

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 84

(Bis Band 73: Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung)

Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart

Von

GOTTHARD KOWALCZYK

Frankfurt am Main

Mit 48 Abbildungen, 2 Tabellen und 8 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1983

Geol. Abh. Hessen	84	99 S.	48 Abb.	2 Tab.	8 Taf.	Wiesbaden 1983
-------------------	----	-------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341—4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

- 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf., vergriffen.
- 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf., vergriffen.
- 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf., DM 5,-.
- 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf., DM 7,50.
- 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf., DM 20,-.
- 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf., DM 7,-.
- 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf., DM 6,-.
- 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab., DM 12,50.
- 9: RABIEN, A.: Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., DM 17,-.
- 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf., DM 8,-.
- 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlehm der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., DM 5,50.
- 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf., DM 12,-.
- 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., DM 12,60.
- 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf., DM 18,60.
- 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., DM 7,-.
- 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., DM 5,-.
- 18: BEDERKE, E., u. a.: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab., DM 13,-.
- 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf., DM 8,-.
- 20: PILGER, A. & SCHMIDT, W.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf., DM 9,80.
- 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf., DM 30,-.
- 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 20,-.
- 23: ZÜBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb., DM 8,-.
- 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab., DM 14,-.
- 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf., DM 20,-.
- 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf., DM 10,-.
- 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., DM 5,60.
- 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf., DM 15,-.

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 84

(Bis Band 73: Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung)

Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart

Von

GOTTHARD KOWALCZYK

Frankfurt am Main

Mit 48 Abbildungen, 2 Tabellen und 8 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1983

Geol. Abh. Hessen	84	99 S.	48 Abb.	2 Tab.	8 Taf.	Wiesbaden 1983
-------------------	----	-------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341 — 4043

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, ALBERT KARSCHNY
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1983
Printed in Germany

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen — auch auszugsweise — nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without written permission from the publisher.

Satz und Druck: Hof- und Waisenhaus-Buchdruckerei Kassel

Kurzfassung: Das Rotliegende des Wetterau-Troges, der sich in die Ablagerungsbe-
reiche des Wetterau-Beckens und des Taunus- und Spessart-Schwellenrandes untertei-
len läßt, wird lithostratigraphisch gegliedert.

Im Wetterau-Becken werden dabei fünf (informelle) lithostratigraphische Einheiten im
Rang einer Formation aufgestellt: Die basalen, grau gefärbten, grob- bis feinklastischen
Lindheim-Schichten mit reicher Pflanzenführung in kohlgiger Erhaltung, die
Altenstadt-Schichten mit überwiegend braunrot gefärbten Feinklastika und
häufigem Auftreten von sauren Tuffen und Tuffiten, die im wesentlichen feinklastischen
Düdelshheim-Schichten, die wieder grobklastischen Schöneck-Schich-
ten mit basischen Vulkaniten und deren Abtragungsprodukten und schließlich die
durchweg feinklastischen, rot gefärbten Bleichenbach-Schichten.

An den Schwellenrändern verzahnen sich die Bleichenbach-Schichten und möglicher-
weise der obere Teil der Schöneck-Schichten mit den überwiegend grobklastischen
Rodenbach-Schichten.

Zur Parallelisierung dieser Schichtenfolge mit der in benachbarten Sedimentations-
gebieten lassen sich folgende Aussagen treffen:

Die Bleichenbach-Schichten sind auf Grund palynologischer Indizien jünger als die
Schichten der Nahe-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes von Sobernheim. Der basische Rot-
liegend-Vulkanismus setzt im Wetterau-Trog entweder im selben Zeitraum ein wie im
Saar-Nahe-Trog oder aber er ist jünger als dieser. Im Wetterau-Trog fehlen vermutlich
die Äquivalente des tieferen Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Troges.

Auf Grund des Inhaltes an Tetrapoden-Fährten ist der überwiegende Teil des Rot-
liegenden im Wetterau-Trog älter als das Saxon nach der Gliederung in Thüringen
(Trambacher Schichten, Eislebener Schichten) und im östlichen Harzvorland. Die Schön-
eck-Schichten und der überwiegende Teil der Bleichenbach-Schichten entsprechen dabei
den Oberhöfer bzw. den Hornburger Schichten. Neue Untersuchungen der Fährten-
Fauna im Saar-Nahe-Trog (und die palynologischen Ergebnisse) machen jedoch die Exi-
stenz von Äquivalenten des thüringer Saxons auch im Wetterau-Trog sehr wahrschein-
lich.

Zur chronostratigraphischen Position des Rotliegenden im Wetterau-Trog können
keine entscheidenden Befunde beigebracht werden. Deshalb wird wie bisher davon aus-
gegangen, daß das Rotliegende dem Unterperm angehört. Wenigstens für die Bleichen-
bach-Schichten ist diese Aussage wegen des Auftretens einer mesophytischen Pollen-
flora weitgehend gesichert. Der übrige Teil der Schichtenfolge könnte demgegenüber
ganz oder teilweise dem Oberkarbon angehören.

Ausgehend von den detritischen Bestandteilen des klastischen Rotliegenden und der
paläogeographischen Verteilung seiner Lithofazies, läßt sich die tektonische Entwick-
lung des Gebietes von Spessart, Wetterau und Taunus im Unterperm wie folgt skizzie-
ren:

Kristalliner Vorspessart und Taunus waren unmittelbar vor Beginn der Rotliegend-
Sedimentation im Wetterau-Trog bis auf ein Stockwerk abgetragen, das lithologisch
dem heute zutage tretenden entspricht. Die Entwicklung, die zu diesem Bild führte, kann
in Analogie zur Entwicklung der Hunsrück-Südrandstörung beschrieben werden: Am
Nordrand eines Hochgebietes (Mitteldeutsche Schwellenzone) kommt es im Zuge der
letzten variscischen Faltungsvorgänge zur Ausbildung einer N-fallenden Trennfläche,
längs derer die Metamorphite des nördlichen Spessarts aufeinander aufgeschoben wer-
den. Zur gleichen Zeit (oder wenig später) erfolgt bei weitergehender Einengung eine
Aufschiebung am südlichen Taunus. Anschließend Hebung des Gesamtgebietes führt
zu Abschiebungen im Bereich der vormaligen Aufschiebungszone am südlichen Taunus,
begleitet von Brüchen in der südlichen Wetterau. Der gesamte Raum ist im Oberkarbon
noch Abtragungsgebiet.

Erst mit den Lindheim-Schichten wird die Wetterau nach weitergehender Absenkung
Ablagerungsraum, bei ausgeprägter Dominanz der nun entstandenen Taunus-Schwelle;
zwischen Spessart-Schwelle und Wetterau-Becken haben demgegenüber geringere Re-
liefunterchiede bestanden. Der Ablagerungsraum war noch schmal und auf die eigent-
liche Wetterau beschränkt. Zum Saar-Nahe-Trog bestand vermutlich noch keine durch

Sedimente belegte Verbindung; beide Tröge waren durch eine in der nördlichen Verlängerung des Odenwaldes streichende Querschwelle voneinander getrennt.

Während der Ablagerung der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten kommt es auf der Spessart-Schwelle zum Aufdringen saurer Schmelzen und zur Förderung saurer Tuffe. Zwischen dem Saar-Nahe- und dem Wetterau-Trog besteht nun eine Verbindung.

Längs den Wetterau-Trog querender Linien dringen anschließend während der Sedimentation der Schöneck-Schichten im Becken selbst basische Vulkanite und Tuffe auf. Gleichzeitige Hebung der Taunus-Schwelle führt erneut zur Anlieferung sehr groben Materials. Einher geht eine Kippung des Spessarts nach Norden, die zu einer allmählichen Einbeziehung des Spessart-Schwellenrandes in den Sedimentationsraum führt.

Im Ablagerungszeitraum der Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten kommt es schließlich zu einem verstärkten Reliefausgleich zwischen Schwellen und Becken, einer Ausweitung des Sedimentationsraumes nach Norden und zur Ausbildung lokaler Ablagerungsgebiete auf der Spessart-Schwelle. Saar-Nahe- und Wetterau-Trog sind möglicherweise wieder durch eine Querschwelle voneinander getrennt.

Am Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein erfolgen noch einmal kräftige Hebungen im Bereich der Taunus-Schwelle, während im Spessart nur die Quarzit-Glimmerschiefer-Züge morphologisch kurzfristig exponiert werden. Mit Beginn der nachfolgenden marinen Sedimentation im Zechstein verliert der Kristalline Spessart seine Funktion als den Sedimentationsraum überragende Schwelle.

Abstract: A lithostratigraphical classification of the Rotliegend (Lower Permian ?) of the Wetterau-Trough will be given, whereby this through can be divided into the depositional areas of the central Wetterau-Basin an the margins of the accompanying Taunus- and Spessart-Swells.

Within the Wetterau-Basin five (informal) lithostratigraphic units at least in the rank of a formation could be established: at the base the grey, coarse- and fine-grained Lindheim-Schichten (Lindheim-Formation), with abundant plant remains and coal seams; the Altenstadt-Schichten (Altenstadt-Formation), containing mostly brown-reddish fine-grained clastics and acidic pyroclastics; the mainly fine-grained Düdelsheim-Schichten (Düdelsheim-Formation), with some carbonates; the again coarse-grained Schöneck-Schichten (Schöneck-Formation), with basic volcanic rocks and their debris and stromatolithes; and on the top red, fine-grained Bleichenbach-Schichten (Bleichenbach-Formation).

At the margins of the swells the Bleichenbach-Schichten, and probably the upper part of the Schöneck-Schichten, interfinger with the very coarse-grained Rodenbach-Schichten (Rodenbach-Formation).

Based on palynological data the Bleichenbach-Schichten are younger than the Waderner Schichten (Nahe Group) at Sobernheim in the Saar-Nahe-Trough. The basic volcanic activity started either at the same time as in the Saar-Nahe-Trough or it is younger. Equivalents of the lowermost part of the Rotliegend in the Saar-Nahe-Trough are probably lacking in the Wetterau-Basin.

Based on tetrapod track ways the main part of the Rotliegend in the Wetterau-Basin is older than the "Saxonian" of Thuringia and the Rotliegend basins east off the Harz Mts. The Schöneck-Schichten and the main part of the Bleichenbach-Schichten could be correlated with the Oberhöfer or the Hornburger Schichten. However, new investigations in the Saar-Nahe-Trough (and the palynological data) make it probable that equivalents of the Saxonian beds of Thuringia were also deposited in the Wetterau-Trough.

The deposits of the Wetterau-Trough did not yield any indication to the chronostratigraphic position of the Rotliegend. Therefore, it has been postulated so far that the Rotliegend of the Wetterau-Trough belongs to the Lower Permian. This statement seems to be true at least for the Bleichenbach-Schichten, because of their mesophytic flora. However, the other formations could also belong totally or in part to the Upper Carboniferous.

The structural development of the area of the Spessart, the Taunus, and the Wetterau during the deposition of the Rotliegend can be detected by the paleogeographical distribution and evolution of the lithofacies and the detrital components of the clastics.

The metamorphic rocks of the Spessart and the Taunus eroded before the deposition of the Rotliegend down to a level, which is similar in lithology to that, which is exposed today. The evolution causing the above can be described analogously to the evolution of the Hunsrück-Südrandstörung (fault bordering the Hunsrück in the south): at the northern margin of a swell (Mitteldeutsche Schwellenzone, Central German High) a north dipping fault plane was formed during the end of the Hercynian orogenic activities. Along this plane the metamorphic rocks of the Spessart were thrust up. At the same time (or somewhat later) another thrust fault developed under continuing compression at the southern margin of the Taunus. The following uplift of the whole area caused normal faults in the area of the former thrust fault at the southern Taunus, accompanied by faults in the southern Wetterau. The whole area was eroded during the Upper Carboniferous.

During the deposition of the Lindheim-Schichten the Wetterau became an area of deposition which was mainly controlled by the Taunus-Swell. This area of deposition was quite narrow and a connection to the Saar-Nahe-Trough did probably not exist. The Saar-Nahe-Trough and the Wetterau-Trough were separated by a small north striking uplift.

During the deposition of the Altenstadt- and Düdelsheim-Schichten acidic volcanic rocks and pyroclastics were formed on the Spessart-Swell. The Saar-Nahe-Trough and the Wetterau-Trough were now connected.

During the Schöneck-Schichten which now followed basic volcanic rocks and pyroclastics extruded in the Wetterau-Basin along fault crossing the Wetterau-Trough. Simultaneous uplift of the Taunus caused again the sedimentation of coarse-grained clastics. At the same time parts of the Spessart-Swell were tilted to the north so that the northern part of this swell became gradually part of the depositional area.

With the ongoing deposition of the Bleichenbach- and Rodenbach-Schichten an equalization of the morphological differences between the swells and the Wetterau-Basin took place in connection with an enlargement of the depositional area to the north and the development of small basins on the Spessart-Swell. Saar-Nahe-Trough and Wetterau-Trough were probably separated again.

