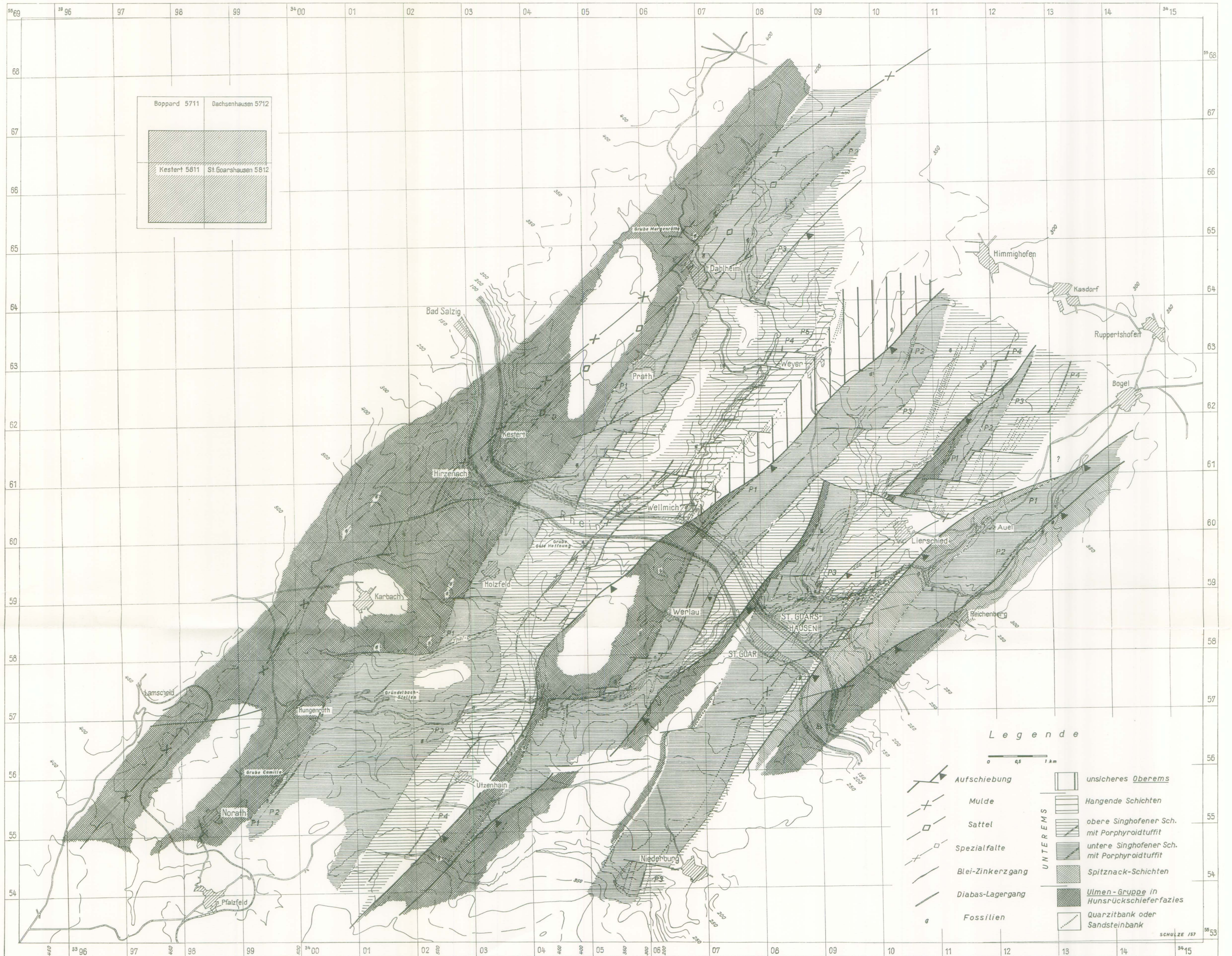


4



1

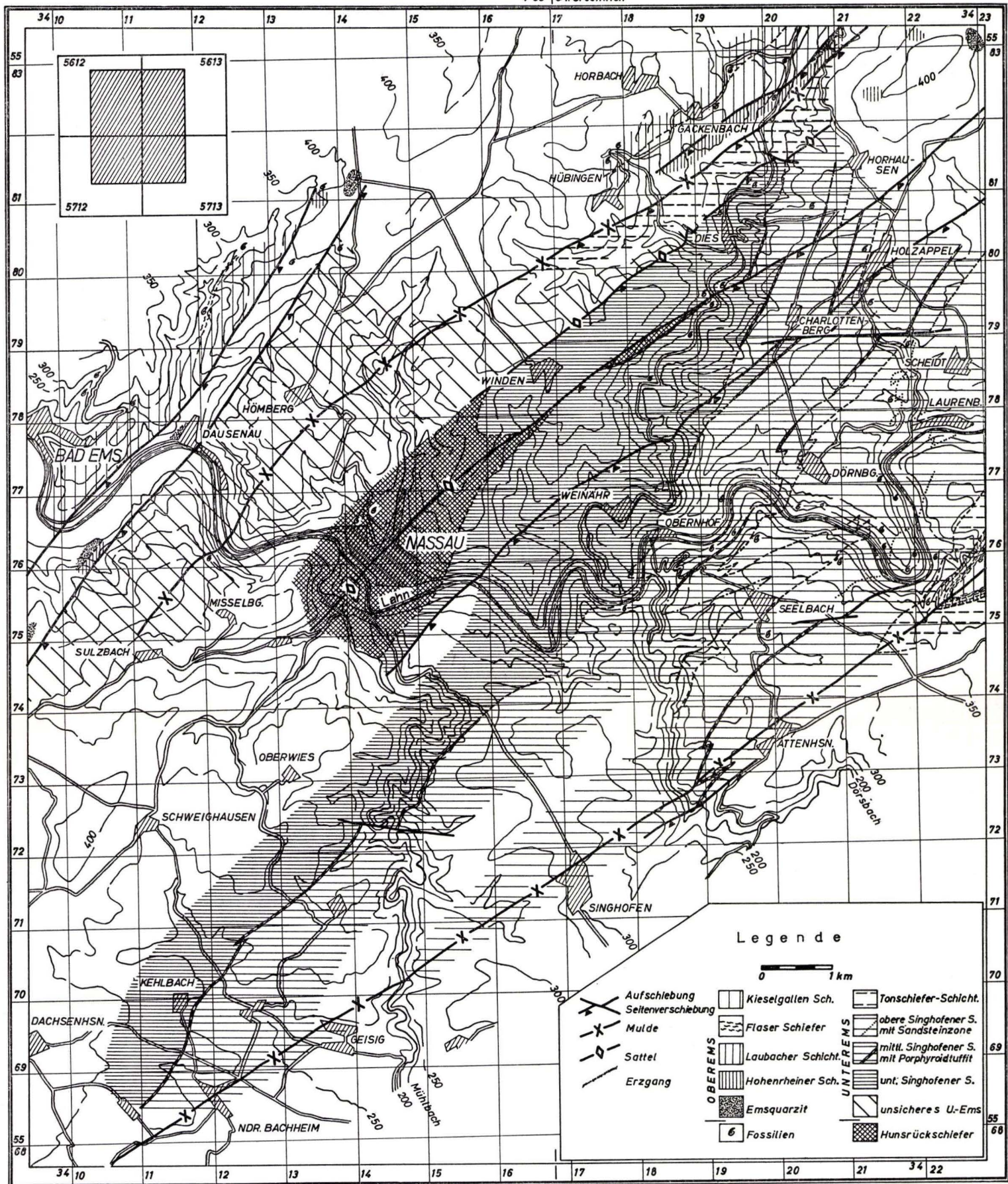
3



Geologische Karte des Mittelrheingebietes zwischen Kestert und der Lorelei



7°50' ö v. Greenwich



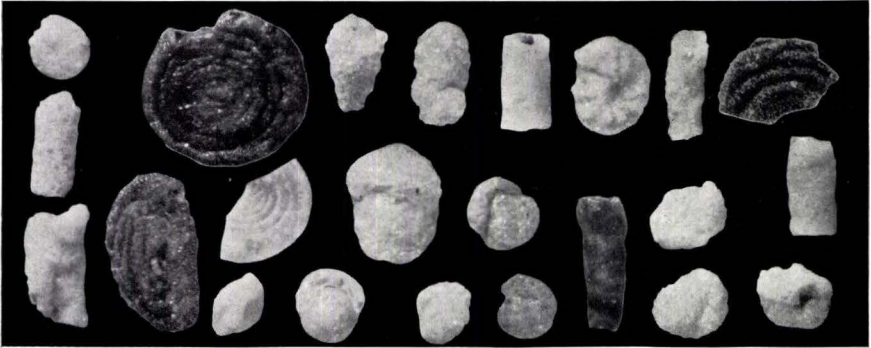
Geologische Karte des unteren Lahngebietes

## Tafel 21

Neue Fundstellen sandschaliger Foraminiferen aus dem Reinhardswald, Bramwald, südlichen Solling und Hils. — Vergr. sämtlicher Figuren 23:1. — Anfertigung der Fotografien: Fräulein REINECKE, Paläontologisches Laboratorium der Mobil Oil.