With the transition from the Rotliegend to the Zechstein strong vertical movements of the Taunus-Swell occurred again while in the Spessart-Swell only the quartzite-mica shists were uplifted for a short time. With the beginning of the marine sedimentation of the Zechstein the Spessart did not any more as an uplift which was exposed above the level of the depositional area.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	7
1.1. Paläogeographischer Überblick	8
2. Lithostratigraphische Gliederung	10
2.1. Die Einheiten	12
2.1.1. Lindheim-Schichten	13
2.1.2. Altstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten	24
2.1.3. Bleichenbach-Schichten	41
2.2. Das Rotliegende an den Schwellenrändern	53
2.2.1. Nordrand des Spessarts	53
2.2.2. Südrand des Taunus	56
2.2.3. Nordrand des Odenwaldes	56
2.3. Zusammenfassende Darstellung der lithostratigraphischen Gliederung des Rotliegenden im Wetterau-Trog	59
2.4. Vergleich mit bisherigen Gliederungen	63
3. Parallelisierung mit benachbarten Rotliegend-Trögen	64
4. Paläogeographische und tektonische Entwicklung	72
5. Verzeichnis der erwähnten Aufschlüsse und Bohrungen	85
6. Schriftenverzeichnis	87
7. Anhang (Abb. 35 — 48 und Taf. 1 — 8)	93

1. Einleitung

Der Ablagerungsraum des Rotliegenden in Südhessen ist verhältnismäßig klein und die Schichtenfolge gegenüber anderen Rotliegendengebieten weniger differenziert. Außerdem sind die Aufschlußverhältnisse wegen der wirtschaftlichen Bedeutungslosigkeit — das Rotliegende dient nur noch der Wassergewinnung — und der nur mäßig reliefierten Landschaft schlecht. Nur die jahre- oder jahrzehntelange Bearbeitung aller kurzfristigen Aufschlüsse ergibt ein annähernd geschlossenes Bild. Im Vergleich zu den klassischen Rotliegendeverbreitungsgebieten wie dem Saar-Nahe-Gebiet oder Thüringen ist also Südhessen für die Bearbeitung vieler Probleme des Rotliegenden weniger geeignet.

Andererseits bietet die Kleinräumigkeit des Ablagerungsraumes auch Vorteile. So sind die lithologisch sehr stark differenzierten Abtragungsgebiete im Unterperm Südhessens heute noch zugänglich und seit Jahrzehnten intensiv untersucht, so daß über den Inhalt der Klastika des Rotliegenden auch der Werdegang der Abtragungsgebiete in die Betrachtung einbezogen werden kann. Außerdem ist hier der Abschluß der Rotliegend-Sedimentation — im Gegensatz zu den Verhältnissen im Saar-Nahe-Gebiet — durch die konkordante Auflagerung des Zechsteins festgelegt.

Ausgegangen sind die Untersuchungen, als H. MURAWSKI zu Beginn der sechziger Jahre die Bearbeitung des Perms in Südhessen erneut in Gang setzte, vom Zechstein. Dort konnte PRÜFERT (1969) den strukturellen Werdegang des Gebietes über das Wechselspiel Tektonik — Erosion — Sedimentation klären. Die gleiche Fragestellung wurde dann auch auf das Rotliegende übertragen.

In der vorliegenden Arbeit wird nun versucht, das vorhandene Datenmaterial aus dem Unterperm Südhessens zusammenzufassen und unter den Aspekten der stratigraphischen Gliederung und des paläogeographisch-strukturellen Werdeganges oder kurz unter dem Aspekt der geologischen Entwicklung zu interpretieren. Dabei werden bereits publizierte Ergebnisse nicht noch einmal dargestellt, auf nicht publizierte muß demgegenüber stärker eingegangen werden.

Notwendig für ein solches Vorhaben ist zunächst einmal eine Gliederung der behandelten Schichtkomplexe. Sie kann über Untersuchungen zur Lithologie, der Verbandsverhältnisse und in geringerem Umfang auch des Ablagerungsmilieus aufgestellt werden. Entsprechend dem nötigen Arbeitsaufwand ist dieser lithostratigraphischen Gliederung im folgenden der breiteste Raum gewidmet (Kap. 2).

Das lithostratigraphische Konzept wird dann mit den bestehenden Gliederungen benachbarter Rotliegend-Sedimentationsräume auf der Grundlage des Fossilinhaltes und der Zeugen großregional wirksamer geologischer Prozesse verglichen. Damit soll ein zeitlicher Vergleich der Entwicklungen in den einzelnen Ablagerungsräumen möglich werden. Dies ist um so notwendiger, als das Gebiet der Wetterau — als Teil des Hessischen Troges — das paläogeographische Bindeglied zwischen den klassischen Rotliegendgebieten an Saar und Nahe und in Thüringen darstellt (Kap. 3).

Schließlich wird über den Sedimentinhalt und die räumliche Verteilung der Fazies und ihrer Veränderung in der Zeit versucht, die paläogeographische und tektonische Entwicklung des Gebietes zwischen Spessart und Taunus im Unterperm zu skizzieren (Kap. 4).

Dank

Die Untersuchung des Rotliegenden am Spessart und in der Wetterau wurde vor etwa zwanzig Jahren von H. MURAWSKI mit seinen damaligen Schülern wieder aufgenommen. Für seine mannigfache Förderung der Arbeit habe ich zu danken.

Ferner habe ich folgenden Kollegen für die Durchführung einzelner Untersuchungen zu danken: Dr. W. BOENIGK, Köln, Dr. P. FABER, Berlin, Dr. J. LIETZ, damals Köln, Dr. U. MANZE, Köln, Dipl.-Min. G. OCHS, Frankfurt a. M., Dr. J. PRÜFERT, Frankfurt a. M., Dr. F. SCHAARSCHMIDT, Frankfurt a. M., Dr. K. STAPF, Mainz, Dr. D. STOPPEL, Hannover, und Dr. H. ZORN, Frankfurt a. M. Besonders möchte ich in diesem Zusammenhang Dr. H. HAUBOLD, Halle, erwähnen, der die Tetrapoden-Fährten bestimmte, und Dr. H. JOHANNING, Frankfurt a. M., der alle RFA-, RDA- und DTA-Untersuchungen durchführte. Seine Arbeit und seine ständige Diskussionsbereitschaft in allen petrographischen Fragen waren eine ganz wesentliche Hilfe.

Probenmaterial überließen und Einblick in Bohrunterlagen gewährten mir Prof. Dr. H. FALKE, Mainz, Prof. Dr. F. NÖRING, damals Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Dr. H. ROTH (†), Kali und Salz AG, Kassel, Dr. E. SCHENK (†), damals OVAG, Hungen, und die Fa. Ravoton, Neuberg. Besonders erwähnen möchte ich das Entgegenkommen von K.-H. STOCK, Bruchköbel, der mir zahlreiche Funde von Tetrapoden-Fährten zum Abguß zur Verfügung stellte.

Technische Arbeiten wurden von U. GRAUBNER, H. FUNK, B. KAHL (Photographie), E. GOTTWALD (Präparation) und J. TOCHTENHAGEN (Stereoscan) ausgeführt (alle Frankfurt a. M.).

Von 1975 — 1977 wurden die Untersuchungen von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Unternehmens „Geotraverse Rhenothyringen“ gefördert. Dadurch standen Reise-, Sach- und Personalmittel für die Probenbeschaffung und Probenvorbereitung zur Verfügung, die den Abschluß der Arbeiten wesentlich beschleunigt haben.

Allen Genannten und auch den Ungenannten, die zum Abschluß dieser Arbeit beigetragen haben, danke ich herzlich.

1.1. Paläogeographischer Überblick

Der Darstellung der geologischen Entwicklung Südhessens im Unterperm sei der besseren Lesbarkeit wegen ein paläogeographischer Überblick vorangestellt, auch wenn er z. T. das Resultat der im folgenden wiedergegebenen Untersuchungen ist.

Geht man von der heutigen Verbreitung des Unterperms in Mitteleuropa aus, so ergibt sich eine Reihe von langgestreckten, trogförmigen Ablagerungsbereichen. Die fragmentarisch erhaltenen Sedimentationsgebiete bildeten dabei im mittel- und süddeutschen Raum intramontane Senken im Streichen des variscischen Gebirges.

Der untersuchte Bereich in der Wetterau, am südlichen Taunus und am nördlichen Spessart gehörte dabei zu einem Sedimentationsgebiet, das sich zur Zeit seiner größten Ausdehnung von Lothringen bis zum Thüringer Wald erstreckte. Dieser Ablagerungsraum wurde mit den verschiedensten Namen belegt (Saar-Senke, Saar-Saale-Senke, Saar-Selke-Senke, Saar-Nahe-Wetterau-Senke). FALKE (1969 a) führte für diese paläogeographische Einheit die Namen Saar-Nahe-Wetterau-Trog oder Saar-Nahe-Hessischer-Trog (1971a) ein. Sedimentausbildung und Sedimentationsverlauf innerhalb dieses großregionalen Ablagerungsraumes sind weder gleichartig noch synchron, daher lassen sich einzelne Teiltröge abgrenzen. So zeigt das Gebiet östlich des Rheins weder dieselbe Entwicklung wie westlich, noch bestand im Rotliegenden zwischen beiden Gebieten ständig eine durch Sedimente belegte Verbindung. Daher soll der östliche Teil dieser intramontanen Senke, FALKE (1971 a) modifizierend, H e s s i s c h e r T r o g genannt werden.

Auch innerhalb des Hessischen Troges lassen sich paläogeographisch eigenständige Einheiten mit unterschiedlicher Sedimentationsentwicklung erkennen. Eine solche eigen-

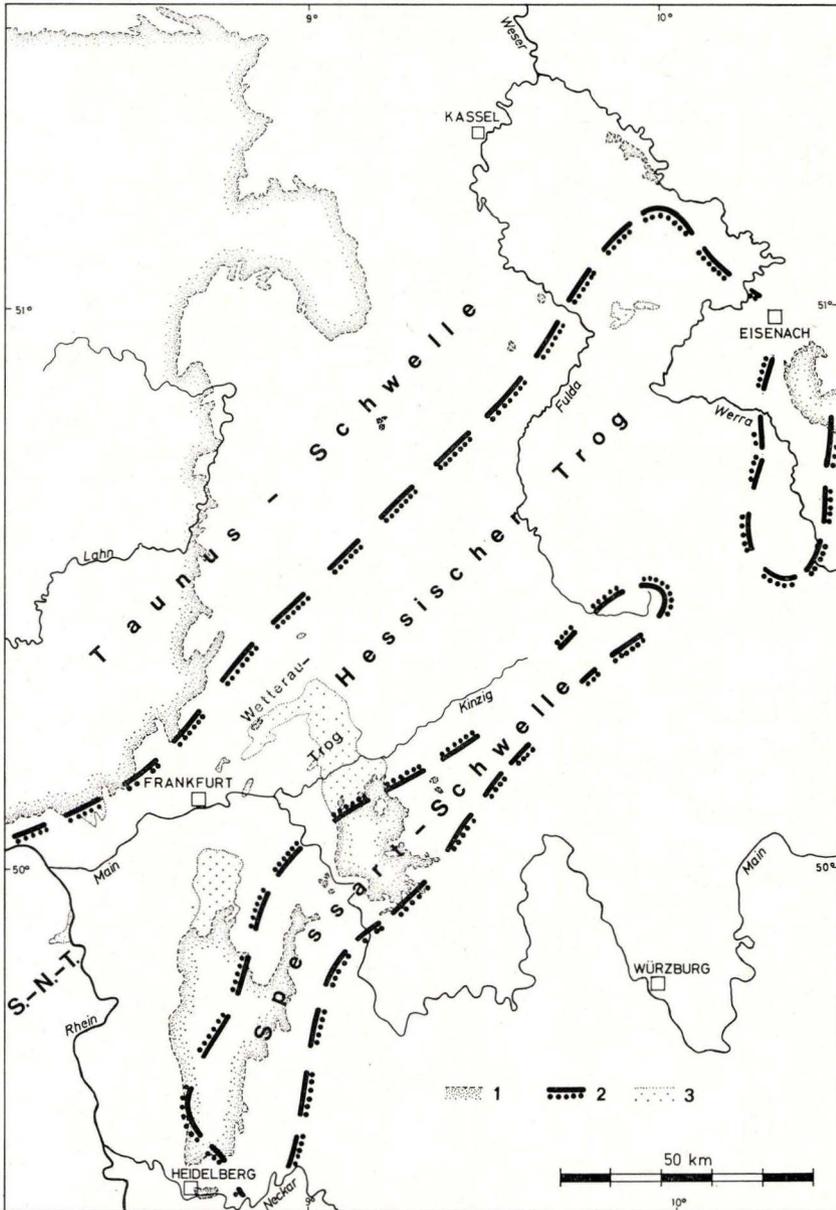


Abb. 1. Paläogeographische Übersicht (z. T. nach FALKE 1971).

1 — Grenzen des zutage tretenden Präperms; 2 — Schwellen und Tröge im oberen Teil des Rotliegenden; 3 — zutage tretendes Rotliegendes; S.-N.-T. — Saar-Nahe-Trog.

ständige Einheit innerhalb des Hessischen Troges bildete dabei das Gebiet der Wetterau. In Anlehnung an FALKE (1969 a) soll dieser Bereich Wetterau-Teiltrog oder kurz als *Wetterau-Trog* bezeichnet werden (er ist identisch mit dem Hessischen Becken MURAWSKIS, 1963). Dieser Wetterau-Trog, der etwa das Gebiet zwischen Frankfurt a. M. und Fulda einschließt, läßt sich dabei in einen Beckenbereich — das Wetterau-Becken (MURAWSKI 1967 a) — und die Schwellenrandgebiete am nördlichen Spessart und südlichen Taunus untergliedern.

Die Abtragungsgebiete — Schwellen — wurden nach heute noch existierenden Gebirgszügen benannt.

Der Spessart gehörte im Unterperm zu einer durch Querdepressionen gegliederten Schwellenregion, die sich von der Südpfalz über den Odenwald und Spessart bis zur Rhön erstreckte und die die Ruine der variscischen Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948) darstellt. Statt der zusammengesetzten Begriffe wie Haardt-Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle soll ein Gebirgszug als namengebender herausgegriffen und diese Schwellenregion mit STILLE (1928) als *Spessart-Schwelle* bezeichnet werden. Dieser Begriff steht also im folgenden für die gesamte Schwellenregion und nicht nur wie bei MURAWSKI (1967 a) für das Teilgebiet des Spessarts innerhalb der Schwelle.

Die Schwelle, die den Wetterau-Trog im Norden begrenzte, zog sich im Gegensatz zur südlichen ohne Unterbrechung vom Hunsrück über den Taunus bis zum Harz. Sie war möglicherweise parallel zum Streichen der variscischen Faltenachsen gegliedert und spaltete sich im Osten in zwei Schwellen auf (Hunsrück-Oberharz- und Taunus-Unterharz-Schwelle). Auch hier soll diese Schwelle der besseren Handhabung wegen kurz als *Taunus-Schwelle* bezeichnet werden (Abb. 1).

Das Rotliegende des Wetterau-Troges tritt flächenhaft zwischen dem Nordrand des Kristallinen Vorspessarts und Ortenberg (Bl. 5620 Ortenberg) zutage und zieht sich in einem schmalen Streifen von Altstadt bis Bad Vilbel (Abb. 2). Isolierte Vorkommen finden sich bei Rabertshausen (Bl. 5519 Hungen), Hochstadt (Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost), zwischen Frankfurt a. M. und Offenbach und bei Geiselbach (Bl. 5821 Bieber) und Bieber (Taf. 8).

2. Lithostratigraphische Gliederung

An Gliederungsversuchen des Unterperms in Südhessen hat es seit dem Ausgang des vorigen Jahrhunderts nicht gefehlt; Tab. 1 (Abschn. 2.4) gibt einen Überblick. Unbefriedigend an all diesen Gliederungen ist, daß ihre Einteilung nicht nachvollziehbar begründet ist, oder daß sie auf zu lückenhaften Geländebeobachtungen oder auf Voraussetzungen beruhen, die sich inzwischen als unrichtig erwiesen haben.

Um diese divergierenden Angaben zu werten und eine reproduzierbare Gliederung aufzustellen, mußte neu angesetzt werden. Dies geschah zunächst durch eine Kartierung des gesamten Rotliegenden in Spessart und Wetterau nach heute üblichen Methoden durch LIETZ (1964), WINTER (1965), TOLL (1966), PRÜFERT (1966), BOENIGK (1967), KOWALCZYK (1967), FABER (1973) und eigenen Aufnahmen. Ferner standen moderne Kartierungen von WIESNER (1963), BEST (1966), LEHMANN (1966) sowie KÜMMERLE & SEMMEL (1969) zur Verfügung.

Die sich mit der Kartierung ergebenden Umriss einer Gliederung führten schließlich zu einer Lithostratigraphie des Rotliegenden. Sie beruht auf der Erarbeitung von Merkmalsgruppen einzelner Schichtenfolgen, der Festlegung ihrer räumlichen Grenzen und

der gegenseitigen räumlichen Beziehungen. Kennzeichnende Merkmale stammen dabei im wesentlichen aus dem Bereich der Lithologie und Sedimentpetrographie, untergeordnet auch der Geochemie. Sedimentologische Untersuchungen waren dagegen aufschlußbedingt nur in einem beschränkten Teil der Schichtenfolge möglich. Der Fossilinhalt erwies sich für Gliederungszwecke als nicht brauchbar.

Bei der Aufstellung der Einheiten werden im folgenden typische Profile, von denen eines namensgebend ist, mitgeteilt, deren Gesamtheit die Merkmale und Abgrenzungskriterien der jeweiligen Formation zeigen und von denen einige die Ober- und Untergrenze der Einheit erschließen. Darüber hinaus werden die räumliche Verbreitung

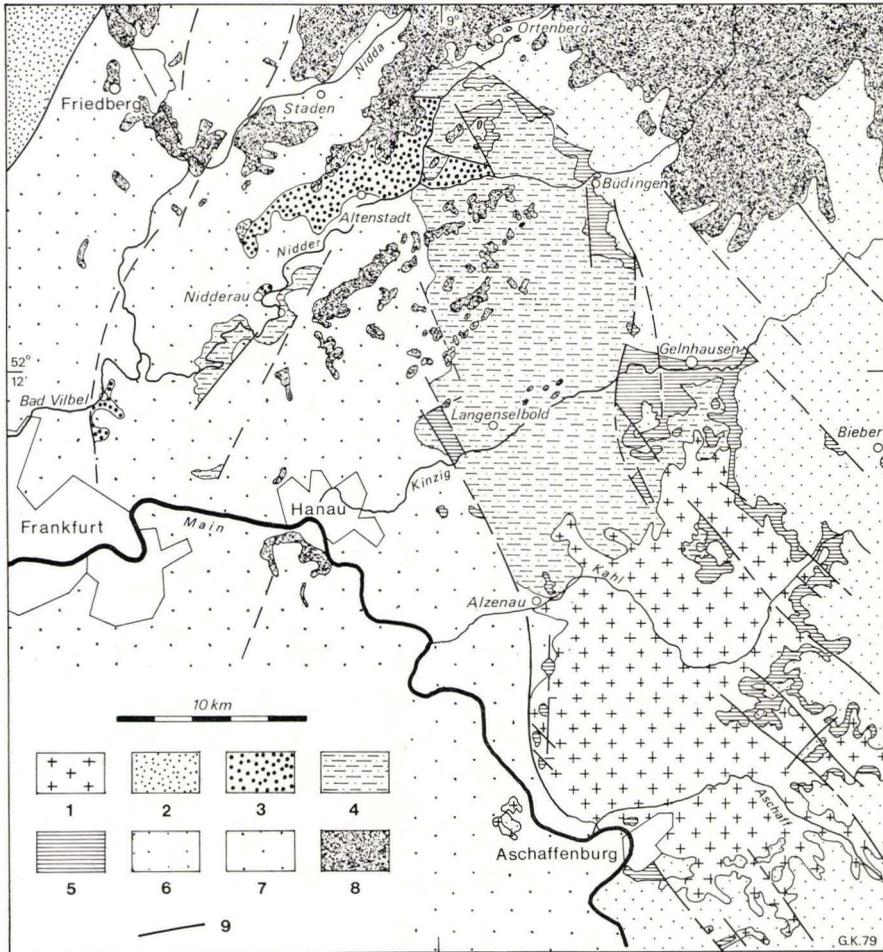


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte (aus KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b).

1 — Spessartkristallin; 2 — Rhenohercynikum; 3 — Lindheim-, Altenstadt- und Düdelshcim-Schichten; 4 — Schöneck-, Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten; 5 — Zechstein; 6 — Buntsandstein; 7 — tertiäre und quartäre Sedimente; 8 — tertiäre Vulkanite; 9 — Störungen.

und die Mächtigkeitsverhältnisse der jeweiligen Einheit dargestellt. Die aufgestellten Einheiten haben nach den Richtlinien des Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977) etwa den Rang einer Formation.

Diese Einstufung beruht allerdings darauf, daß sie die kleinsten im Maßstab 1 : 25 000 kartierbaren Einheiten im Rotliegenden der Wetterau und des Spessarts darstellen. Sie könnten jedoch nach ihrer Differenzierung und ihrem zeitlichen Umfang durchaus den Gruppen besser erschlossener Rotliegendgebiete entsprechen. Da jedoch nicht für alle Einheiten Unter- und Obergrenze sicher festgelegt werden konnten, werden sie insgesamt als informelle Einheiten angesehen und mit Lokalnamen in Verbindung mit dem Terminus „-Schichten“ benannt.

2.1. Die Einheiten

Im Gebiet zwischen Bad Vilbel, Gelnhausen und Ortenberg, also dem südöstlichen Teil der Wetterau, lassen sich bei der Kartierung, grob gesehen, drei in sich lithologisch ähnliche Schichtkomplexe aushalten, die im Gelände keine Übergänge oder Verzahnungen zeigen. Nimmt man den nördlichen Rand des heutigen Spessarts und des südlichen Taunus hinzu, so zeigt sich eine weitere Lithofazies, die aber zunächst außer Betracht bleiben soll.

Die drei Schichtkomplexe unterscheiden sich im Gelände dadurch, daß der eine (Abb. 3, I), bestehend aus Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen, durchweg grau gefärbt ist, ein zweiter (Abb. 3, II) mit einem ähnlichen Gesteinsinventar jedoch überwiegend braunrot gefärbt ist und basische Vulkanite führt und ein dritter (Abb. 3, III), der nur feinklastische rote Sedimente aufweist.

Einen wichtigen Beitrag zur Klärung der Altersbeziehungen zwischen diesen drei Komplexen brachten die Ergebnisse von LIETZ (1967): Auf der Karte tritt der feinklastische Komplex stets in Nachbarschaft zum Zechstein auf oder er unterlagert ihn. Doch war ungeklärt, ob zwischen Rotliegendem und Zechstein ein lückenloser Übergang oder eine Diskordanz oder ein Hiatus vorliegt. Schon v. REINACH (1899 b) bestritt die Existenz einer Winkeldiskordanz, sie ist tatsächlich nicht nachzuweisen. Aber dies bedeutet noch nicht, daß zwischen beiden Abteilungen keine Schichtlücke vorhanden ist, so wie dies NÖRING (1955) forderte. Durch die Arbeiten von LIETZ (1967) konnte jedoch belegt werden, daß zwischen dem Zechstein-Konglomerat und den rotgefärbten Rotliegend-Sedimenten ein sedimentologisch und petrographisch lückenloser Übergang besteht. Damit war klar, daß die Sedimente im unmittelbaren Liegenden des Kupferschiefers, der in diesem eng begrenzten Raum als isochrones Sediment angesehen werden darf, mehr oder minder zeitgleich sein müssen. Daraus folgte andererseits, daß der ausschließlich feinklastische Komplex, der überall den Zechstein unterlagert, das oberste, jüngste Schichtglied des Rotliegenden im Wetterau-Becken darstellt.

Die Frage, ob der grau gefärbte Komplex und der im Gesteinsinventar ähnliche braunrote zeitgleich oder altersverschieden sind, konnte mit Hilfe der Bg. Altstadt I (Schichtenverzeichnis s. NÖRING 1951 a) beantwortet werden. In dieser Bohrung unterlagern mindestens 200 m mächtige graugefärbte Schichten braunrote Sedimente und auch in den wenigen Tagesaufschlüssen sind die grauen Sedimentfolgen stets unter den braunrot gefärbten zu finden; Verzahnungen oder seitliche Übergänge sind nicht nachweisbar.

Die Altersbeziehungen zwischen dem braunroten grobklastischen und dem roten feinklastischen Komplex ergeben sich daraus, daß der feinklastische Komplex nachweislich die jüngste Einheit ist und andererseits der grau gefärbte älter als der braunrote grobklastische Komplex. Diese Einstufung läßt sich jedoch auch im Gelände belegen, da der Kontakt zwischen den beiden Komplexen im Gelände aufgeschlossen und bankmäßig erfaßbar ist.

Der braunrote grobklastische Komplex ist jedoch durchaus nicht einheitlich ausgebildet; es finden sich sowohl laterale Differenzierungen wie auch starke Änderungen innerhalb der Abfolge selbst, ferner treten basische Vulkanite und deren Abtragungsprodukte auf.

Es ergeben sich also drei Schichtkomplexe (Abb. 3) im Bereich der größten nachgewiesenen Sedimentmächtigkeiten im Rotliegenden der Wetterau: Es sind dies die beiden durch die Bg. Altstadt I erschlossenen Einheiten, die graue Abfolge im unteren Teil und die braunrote im oberen. Zum oberen Komplex müssen hinzugerechnet werden Profile, die bei Bad Vilbel, Schöneck, Nidderau und Düdelsheim (Stadt Büdingen) erschlossen sind und an die sich, sicher belegbar, der jüngste Schichtkomplex feinklastischer roter Sedimente anschließt.

2.1.1. Lindheim-Schichten

Die älteste bekannte Schichtenfolge des Rotliegenden in der Wetterau wurde durch die Bg. Altstadt I (1948) durchteuft. Auffälligstes Kennzeichen des Profils ist ein markanter Farbwechsel: bis —150 m sind die Schichten durchweg grau, darüber überwie-

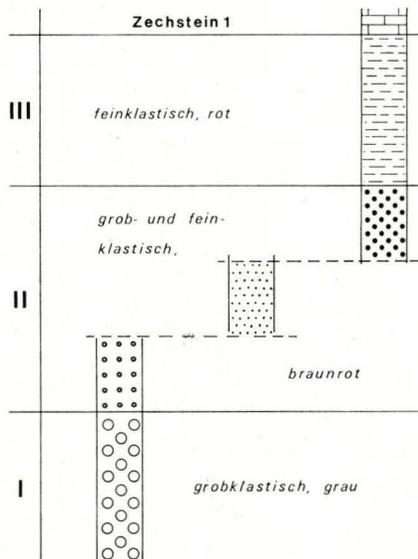


Abb. 3. Die Schichtkomplexe im Rotliegenden des Wetterau-Beckens und ihre Altersbeziehungen.

gend braunrot gefärbt (bei allen Meterangaben handelt es sich im folgenden um Bohrmeter). Hier war zu untersuchen, ob der Farbwechsel, der für sich allein nicht zu weitreichenden Schlüssen berechtigt, mit einem Wechsel weiterer Merkmale einhergeht, der eine Untergliederung des Profils der Bg. Altenstadt I erlaubt und die Aufstellung lithostratigraphischer Einheiten rechtfertigt.

Zu diesem Zweck wurde das noch vorhandene Bohrgut, das durch das Entgegenkommen von H. FALKE, Mainz, und F. NÖRING, Wiesbaden, zugänglich war, sedimentpetrographisch untersucht (das erhaltene Bohrgut lagert jetzt im Geologisch-Paläontologischen Institut, Frankfurt am Main). Über die lückenlose Schichtenfolge stand ein detailliertes Schichtenverzeichnis von NÖRING (1951 a) zur Verfügung, dem wenig hinzuzufügen ist, schon weil aus den meisten Kernmärschen nur Einzelproben erhalten sind (dieses Schichtenverzeichnis ist auch Grundlage der, das Verzeichnis interpretierenden, Säulendarstellung in Abb. 5).