- Fig. 1. Glassandgrube Duingen, Blatt Gronau 3924 (= unser Aufschluß 6)
- Fig. 2. Talgrund nordöstlich Oedelsheim, Blatt Uslar 4323 (= unser Aufschluß 7)
- Fig. 3. Forst Thühausen nördlich Löwenhagen. Blatt Dransfeld 4424 (= unser Aufschluß 9)
- Fig. 4. Bahnunterführung westlich Dransfeld, Blatt Dransfeld 4424 (= unser Aufschluß 10)
- Fig. 5. Tertiärquarzit-Bruch Blümer Berg, Blatt Jühnde 4524 (= unser Aufschluß 11)
- Fig. 6. Aufschlüsse nördlich Knickhagen, Blätter Münden 4523 und Kassel-Ost 4623 (= unser Aufschluß 12)

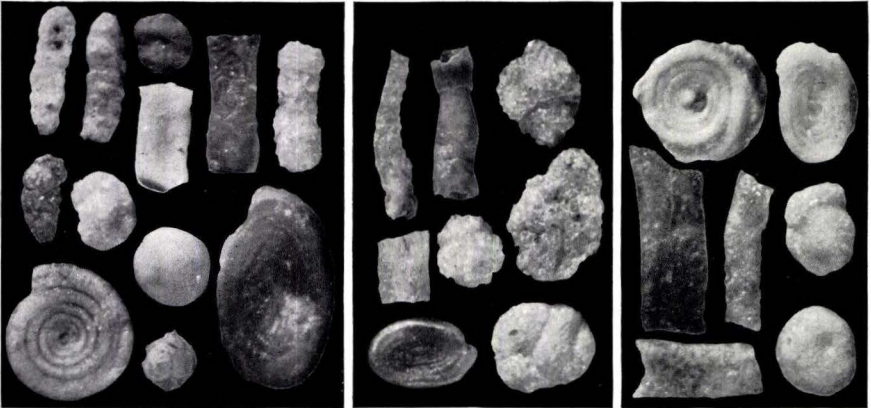
Tafel 21



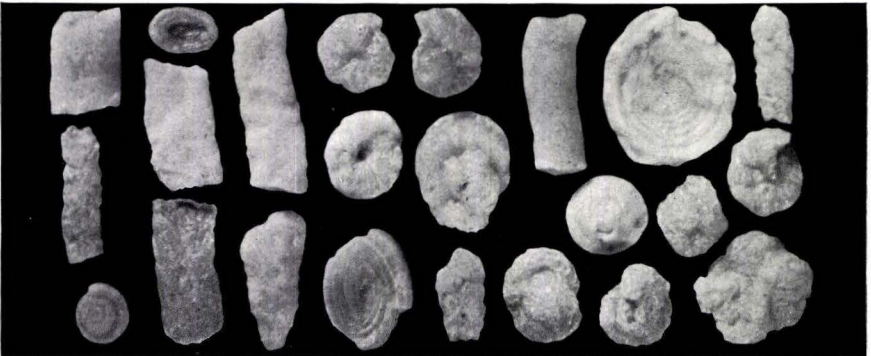
1



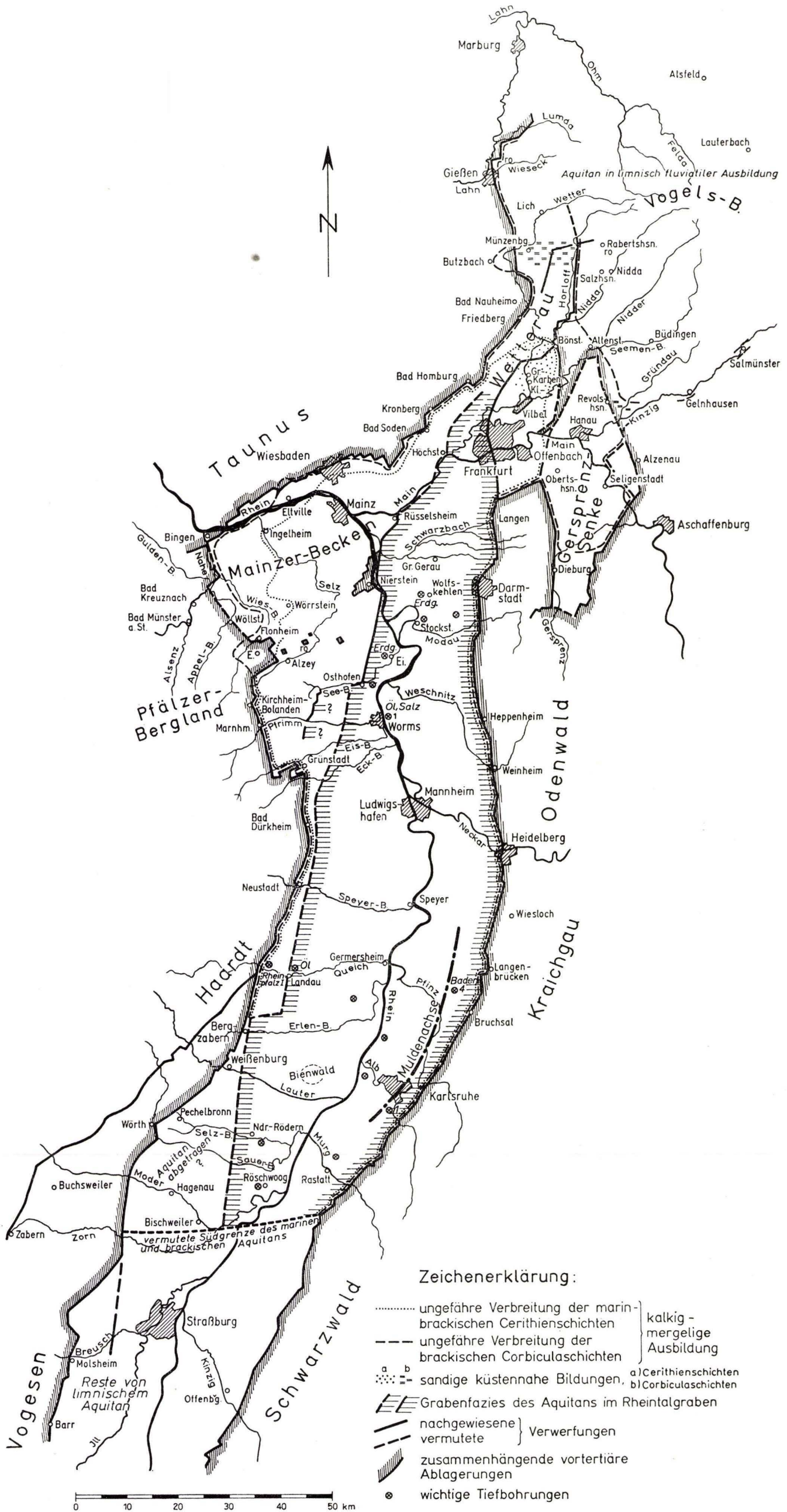
2



3, 4, 5



6



Das Aquitan im Rheintalgraben, Mainzer Becken, in der Wetterau und im Vogelsberg



### 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

### 4. GEOLOGISCHE KARTE VON HESSEN 1:25 000

- 4622 Kassel West mit Erl. (2. Aufl.) 1958. . . . . . 10,— DM

### 5. KARTEN VERSCHIEDENER MASS-STÄBE

- SCHÖNHALS, ERNST: Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1:300 000, (1951) wird nur mit Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 2, (1954) abgegeben . . . . . 15,— DM
- Dazu kann die gleiche Karte mit vereinfachter Topographie bezogen werden 2,50 DM
- Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:1 000 000. 1952 . . . . . 1,— DM
- Hydrogeologische Übersichtskarte von Hessen 1:600 000. 1955 . . . . . 3,— DM
- Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörreuzes 1:100 000. 1958. . . . . . 1,— DM
- PAULY, E.: Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez-Laurenburg 1:25 000. 1958. Aus Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958. . . . . . 2,60 DM

- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. . . . . 12,— DM
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagramme, 5 Taf. . . . . 12,60 DM
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf. . . . . 18,60 DM
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. . . . . 7,— DM
- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf. . . . . 5,— DM
- Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCH, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. 13,— DM
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenohertzynischen 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