An Hand des makroskopischen Befundes läßt sich das Bohrprofil zwar in einzelne Abschnitte unterteilen, die Notwendigkeit, die Grenze einer Einheit (oder Formation) innerhalb des Profils zu legen, ergibt sich jedoch zunächst nicht. Die Grob-zu-fein-Rhythmen, die das gesamte Profil aufbauen, weisen im unteren Teil größere Mächtigkeiten auf. Auch sind dort die Konglomerate schlechter sortiert, ihre Komponenten größer und der Feldspatanteil durchgängig höher. Der bedeutendste Unterschied besteht jedoch in der Führung organischer Substanz, seien es nun Kohle, Bitumina oder kohlig erhaltene Pflanzenreste; sie ist im grau gefärbten Profilteil deutlich höher und häufiger. Der graue Teil wird diskontinuierlich nach oben hin feiner und schließt mit einem über 8 m mächtigen Siltstein ab. Im braunrot gefärbten, oberen Teil sind die Konglomerate geringmächtiger und ihre maximalen Korngrößen geringer, im Geröllbestand treten jetzt Phyllite besonders häufig auf. Der Anteil an Silt- und Tonsteinen ist deutlich höher als im unteren Teil.

Von Bedeutung für die Untergliederung des Bohrprofils war die Art und das Alter des Basaltes zwischen —127 m und —135 m und vor allem die Frage, ob es sich um einen Gang oder um einen Oberflächenerguß handelt. NÖRING (1951 a) beschreibt diesen Basalt als „wohl intrusiv“ mit einer unter 60° einfallenden Dachfläche. Der Kontakt zum Hangenden des Basaltes, von dem Proben erhalten sind, zeigt keinerlei Frittungserscheinungen (das ist auch bei Gängen tertiärer Basalte im Rotliegenden nicht der Fall, etwa in der Bg. 57, EHRENBERG & HICKETHIER 1978, TK 25, Bl. 5619 Staden). Wohl aber ist der Gesteinsverband durch mm-dünne Basaltapophysen aufgelöst, der Kontakt selbst zeigt einen dünnen, sekundären Chloritbelag. Diese Beobachtungen bestätigen die Ansicht NÖRINGS, dem das gesamte Bohrgut vorlag, daß es sich um einen Gang handelt (vom liegenden Kontakt sind keine Proben erhalten). Das bisher als permisch angesehene Alter des Basaltes darf m. M. nach jedoch nicht als völlig gesichert gelten. Der Basalt ist im mittleren Teil so frisch, daß er im Handstück nicht von den tertiären Basalten, die in der Umgebung anstehen, unterschieden werden kann. Er stimmt allerdings petrographisch nicht mit diesen Basalten überein. Wegen seines nicht völlig gesicherten Alters sollte er jedoch nicht zur Einstufung der durchschlagenen Schichtenfolge benutzt werden.

Zur Unterteilung des Bohrprofils wurden dem noch vorhandenen Bohrgut angemessene Untersuchungsmethoden angewendet: Feldspatbestand, Calcit-Dolomit-Verteilung, Tonmineralbestand, Schwermineralführung, Geröllbestand, akzessorische Minerale und die petrographische Untersuchung in Dünnschliffen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Abb. 5 dargestellt. Die röntgenographischen Untersuchungen wurden, wie alle in dieser Arbeit erwähnten, von H. JOHANNING, Frankfurt a. M., durchgeführt, die

Bearbeitung der Schwermineralführung dieser Bohrung übernahm zum größten Teil W. BOENIGK, Köln.

Bei der Zusammensetzung der Merkmalsverteilung im Profil zeigt sich (Abb. 5), daß der Farbwechsel von grau zu braunrot tatsächlich mit einem so deutlichen Wechsel weiterer Merkmale einhergeht, daß die Untergliederung des Bohrprofils und die Aufteilung in zwei Einheiten erlaubt ist, die auch räumlich auf mehrere Kilometer durchhalten. Der Farbwechsel ist somit kartiertechnisch verwendbar.

Eine erste Unterscheidung ist über den Feldspatbestand möglich. Fast im gesamten Profil überwiegt der Plagioklas (einschließlich Albit, $An_{\leq 30}$). Oberhalb —150 m tritt jedoch daneben auch Kalifeldspat auf und stellt lagenweise sogar die Hauptmenge, die Kalifeldspäte sind dabei nahezu völlig unzersetzt.

Noch deutlicher wechselt der Tonmineralbestand. Herrscht von der Endteufe bis —160 m neben dem stets überwiegenden Illit der Kaolinit vor, so setzt darüber — erst untergeordnet, später dominierend — der Chlorit ein, begleitet von Montmorillonit, (irregulären) Wechselschichtmineralen (mixed layers) und lagenweise Vermikulit.

Auch die Schwermineralführung zeigt eine unterschiedliche und deutlich abgrenzbare Verteilung. Von —378 bis —160 m setzt sich das Spektrum im wesentlichen aus Turmalin, Zirkon, Rutil/Anatas und der im Sedimentationsraum gebildeten Zinkblende zusammen. Darüber treten dann Turmalin und Zinkblende zugunsten von Zirkon zurück, wobei die Zirkone sowohl gerundet wie auch idiomorph vorliegen. Oberhalb —75 m nimmt dann ganz auffällig der Granatgehalt zu.

Das Auftreten von Pyrit und seines Umwandlungsproduktes Gips sowie Siderit, Ankerit und Bitumen ist mit der Graufärbung und dem Vorhandensein von Zinkblende gekoppelt.

Bei der Interpretation der Befunde deutet die negative Korrelation zwischen dem Auftreten von Kalifeldspat und Kaolinit zunächst darauf hin, daß der Kaolinit eine in-situ-Umbildung des Kalifeldspates darstellt. Doch diese Deutung stößt auf einige Widersprüche. Es bleibt dann schlecht erklärbar, warum der gleichzeitig anwesende Albit-Oligoklas nicht oder nicht so vollständig zersetzt wurde. Bei den Plagioklasen handelt es sich nicht um Neubildungen (Albitzement), sondern um detritische Körner (bei denen nicht selten Calcitisierung zu beobachten ist).

Auch die gegenwärtig in der Wetterau häufigen Kohlensäuerlinge können einen so selektiven Zersatz der Feldspäte kaum bewirkt haben, denn ein Grund für die Beschränkung auf den unteren Teil des Bohrprofils ist nicht zu sehen. Außerdem wurde in der Bohrung erst bei —296 m artesisches kohlen-saures Wasser angefahren. Bis zu dieser Teufe war der Gesteinsverband im gegenwärtigen Zustand dicht. Leichter wäre diese Frage zu beantworten gewesen, wenn sich der in der Bohrung auftretende Basalt als eindeutiger Oberflächenerguß erwiesen hätte, nach dessen Aufdringen die liegenden Schichten durch postvulkanische Prozesse schon im Perm kaolinisiert wurden. Für eine solche Annahme fehlen jedoch die Belege.

Berücksichtigt werden muß bei der Betrachtung der Kalifeldspat/Kaolinit-Verhältnisse, daß mit der Abwesenheit von Kalifeldspat (und der Anwesenheit von Kaolinit) die Zinkblende im Schwermineralbestand häufig ist und lagenweise dominiert. Kalifeldspäte und in noch stärkerem Maße die Zinkblende sind im sauren Milieu instabil (weshalb Zinkblende in Schwermineralspektren generell selten ist), so daß bei diagenetischem Zersatz der Kalifeldspäte auch die gleichzeitig anwesende Zinkblende und die zahlreichen Kalkgerölle hätten gelöst werden müssen. Alle diese Überlegungen lassen

den Schluß zu, daß die Kalifeldspat/Kaolinit-Verhältnisse nicht oder nicht ausschließlich durch diagenetische Vorgänge bedingt sind, sondern einen primären Milieuwechsel im Abtragungs- und Ablagerungsraum wiedergeben.

„Kaolin-Tonsteine“ aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, bei denen dieselben Fragen bezüglich der Diagenese aufgeworfen werden wie in der Bg. Altenstadt I, hat HEIM (1970) als Umbildungen von besonders leicht zersetzbaren, sauren Pyroklastika bei niedrigem pH und reichlicher Wasserzufuhr aufgefaßt. Eine solche Genese der Kaolinite kann auch für die Bg. Altenstadt I nicht völlig ausgeschlossen werden.

Auch die Granatverteilung ist offensichtlich nicht oder nur unwesentlich durch die Diagenese bedingt. Granat ist im sauren Milieu instabil; nach den Erfahrungen, die FABER (1973, 1975) bei der Untersuchung der Schwermineralführung im Rotliegenden der Wetterau gewonnen hatte, ist Granat überall dort erhalten, wo die Sandsteine karbonatisch gebunden sind. Karbonatzement tritt nun aber im gesamten Bohrprofil auf (ebenso unzersetzte Kalkgerölle). Die jetzige Granatverteilung sollte daher die primäre widerspiegeln und das häufige Auftreten oberhalb — 75 m einen Wechsel im Liefergebiet andeuten.

Die Verteilung der petrographischen Daten zeigt somit tatsächlich eine Veränderung, die mit dem Farbwechsel von grau zu braunrot einhergeht. Ein Großteil der Merkmale steht darüber hinaus im Zusammenhang mit dem Reichtum an organischen Resten. Daraus folgt andererseits, daß die Graufärbung primär ist und der Farbwechsel im Profil der Bg. Altenstadt I auf einem Wechsel des chemischen Milieus beruht, der in diesem Fall auf geringere und weniger kontinuierliche Wasserführung im rotbraunen Teil des Profils zurückgeführt werden kann.

Die Rotfärbung im oberen Teil des Profils kann schon aus Massenbilanzgründen kaum mit der Abschwemmung von Latosolen erklärt werden. Auch eine spätdiagenetische Rotfärbung (s. zuletzt WALKER 1976) kommt nicht in Betracht, denn schon wenige Meter über den ersten braunroten Lagen bei — 150 m führen graue Sandsteine intraformationale Tonsteingerölle mit Rotfärbung. Die Rotfärbung ist demnach auf ein oxidierendes Milieu bei ausreichendem Sauerstoffzutritt unmittelbar nach der Sedimentation zurückzuführen.

Schon diese petrographischen Daten zeigen im Profil der Bg. Altenstadt I so deutliche Unterschiede auf, daß eine Gliederung und Unterteilung erlaubt ist, da ja die Altersverschiedenheit der einzelnen Schichtenfolgen mit übereinstimmenden Merkmalen feststeht. Die deutlichste Gliederungsmöglichkeit ergibt sich jedoch dadurch, daß oberhalb — 193 m ein neuer Gesteinstyp auftritt, der im unteren Teil des Profils nicht in dieser Form nachzuweisen ist, nämlich Tuffe und Tuffite. Diese Tuffe und Tuffite haben entweder das Aussehen der „Hygrophyllite“ des Saar-Nahe-Gebietes (s. zuletzt HEIM 1971; Abb. 4) oder es handelt sich um lauchgrüne, geringmächtige Tonsteine von seifenartiger Konsistenz.

Der Verdacht, daß es sich bei diesen Lagen um veränderte Pyroklastika handeln könnte, wurde erhärtet durch ihren Tonmineralbestand, in dem — abweichend von den übrigen Ton- und Siltsteinen — ausschließlich Montmorillonit und Wechselschichtminerale auftreten. Die DTA der unbehandelten Proben brachte schließlich einen Kurvenverlauf, der mit Bentoniten übereinstimmt [endotherme Reaktion zwischen 650° und 720°, die nach MACKENZIE (1957) auf einen Montmorillonit hinweist, der nicht aus Illiten hervorgegangen ist; daraus wird dann auf eine glasreiche Ausgangssubstanz für den Montmorillonit geschlossen; vgl. a. GRIM & GÜVEN 1978]. Oberhalb — 102 m treten schließlich in der Schwermineralfraktion Glasfragmente auf, wie sie auch in den jüngeren Einheiten des Rotliegenden in der Wetterau nachgewiesen wurden (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a; vgl. Kap. 2.1.2).

Daß es sich bei den als veränderte Pyroklastika angesprochenen Sedimenten tatsächlich um Tuffe bzw. Tuffite handeln muß, ergab sich auch dadurch, daß sie nicht abgerollte idiomorphe Quarze (bis 1 mm Kantenlänge) in der Tracht des Hochquarzes führen (pseudohexagonale Dihexaeder, Taf. 1). Damit ist auch ein Hinweis darauf gegeben, daß es sich um saure Tuffe gehandelt hat. Vom ursprünglichen Mineralbestand sind neben den Quarzen noch säulenförmige Biotite erhalten.

Zusammen mit den Tuffen und Tuffiten treten auch relativ große (max. bis 10 mm), auffallend rosa gefärbte Kalifeldspäte in Feinsand- und Tonsteinen auf. Es liegt daher nahe, die Anlieferung dieser Feldspäte mit dem Aufdringen saurer Vulkanite, wie sie etwa im Spessart und im Odenwald noch zugänglich sind, in Verbindung zu bringen, sei es als Abtragungsprodukte bereits entglaster Tuffe oder als primäre Auswürflinge.

Andererseits wird aus dem Saar-Nahe-Gebiet an der Wende von der Tholeyer zur Nahe-Gruppe das plötzliche Auftreten von Arkosen mit frischen, auffallend rosa gefärbten Kalifeldspäten beschrieben (FALKE 1969 a, SCHÄFER 1965). Bei Annahme eines trogachsenparallelen Transportes wenigstens der Sandfraktion im Saar-Nahe- und im Hessischen Trog böten die entsprechenden Schichten als „Leithorizonte“ die Möglichkeit einer Parallelisierung der Schichtenfolgen im Saar-Nahe-Gebiet und in der Wetterau. Dieser Frage müßte allerdings noch im einzelnen nachgegangen werden.

Sollte sich darüber hinaus erweisen, daß der Reichtum an Kaolinit im unteren, grauen Teil des Profils ebenfalls durch die Diagenese saurer Tuffe bedingt ist, so wie es HEIM (1970) im Saar-Nahe-Gebiet nachwies, dann besteht in der Wetterau dasselbe Problem unterschiedlicher Diagenese chemisch übereinstimmender Tuffe wie im Saar-Nahe-Gebiet. Dort führen saure Tuffe einmal zur Ausbildung von „Kaolin-Tonsteinen“ und zum anderen zu den durch Wechsellagerungsminerale gekennzeichneten Hygrophylliten. Die Ursache der unterschiedlichen Diagenese bei — chemisch — vergleichbarer Ausgangssubstanz sieht HEIM (1971) in sekundären physikalischen Eigenschaften der Pyroklastika

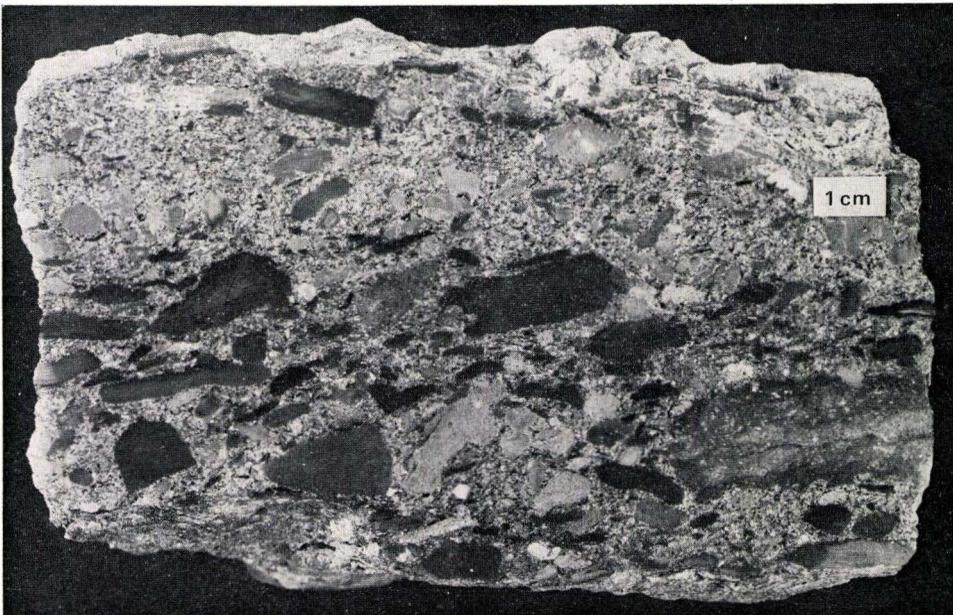


Abb. 4. Umgelagerter Tuff, Bg. Altenstadt I, — 88 m, Altenstadt-Schichten.

(z. B. dem Absorptionsvermögen für Wasser) und führt die kaolinitreichen Tonsteine auf Staub- und Aschen-Tuffe, die Hygrophyllite auf Bims-(Lapilli-)Tuffe zurück.

Im Zusammenhang mit dem Auftreten von Tuffen und Tuffiten war es wichtig, zu klären, ob die obere, braunrote Schichtenfolge der Bg. Altenstadt I bereits Rotliegendeinheiten zuzurechnen ist, die nach dem basaltischen Vulkanismus in der Wetterau abgelagert wurden, weil ihre Konglomerate Basaltgerölle führen.

Die intensive Suche nach solchen Geröllen im Probengut der gesamten Bohrung erbrachte jedoch das Ergebnis, daß zwischen der Endteufe und —193 m mit Sicherheit solche Gerölle nicht auftreten. Oberhalb —193 m ist ihr Vorkommen ebenfalls wenig wahrscheinlich, kann jedoch nicht ganz ausgeschlossen werden. Die Schwierigkeit der Identifikation liegt darin, daß die Gerölle mit Feldspatleistengefüge nur sehr klein sind (max. 4 mm ϕ) und bei dieser Korngröße und dem Erhaltungszustand die Gerölle nicht oder nicht immer von devonischen und karbonischen Diabasen oder Keratophyren unterschieden werden können. Als einziges Kriterium bei der Ansprache der permischen Basalte als Gerölle läßt sich nur blasenreiche, schaumige Ausbildung benutzen, die allerdings bei geringen Korngrößen kaum erkennbar bleibt. Gerölle blasenreicher Basalte sind aus anderen, anscheinend jüngeren Einheiten im Rotliegenden des Wetterau-Troges bekannt (Kap. 2.1.2), sie konnten jedoch in der Schichtenfolge der Bg. Altenstadt I nicht nachgewiesen werden.

Es bietet sich nun an, eine Unterteilung der Schichtenfolge der Bohrung mit dem ersten Auftreten von Tuffen bei —193 m vorzunehmen. Diese Grenzziehung ist jedoch aus kartiertechnischen Gründen wenig praktikabel, da dieser Tuff nur eine Mächtigkeit von 7 cm aufweist. Sedimentologisch sinnvoller ist eine Grenzziehung oberhalb des letzten grauen Rhythmus, der mit 8 m mächtigen Siltsteinen abschließt.

Das Profil der Bg. Altenstadt I soll daher an dieser Grenze in zwei Einheiten unterteilt werden. Die Schichtenfolgen von —150 m bis zur Endteufe werden nach den einzigen gesicherten Übertage-Vorkommen in Altenstadt, Ortsteil Lindheim, Lindheim-Schichten genannt (im folgenden werden überwiegend die alten, vor der kommunalen Neugliederung bestehenden Ortsnamen benutzt und nicht die neu eingeführten).

Lindheim-Schichten

Profile: Bg. Altenstadt I 1948/49 (NÖRING 1951 a; Abb. 5), Straßenanschnitt in Lindheim (1, KOWALCZYK 1967, LIETZ & KOWALCZYK 1973), Stbr. an der Naumburg nördlich Nidderau-Heldenbergen (2, FABER 1973)¹.

Obergrenze: Bg. Altenstadt I, —150 m.

Untergrenze: unbekannt, vermutlich dem Devon und Unter-Karbon der Taunus-Schwelle und/oder dem Kristallin der Spessart-Schwelle auflagernd.

Max. Mächtigkeit: mindestens 228 m.

Fossilführung: hygro- bis mesophile und mesophile Flora, Anthracosien, Ostracoden, Lebensspuren.

Die Schichten vom Stbr. an der Naumburg (2) können nur unter Vorbehalt zu den Lindheim-Schichten gestellt werden.

¹ Die Ziffern hinter Aufschlußangaben beziehen sich auf das Aufschlußverzeichnis (Kap. 5), das die genauen Lokalitätsangaben enthält, und auf die Aufschlußkarte (Abb. 34). Zitate hinter Aufschlußnummern verweisen auf Publikationen der entsprechenden Profile oder auf ihre Darstellung in Diplomarbeiten.

Die Schichtenfolge der Lindheim-Schichten setzt sich aus mindestens sieben, wahrscheinlich aber mehr, rhythmisch gegliederten Einheiten zusammen, die mit Grobkonglomeraten beginnen, sich in unterschiedlich körnigen Sandsteinen fortsetzen und mit Siltsteinen enden (diese Einheiten sollten jedoch nicht als Äquivalente von Formationsgliedern angesprochen werden). Die Siltsteine am Top der Rhythmen führen charakteristische Kalk- oder Sideritkongkretionen. Kohlige Substanz, die vor allem die Schichtenfolge kennzeichnet, tritt nicht nur in Form von Kohleschmitzen und dünnen Flözen auf, sondern auch feinverteilt im Sediment (dies nicht nur in feinkörnigen Schichten, sondern auch in Grobsandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten). In den beiden Tagesaufschlüssen handelt es sich dabei z. T. um inkohlte Humusgele, die das umgebende Sediment imprägnieren. Inkohlungsgradbestimmungen von Kohlen der Bg. Altenstadt I zeigten ein Gasflammkohlenstadium (NÖRING 1951 a).

Die Konglomerate an der Basis der Schichtenfolge (Bg. Altenstadt I 342 — 278 m) sind sehr schlecht sortiert, ihre Gerölle jedoch stets gerundet. Bis zu 1— cm ϕ große Gerölle „schwimmen“ dabei (matrix supported) ohne unmittelbaren Kontakt zu einem Geröll vergleichbarer Größe in einer Sand- und Feinkonglomeratmatrix.

An Geröllen treten in den Konglomeraten der Lindheim-Schichten auf (die nachfolgende Charakterisierung kann dabei für alle Konglomerate im Rotliegenden des Wetterau - Beckens gelten):

Q a r z (Gangquarz), dessen Herkunft mit den bisher üblichen Methoden meist nicht lokalisiert werden kann, der aber z. T. aus den Phyllit-Zügen des südlichen Taunus stammt.

Q u a r z i t e in großer Variationsbreite. Bis auf einen Typ sind alle Quarzite nicht metamorph überprägt. Ein Quarzittyp zeigt eine angedeutete Schieferung, er gleicht jedoch nicht den metamorphen Muskowit-Quarziten der Quarzit-Glimmerschiefer-Züge des Kristallinen Spessarts, sondern den geringmächtigen, schwach metamorphen Quarziten, die innerhalb der Phyllite des südlichen Taunus auftreten.

Phyllite aus dem „Metamorphen Vordevon-Zug“ des südlichen Taunus.

K a l k e und D o l o m i t e in zahlreichen Varietäten, die sich auf Grund ihrer Fossilführung von den mittel- und oberdevonischen Karbonaten des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges herleiten lassen. Ein Kalkgeröll aus Konglomeraten bei Lindheim (1) war durch Bleiglanz und Zinkblende vererzt (KOWALCZYK 1967). Der Zinkblendegehalt im Schwermineralspektrum der Lindheim-Schichten kann allerdings nicht aus solchen Vorkommen stammen, da die Zinkblende nicht abgerollt ist und auf Grund ihrer Instabilität einen weiten Transport nicht überstehen würde.

K e r a t o p h y r e, sauer bis intermediär, aus dem Devon und Karbon der Taunus-Schwelle (FABER & KOWALCZYK 1979).

D i a b a s e aus dem Devon und Kulm der Taunus-Schwelle.

K i e s e l s c h i e f e r obersilurischen bis devonischen Alters (ENGLER 1978), die ebenfalls von der südlichen Taunus-Schwelle stammen müssen.

G r a u w a c k e n, S a n d- und S i l t s t e i n e (selten) aus dem südlichen Rheinischen Schiefergebirge.

I n t r a f o r m a t i o n a l e G e r ö l l e von Kieselhölzern und Kohle.

NÖRING (1951a) beschrieb darüber hinaus auch Granitgerölle. Im zur Verfügung stehenden Bohrgut konnten solche Gerölle allerdings nicht nachgewiesen werden, wohl

Abb. 5.
Die Bohrung Altenstadt I.

Profil:

- 1 — Konglomerate;
- 2 — Sandsteine;
- 3 — Silt- und Tonsteine;
- 4 — Basalt;
- 5 — Tuffe, Tuffite;
- 6 — Kohleflöze;
- Rotfg. — Rotfärbung;
- Konkr. — karbonatische Konkretionen.

Feldspäte:

- KF — Kalifeldspäte;
- P — Plagioklase (einschl. Albit).

Tonminerale:

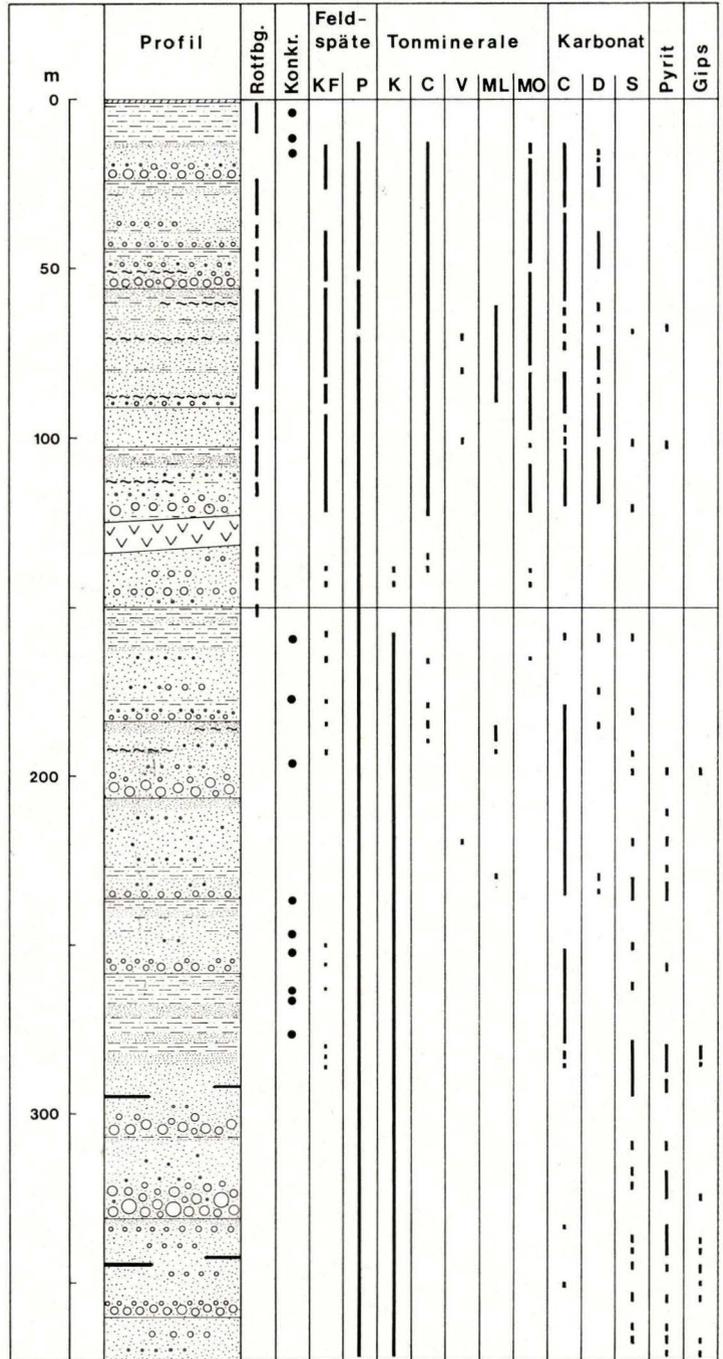
- K — Kaolinit;
- C — Chlorit;
- V — Vermikulit;
- ML — mixed layers;
- MO — Montmorillonit.

Karbonate:

- C — Calcit;
- D — Dolomit;
- S — Siderit.

Schwerminerale:

- 7 — Turmalin;
- 8 — Zirkon;
- 9 — Rutil/Anatas;
- 10 — Granat;
- 11 — Zinkblende;
- S — Staurolith;
- A — Hornblende;
- P — Pyroxen;
- E — Epidot;
- G — vulkanische Gläser.



aber Gerölle mit graphophrischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat, die als Geröll Graniten ähneln; solche Gesteine kommen auch innerhalb des „Metamorphen Vordevons“ des südlichen Taunus vor.

Der Geröllbestand läßt sich somit nicht von der südlichen Spessart-Schwelle herleiten, sondern mit Ausnahme der intraformationalen Gerölle ausschließlich von der nördlichen Taunus-Schwelle.

In der Sandfraktion tritt jedoch im Schwermineralspektrum ein Mineral, der Staurolith, auf, der von der südlichen Schwelle aus der Staurolith-Paragneis-Serie hergeleitet werden muß (Bg. Altenstadt I bei — 227 m). Auch für den hohen Feldspatgehalt in der Sandfraktion findet sich in der Taunus-Schwelle kein Liefergebiet. Für seine Herkunft kommt nur ein Kristallgebiet in Frage, für das sich der nördliche Spessart und der nördliche Odenwald anbieten. Auch ein Teil des übrigen Schwermineralbestandes könnte von dieser Kristallin-Schwelle stammen, z. B. der Granat, Epidot, Korund, aber auch der Zirkon und der Turmalin, nur läßt sich dies bisher nicht nachweisen, da diese Minerale auch im Rheinischen Schiefergebirge zur Verfügung stehen (PRASHNOWSKI 1957, HENNINGSEN 1966).

Die Konglomerate sind, wie die beiden Tagesaufschlüsse zeigen, in Form von Rinnen abgelagert und keilen randlich rasch aus oder gehen in die benachbarte Rinnenfüllung über.

Sandsteine zeigen überwiegend großdimensionale, bogige Schrägschichtung (Serienhöhe 10 cm bis über 1 m). Karbonatisches Bindemittel ist überwiegend calcitisch und ankeritisch ausgebildet, seltener dolomitisch.

Ferner tritt ein Sandsteintyp auf, der im übrigen Rotliegenden der Wetterau fehlt: Fein- bis mittelkörnig, gut sortiert und sehr fein horizontal laminiert. Die einzelnen Laminae zeigen dabei kohlige Beläge. Am meisten gleichen die Sandsteine den Kohlen-sandsteinen des (paralischen) Oberkarbons (Bg. Altenstadt I, 288 — 282 m).

Die Fossilführung der Lindheim-Schichten ist verhältnismäßig reich, wenn auch wegen des Mangels an Aufschlüssen nicht sehr viele Reste artlich bestimmt werden konnten (det. F. SCHAARSCHMIDT, Frankfurt a. M.).

Bg. Altenstadt I:

Callipteris conferta (STERNBERG) BRONGNIART (Abb. 6)

Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN (Abb. 6)

Cordaites sp.

Calamites sp.

Anthracosia sp.

unbestimmbare Ostracoden (NÖRING 1951 a)

Stbr. an der Naumburg (2, SCHAARSCHMIDT 1973):

Callipteris conferta (STERNBERG) BRONGNIART

Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN

Ernestiodendron filiciforme (SCHLOTHEIM) FLORIN

Pecopteris arborescens SCHLOTHEIM

Pecopteris acuta BRONGNIART

Odontopteris subcrenulata ROST

Sphenophyllum oblongifolium GERMAR & KAULFUSS

Calamites suckowi BRONGNIART

(*Annularia*)

Cordaites sp.

(*Trigonocarpus*)

Verkieselte Koniferenhölzer

Die Pflanzenreste, die GEINITZ (1861/62) nach Angaben von R. LUDWIG anführt, sind hier nicht wiedergegeben, da sie nicht revidiert sind.

Da in der Bg. Altenstadt I bei —237 m *Callipteris conferta* nachgewiesen wurde, soll davon ausgegangen werden, daß wenigstens bis zu dieser Teufe Rotliegendes (bzw. Unterperm) vorliegt. Bis zur Endteufe erfolgt kein Wechsel in den Merkmalen; daher besteht keine Notwendigkeit, innerhalb der Lindheim-Schichten eine weitere Grenze zu ziehen und einen Schichtverband aus dem Rotliegenden auszugliedern. Die Frage einer Systemgrenze innerhalb der Lindheim-Schichten bleibt davon unberührt.

Zu Beginn der Sedimentation haben die heutigen Vorkommen der Lindheim-Schichten möglicherweise relativ nahe am Abtragungsgebiet gelegen, denn die basalen Konglomerate können nach Gefüge und Sortierung als Schwemmfächer- oder Schuttstrom-Sedimente angesprochen werden. Die späteren Rhythmen scheinen dagegen die Ablagerungen mäandrierender Flüsse darzustellen. Als limnische Sedimente sind die mehrere Meter mächtigen Siltsteine mit ihrer reichen hygrophilen Flora und gelegentlichen Anthracosien aufzufassen. Auf Grund der reichen Pflanzenführung und der artlichen Zusammensetzung der Pflanzengemeinschaft kann das Klima zur Zeit der Lindheim-Schichten als warm-humid, mit ausgeglichener und ständiger Wasserführung, bezeichnet werden. Sedimentation und Milieu ähneln denjenigen in den oberkarbonischen, intramontanen Senken und auch das Florenbild trägt noch deutlich die Züge des Oberkarbons.

Die Lindheim-Schichten sind nur in dem eng begrenzten Gebiet zwischen Naumburg, Altenstadt und Lindheim nachgewiesen, und die gegebene Charakterisierung gilt daher nur für dieses Gebiet (Abb. 7). Gesteine in der Fazies der Lindheim-Schichten und auch mögliche zeitliche Äquivalente sind aber offensichtlich nur in einem schmalen Bereich

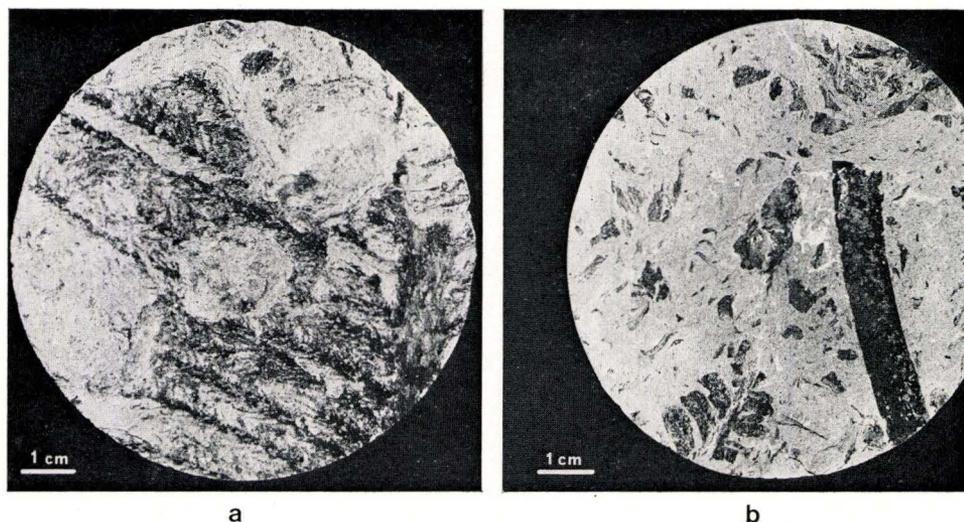


Abb. 6. a: *Lebachia piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN, Bg. Altenstadt I, —281 m, Lindheim-Schichten; SM. B 13201.

b: *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, Bg. Altenstadt I, —237 m, Lindheim-Schichten; SM. B 13202.

Mit SM. B-Nummern gekennzeichnete Stücke sind im Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M., Paläobotanische Section, hinterlegt.

des zentralen Wetterau-Beckens sedimentiert worden (Abb. 29, Kap. 4); ältere Rotliegend-Sedimente oder Oberkarbon in größerer Mächtigkeit sind nicht zu erwarten. Am Spessartnordrand, am Taunussüdrand, auf dem Sprendlinger Horst und westlich Bad Vilbel sind die Lindheim-Schichten wahrscheinlich nicht abgelagert worden. Ihre Verbreitung im Streichen des Hessischen Troges nach Osten hin ist unbekannt. Doch sind in Nordfranken (TRUSHEIM 1964) und Osthessen (SCHÄFER 1969) und im Richelsdorfer Gebirge Gesteine in der Fazies der Lindheim-Schichten nicht nachgewiesen.

2.1.2. Altstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten

Über den Lindheim-Schichten folgt ein Schichtkomplex, der die feinklastische, rotgefärbte Einheit (Abb. 3) im unmittelbaren Liegenden des Zechsteins unterlagert. Unter- und Obergrenze dieses Komplexes lassen sich gut fassen: Die Untergrenze ist durch die

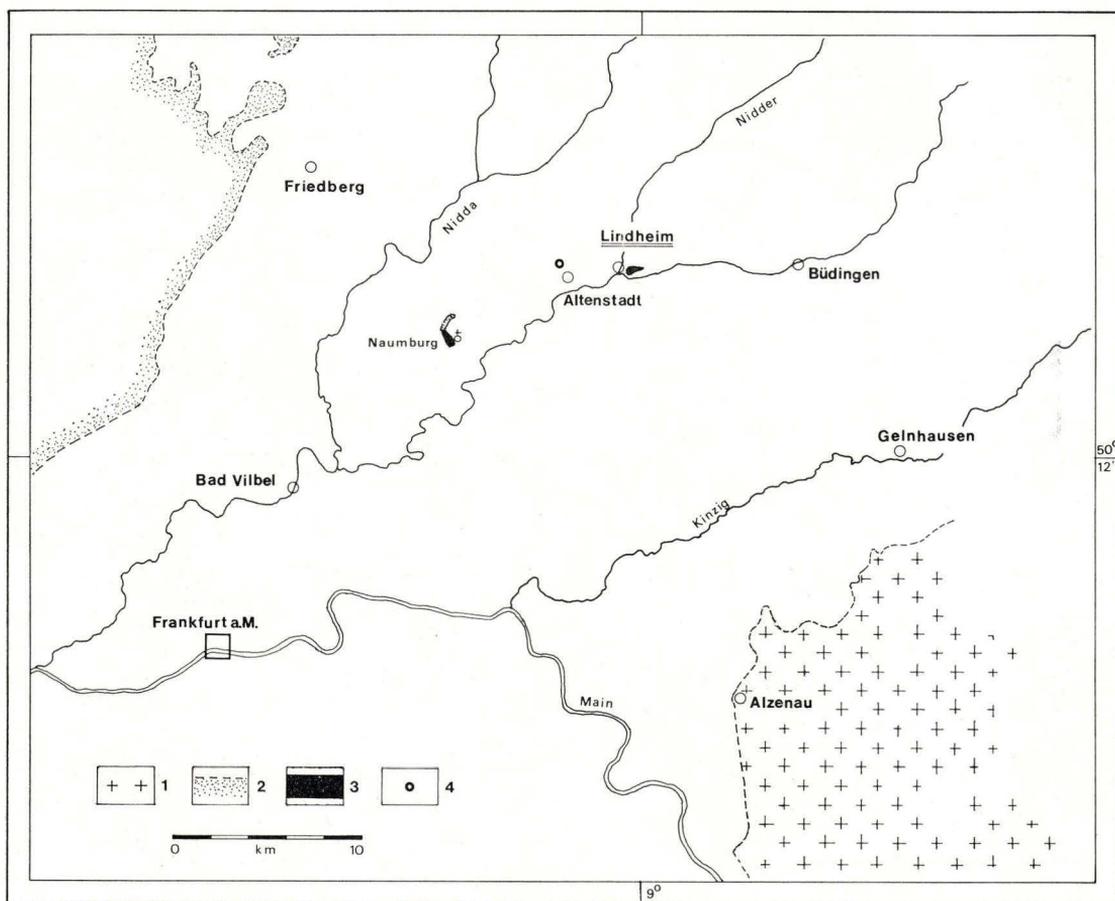


Abb. 7. Oberflächennahe Verbreitung der Lindheim-Schichten.

1 — Spessartkristallin; 2 — Taunusrand; 3 — Lindheim-Schichten; 4 — Bohrung.

Bestimmung der Obergrenze der Lindheim-Schichten festgelegt, die Obergrenze kann mit dem Top des jüngsten Rhythmus gezogen werden, der Konglomerate mit Basaltgeröllen führt. Dieser Schichtkomplex ist in sich differenziert und gliederbar. Es ist jedoch nicht möglich, alle Grenzen innerhalb dieses Komplexes bankmäßig festzulegen. Deshalb werden die Einheiten nicht als (formale) Formationen bezeichnet und gemeinsam dargestellt.

Aufbau, Ausbildung und relatives Alter der Schichten im Hangenden der Lindheim-Schichten sind durch die Bg. Altstadt I gegeben. Unterhalb der obersten feinklastischen Einheit des jüngsten Rotliegenden treten jedoch im Wetterau-Becken Schichten mit sehr groben Konglomeraten auf, wie sie im Profil der Bg. Altstadt I nicht vorkommen. Kennzeichen dieser Konglomerate sind Gerölle permischer Basalte in Korngrößen bis über 20 cm ϕ und Korngrößen der übrigen Gerölle bis über 10 cm ϕ . Diese Konglomerate sind demnach nach einem permischen Basaltvulkanismus in der Wetterau und nach dem Eintreten von Bedingungen, die erneut zur Anlieferung sehr groben Materials führten, abgelagert worden. Solange im Profil der Bg. Altstadt I keine solchen Konglomerate nachgewiesen werden können, sollten diese beiden Einheiten als altersverschieden angesehen werden. Da die basaltgeröllführenden Konglomerate die oberste feinklastische Einheit des Rotliegenden im Wetterau-Becken unmittelbar unterlagern, müssen sie jünger sein als die braunroten Schichten der Bg. Altstadt I im Hangenden der Lindheim-Schichten. Als Abgrenzungskriterium zwischen diesen beiden Einheiten wird somit nicht das Auftreten basischer Vulkanite selbst benutzt, das sich schon aus kartiertechnischen Gründen verbietet, sondern das erste Auftreten von Abtragungsprodukten dieser Vulkanite. In unmittelbarer räumlicher Nachbarschaft zu diesen verhältnismäßig gut abgrenzbaren Einheiten tritt jedoch eine weitere Fazies auf, die wesentlich mehr Pelite führt, als die braunrote Schichtenfolge der Bg. Altstadt I und deren Konglomerate keine Basaltgerölle enthalten. Ihre Obergrenze ist mit dem ersten Auftreten von basaltgeröllführenden Konglomeraten oder dem Basalt selbst zu ziehen, ihre Untergrenze ist jedoch nicht sicher festzulegen. Bei allen Betrachtungen zur paläogeographischen und strukturellen Entwicklung im Unterperm des Wetterau-Troges müssen diese beiden Einheiten im Liegenden der basaltgeröllführenden Konglomerate daher als zusammengehöriger Komplex behandelt werden.

Altstadt-Schichten

Profil: Bg. Altstadt I, — 150 m bis 0 m (NÖRING 1951 a, Taf. 2), Gemeindesteinbruch Altstadt (v. REINACH 1892, 1899 a), Weganschnitt nördlich Altstadt (3, KOWALCZYK 1967).

Untergrenze: Bg. Altstadt I, — 150 m (Obergrenze Lindheim-Schichten).

Obergrenze: kann nicht genau festgelegt werden, sie liegt oberhalb des Profils vom Gemeindesteinbruch Altstadt, der sich an das Profil der Bg. Altstadt I anschließt und oberhalb des Profils des Weganschnittes nördlich Altstadt (3).

Mächtigkeit: mindestens 180 m.

Fossilführung: hygro- bis mesophile und mesophile Flora, Stegocephalen, Anthracosien, Ostracoden, Conchostraken, Lebensspuren (v. REINACH 1892, 1899 a).

Die Schichtenfolge ist nur in der Bg. Altstadt I nahezu lückenlos erfaßt, die geringflächig übertage verbreiteten Vorkommen zeigen dagegen nur die obersten Abschnitte der Altstadt-Schichten (Abb. 8). Sie werden daher nach dem Ort der Bg. Altstadt I benannt.

Die Altstadt-Schichten setzen sich generell aus denselben Sedimenttypen zusammen — Konglomerate, Sand- und Siltsteine — wie die liegenden Lindheim-Schichten.

Es haben sich jedoch einige lithologische und sedimentpetrographische Merkmale geändert, wie bei der Aufstellung der Lindheim-Schichten angegeben und in Abb. 5 dargestellt, die eine Abgrenzung gegen diese ermöglichen.

Der Profilaufbau ist wieder, wie im Rotliegenden des Wetterau-Beckens überhaupt, durch Grob-zu-fein-Rhythmen (Sohlbankzyklen) gegliedert. Die einzelnen Rhythmen haben dabei Mächtigkeiten im Bereich von 10 m.

Die basalen Konglomerate eines Rhythmus halten — soweit sich dies an Hand des einzigen Tagesaufschlusses belegen läßt — lateral nicht durch und weisen geringere Korngrößen auf als die im Liegenden (kaum über 5 cm ϕ). An der Basis der Altstadt-Schichten nimmt der Anteil der Gerölle aus dem „Metamorphen Vordevon“ des südlichen Taunus (Phyllite) auffällig zu. Die Gesamtheit der Gerölle stammt wie im Lie-

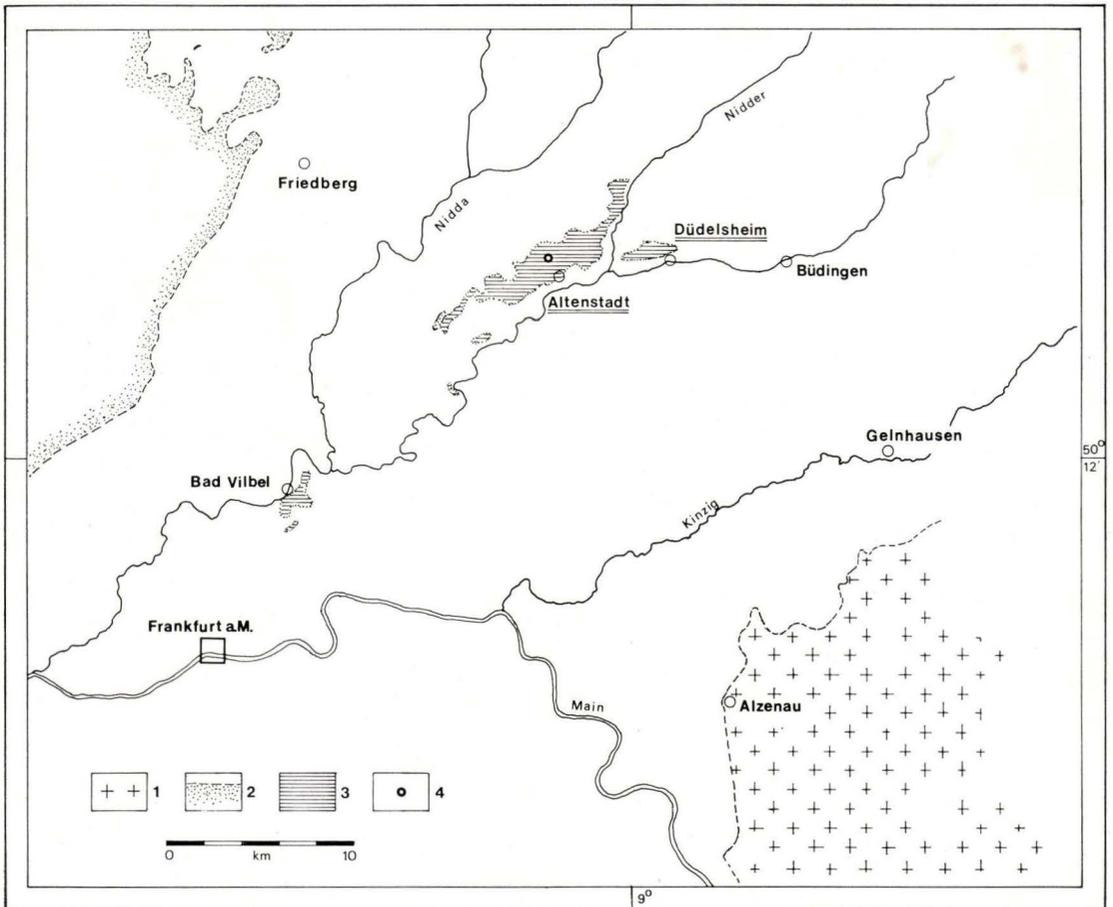


Abb. 8. Oberflächennahe Verbreitung der Altstadt- und Düdelsheim-Schichten.
 1 — Spessart-Kristallin; 2 — Taunusrand; 3 — Altstadt- und Düdelsheim-Schichten; 4 — Bohrung.

genden von der Taunus-Schwelle (ausgenommen die intraformationalen Kieselholz- und Pelitgerölle). Über das — wenn auch seltene — Vorkommen von Staurolith (Bg. Altstadt I, — 56,5 bis — 60,0 m) läßt sich jedoch auch eine zeitweilige Zufuhr von Material in der Sandfraktion aus der Spessart-Schwelle belegen.

Sandsteine zeigen häufig großdimensionale, bogige Schrägschichtung, daneben auch Horizontalschichtung; in Feinsandsteinen sind Strömungsmarken (flute casts) verhältnismäßig häufig. Siltsteine sind überwiegend flaserig geschichtet, die seltenen Tonsteine meist laminiert. Sporadisch auftretende Regentropfeindrücke und Trockenrisse weisen auf gelegentliches Trockenfallen einzelner Ablagerungsbereiche.

Karbonatisches Bindemittel ist meist calcitisch, in Nachbarschaft zu Pyroklastika auch dolomitisch und im unteren Teil der Altstadt-Schichten auch ankeritisch ausgebildet (darin zeigen sich dann Übergänge zu den Verhältnissen in den liegenden Lindheim-Schichten).

Der entscheidende Unterschied zu den Lindheim-Schichten, der auch kartiertechnisch verwendbar ist, liegt jedoch darin, daß die Ton-, Silt- und Feinsandsteine überwiegend braunrot gefärbt sind (Konglomerate und Grobsandsteine sind wie in den Lindheim-Schichten meist grau). Außerdem treten die bereits behandelten Tuffe und Tuffite auf (Abschn. 2.1.1); die übrigen petrographischen Merkmale der Altstadt-Schichten sind in Abb. 5 dargestellt. Pflanzenreste sind nicht mehr kohlig, sondern als Abdrücke erhalten, organische Substanz tritt ganz zurück und damit verschwinden auch die petrographischen und geochemischen Merkmale, die auf den Reichtum organischer Substanz im Ablagerungsraum und seine Erhaltung zurückgehen, wie Pyrit (bzw. Gips), Ankerit, Zinkblende und die Graufärbung.



Abb. 9. „Anthracosien“, Bg. Altstadt I, — 66 m, Altstadt-Schichten.

Dennoch ist auch diese Einheit noch reich an Faunen- und Florenresten. Aufschlußbedingt stammen die meisten aus dem Rotliegenden der Wetterau bekannten Fossilien aus den Altstadt-Schichten (und zwar aus dem seit 1950 verfüllten Gemeindesteinbruch Altstadt). Der Reichtum an Pflanzen, Ostracoden, Fischen, Amphibien und Mollusken (v. REINACH 1899 a, NÖRING 1951 a) und die auf Bodenleben hinweisenden Gefügemerkmale wie Röhrenbauten und Bioturbation (NÖRING 1951 a, KOWALCZYK 1967) kennzeichnen ein für das Rotliegende relativ lebensfreundliches Milieu mit einem ausreichenden Wasserangebot.

Die Faunen- und Florenangaben von v. REINACH (1892: 16, 17; 1899 a: 6, 7) sollen hier nicht wiedergegeben werden, da sie nomenklatorisch nicht überarbeitet sind.

Wenn auch auf Grund des Fehlens lückenloser Profile (aus der Bg. Altstadt I stehen aus diesem Profilabschnitt nur, wenn auch sehr dicht genommene, Einzelproben zur Verfügung) eine Charakterisierung des Ablagerungsraumes über die Sedimentologie nicht möglich ist, ist dennoch ein fluviatiles Milieu (möglicherweise eines mäandrierenden Flusses) über weite Teile der Abfolge am wahrscheinlichsten. Das häufige Vorkommen von *Anthracosia* (Abb. 9) und das Bodenleben belegen andererseits auch stehende Gewässer.

Über den Altstadt-Schichten läßt sich im Gelände eine weitere Fazies aushalten, deren Grenze zu den Altstadt-Schichten allerdings nicht bankmäßig festgelegt werden kann. Sie sollen nach einem typischen Profil in Düdelsheim (Stadtteil von Büdingen) benannt werden.

Düdelsheim-Schichten

Typische Profile: Weinberg Düdelsheim (4), Weganschnitt südlich Altstadt-Rodenbach (5), Hang südlich Leustadt (24, alle KOWALCZYK 1967).

Untergrenze: kann nicht genau festgelegt werden, s. Obergrenze Altstadt-Schichten.

Obergrenze: Basis erster permischer Basalt (Schöneck-Büdesheim, 6, 7; Hanganschnitt nördlich Lindheim, 8), bzw. erstes Auftreten von Konglomeraten mit Geröllen permischer Basalte.

Mächtigkeit: mindestens 100 m, wahrscheinlich bis 200 m.

Fossilführung: meist unbestimmbare Pflanzenreste, Ostracoden, Conchostraken, unbestimmbare Fischreste (v. REINACH, 1899 a, b).

Die angegebenen Grenzen sind nur theoretisch festgelegt und die Aufstellung dieser Einheit darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß weder die Berechtigung, diese Schichtenfolge aus den Altstadt-Schichten auszugliedern, noch ihre selbständige Existenz völlig gesichert sind. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Düdelsheim-Schichten nur die sedimentologische Fortsetzung der Altstadt-Schichten in Form eines Großrhythmus darstellen oder daß sie wenigstens zum Teil die fazielle Vertretung der Altstadt-Schichten sind. Sollte sich dies erweisen, dann wären beide Einheiten sinnvoller als Altstadt-Schichten zusammenzufassen.

Auch die Festlegung der Obergrenze enthält mögliche Fehlerquellen. Sie ist durch das erste Auftreten von Konglomeraten mit Basaltgeröllen bestimmt, das heißt, daß dann noch Düdelsheim-Schichten vorliegen, wenn Basaltgerölle nicht nachzuweisen sind. Gegen ein solches Vorgehen, auch wenn es nur in einem sehr engen Raum geschieht, können jedoch grundsätzliche Einwände erhoben werden, denn das Fehlen eines Gerölltyps oder eines geologischen Phänomens überhaupt sollte wegen der Vielfältigkeit der möglichen Ursachen nicht als Abgrenzungskriterium benutzt werden. So besteht also bei den Düdelsheim-Schichten durchaus die Möglichkeit einer Revision.

Zur Obergrenze ist ferner zu bemerken: Am Hanseberg bei Lindheim sind schon seit v. REINACH (1899 a) zwei bislang nur durch Lesesteine nachweisbare „Melaphyr“-Vorkommen bekannt. KLÜPFEL (1955) hat das permische Alter dieser Basalte bestritten und sie in das Tertiär eingestuft. Auch ich habe diese Basalte (1967) nicht von stark zersetzten tertiären Basalten, wie sie in der Wetterau — wenn auch selten — auftreten, unterscheiden können. Durch Baumaßnahmen ist das westliche dieser beiden Vorkommen (8) kurzfristig aufgeschlossen gewesen. Dabei zeigt sich, daß der völlig zersetzte und in einer Mächtigkeit von mindestens 3 m erhaltene Basalt den mit 20° nach Norden einfallenden Rotliegend-Siltsteinen konkordant aufliegt. Es kann sich somit bei Berücksichtigung des Reliefs und der Höhenlage der tertiären Basalte der unmittelbaren Umgebung nicht um einen tertiären Deckenrest handeln, wohl aber um einen permischen. Der Basalt ist an der Basis sehr stark blasig ausgebildet (mit Calcit-Mandeln und senkrecht auf dem Kontakt stehenden Blasenröhren), so daß nicht wahrscheinlich ist, daß es sich um einen Gang tertiärer Basalte handelt. Auch der Zersetzungsgrad ist für tertiäre Basalte der Wetterau ungewöhnlich, wenn auch nicht ausgeschlossen. Dennoch scheint mir heute wahrscheinlicher, daß es sich um einen Rest eines permischen effusiven Basaltes handelt und nicht um einen tertiären oder permischen Lagergang. Sollte dies zutreffen, dann wäre damit die Basis eines permischen Basaltes in der Wetterau aufgeschlossen, die somit zur Festlegung der Obergrenze der Düdelsheim-Schichten benutzt werden könnte.

Der Grund, diese Einheit trotz der angegebenen Schwierigkeiten aufzustellen, liegt darin, daß sich im Gebiet Altstadt—Düdelsheim an die Sedimente der Altstadt-Schichten räumlich Gesteine anschließen, die in vielem zwar den Altstadt-Schichten ähneln, deren Profile jedoch einen abweichenden Aufbau zeigen.

Die wesentlichen Unterschiede zu den Altstadt-Schichten sind eine Zunahme der Silt- und Tonsteine und des Kalkgehaltes in der Schichtenfolge sowie die Abwesenheit von Grobkonglomeraten und eine Abnahme der Feldspatführung. Tuffe und Tuffite sind möglicherweise vorhanden (z. B. im Gebiet westlich Düdelsheim), jedoch konnte Tuffnatur der vermuteten Pyroklastika nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden. Von den jüngeren Einheiten unterscheiden sich die Düdelsheim-Schichten durch die Abwesenheit von Basaltgeröllen.

Der Aufbau der im Raum Engelthal — Düdelsheim — Leustadt zutage tretenden Schichtenfolge (Abb. 8) ist durch Schurfprofile und einige Bohrungen in Umrissen bekannt (KOWALCZYK 1967). Ein detaillierter Profilschnitt, wie er für die übrigen Einheiten gegeben werden kann, soll hier jedoch nicht dargestellt werden, da er zu wenig gesichert wäre. Der generelle Aufbau ist aus Abb. 26 ersichtlich (Abschn. 2.3).

Die Düdelsheim-Schichten sind im wesentlichen gekennzeichnet durch mächtige Ton-, Silt- und Sandsteine, die von geringmächtigen Konglomeraten unterbrochen werden. Die Konglomerate sind rinnenförmig abgelagert und halten lateral nur wenige 10 m durch. Ihre Korngrößen sind allgemein geringer als im Liegenden (im Mittel 1—2 cm ϕ). Der Anteil karbonatisch gebundener Sand- und Siltsteine nimmt nach oben hin zu, bis in Nähe der (vermuteten) Obergrenze dm-mächtige Mergel und Kalke auftreten (im Gebiet westlich Düdelsheim). In den Sandsteinen ist stellenweise großdimensionale Schrägschichtung zu beobachten und gelegentlich treten Strömungsmarken auf.

Die schlecht sortierten Konglomerate führen überwiegend Gerölle von der Taunus-Schwelle; östlich Altstadt (Aufschluß 5) konnte jedoch auch ein Geröll aus den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen des Spessarts nachgewiesen werden (KOWALCZYK 1967). Damit steht auch das gelegentliche Auftreten von Staurolith in Einklang (FABER 1975).

Die Schwermineralführung gleicht im übrigen der in den Altstadt-Schichten; Granat ist allerdings nur lagenweise häufig, außerdem fehlt die in den Altstadt-Schichten

noch sporadisch auftretende Zinkblende. Vorhanden sind dagegen auch in den Düdelsheim-Schichten Glasfragmente (z. B. in Aufschluß 8).

Im Mineralbestand gleichen die Düdelsheim-Schichten weitgehend den Altenstadt-Schichten. Neben dem vorherrschenden Plagioklas tritt im Feldspatbestand auch Kalifeldspat auf, allerdings weniger häufig als in den Altenstadt-Schichten. Im Tonmineralbestand kommt neben dem dominierenden Illit und Chlorit sowie Wechselschichtmineralen und Vermikulit, abweichend von den Altenstadt-Schichten, auch Kaolinit vor. Hier ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Proben aus den Düdelsheim-Schichten ausschließlich aus den der Verwitterung unterliegenden Schurfprofilen stammen, während aus den Altenstadt-Schichten Kernmaterial zur Verfügung stand. Insgesamt läßt sich ein grundlegender petrographischer Unterschied zwischen diesen beiden Einheiten nicht belegen, wohl aber hat sich die mengenmäßige Verteilung der Sedimenttypen geändert.

Die feinkörnigen Sedimente der Düdelsheim-Schichten sind noch relativ reich an — wenn auch meist unbestimmbaren — Pflanzenresten. Gattungsmäßig bestimmbar waren nur Walchien östlich Lindheim (v. REINACH 1899 b). Die Pflanzenreste treten stellenweise auch in Lebensstellung auf und bilden den bisher einzig bekannten Wurzelbodenhorizont im Rotliegenden des Wetterau-Beckens (an der ‚Kerlesmühle‘ östlich Altenstadt, KOWALCZYK 1967). Außerdem sind noch unbestimmbare Fischreste, Ostracoden, Estherien (v. REINACH 1899 a, b) und Weidespuren (KOWALCZYK 1967) bekannt.

Der Ablagerungsraum ist anscheinend in noch stärkerem Maße als bei den Altenstadt-Schichten durch stehende Gewässer (Seen, Altarme) gekennzeichnet, in den stellenweise und zeitweilig fluviatile grobklastische Einschüttungen erfolgten. Die durchgehend braunroten Sedimentfarben (auch der Konglomerate) könnten geringeren Anfall an organischer Substanz in Verbindung mit geringerer Wassertiefe und weniger ausgeglichener Wasserführung andeuten.

Die Vorkommen von Bad Vilbel

Das im Stadtgebiet von Bad Vilbel verbreitete Rotliegende weicht lithologisch von allen anderen Einheiten ab. Seine Stellung innerhalb der Rotliegendabfolge der Wetterau ist jedoch nicht gesichert, es wird deshalb gesondert behandelt.

Die wenigen zugänglichen Profile (23) zeigen braunrote und grau gelbe, feldspatreiche Grobsandsteine mit Einzelgeröllen oder Konglomeratinseln und Konglomerate. Feinsand-, Silt- und Tonsteine treten nur untergeordnet auf.

Die Konglomerate liegen stets als wenig durchhaltende Rinnenfüllungen vor. Sie sind schlecht sortiert [z. T. mit matrixgestütztem (matrix supported) Gefüge] und nur undeutlich geschichtet, die Gerölle sind jedoch stets gerundet. Ihr Geröllbestand (mit Korngrößen bis über 10 cm ϕ) gleicht dem der Altenstadt-Schichten, Gerölle permischer Basalte fehlen. Die Grobsandsteine zeigen überwiegend großdimensionale, bogige Schrägschichtung mit wechselndem Einfallen der Schrägschichtungsblätter.

Grobsandsteine und Konglomerate waren ursprünglich stets braunrot gefärbt, die heute oft zu beobachtende Graufärbung geht auf eine Entfärbung durch tertiäre Kohlen säuerlinge zurück (kenntlich am vollständigen Zersatz der Feldspäte). Die Schichtenfolge ist auffällig reich an Kieselholzgeröllen und verkieselten Stammresten.

Gefüge und Sequenz könnten auf Ablagerungen eines distalen Schwemmfächers (alluvial fan) oder eines verflochtenen Flußsystems (braided river) schließen lassen.

Lithologisch ähneln die Rotliegend-Sedimente von Bad Vilbel sehr stark den grobklastischen Anteilen der Tholeyer Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes und wurden deshalb auch von den meisten bisherigen Bearbeitern mit der Tholeyer Gruppe (bzw. den Tholeyer Schichten) parallelisiert (v. REINACH 1892, WIESNER 1964).

Nach Ausbildung und Abfolge ist das Rotliegende von Bad Vilbel kein Äquivalent der Lindheim-Schichten, die in ihrem basalen Teil als schwellenrandnahe Ablagerungen vorliegen; allenfalls sind gewisse Ähnlichkeiten mit dem Vorkommen an der Naumburg (2) gegeben. Ebenso können sie kein randnäheres Äquivalent der obersten feinklastischen Einheit oder der basaltgeröllführenden Konglomerate darstellen. Einmal fehlen den Konglomeraten die Gerölle permischer Basalte und zum anderen sind die genannten Einheiten (Schöneck- und Bleichenbach-Schichten, Abschn. 2.1.3) unmittelbar östlich der Vorkommen von Bad Vilbel, von diesen durch eine Störung getrennt, nachgewiesen worden. So bleibt, daß die Sandsteine und Konglomerate von Bad Vilbel zu einer eigenen, sonst nicht erschlossenen oder erkannten Einheit gehören, die jünger ist als die Lindheim-Schichten und älter als die basaltgeröllführende Einheit (Schöneck-Schichten), oder daß sie eine randliche Fazies der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten darstellen. Mit letzter Sicherheit kann diese Frage gegenwärtig nicht beantwortet werden. Dennoch ist es am wahrscheinlichsten, daß die Sandsteine und Konglomerate von Bad Vilbel eine randliche oder randnähere Fazies der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten sind. Man könnte sie deshalb auch einer eigenen Einheit zuordnen und mit dem Namen Bad-Vilbel-Schichten belegen. Dies soll jedoch unterbleiben, da ihre Stellung innerhalb der Rotliegendabfolge der Wetterau zu wenig gesichert ist.

Die Vorkommen von Bad Vilbel liegen im übrigen im Streichen der Achse des Wetterau-Troges. In ihrer randnahen Ausbildung würde sich, folgte man der hier gegebenen Deutung, das alte Querelement bemerkbar machen, das zur Zeit der Lindheim-Schichten den Hessischen vom Saar-Nahe-Trog trennte (Kap. 4).

Schöneck-Schichten

Die Düdelsheim-Schichten werden überlagert von einer Sedimentfolge, die im Gebiet von Schöneck (S.-Kilianstädten, S.-Büdesheim, S.-Oberdorfelden) und Nidderau (N.-Windecken, N.-Heldenbergen) in typischen Profilen aufgeschlossen ist. Sie soll daher als Schöneck-Schichten bezeichnet werden.

Typische Profile: Neuberg bei Kilianstädten (9, WIESNER 1964, LEHMANN 1966), Bahnhof Nidderau (10, BEST 1966).

Untergrenze: erstes Auftreten von Konglomeraten mit Basaltgeröllen bzw. Basis des ersten Basaltes (Büdesheim, 6, 7; Lindheim, 8).

Obergrenze: oberste Kalkbank des letzten Rhythmus mit basaltgeröllführenden Konglomeraten (Neuberg bei Kilianstädten, 9, WIESNER 1964).

Mächtigkeit: mindestens 150 m, wahrscheinlich um 250 m.

Fossilführung: hygro- bis mesophile und mesophile Flora, Stegocephalen, *Acanthodes*, Ostracoden.

Die Schichtenfolge, deren Aufbau in Abb. 10 kompiliert wiedergegeben wird, da eine lückenlose Abfolge nirgends aufgeschlossen ist, setzt sich aus 5 bis 15 m mächtigen Kleinrhythmen zusammen, die in ihrer Ausbildung von denen in den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten etwas abweichen. Sie beginnen im unteren Teil der Schöneck-Schichten mit Grobkonglomeraten über Erosionsdiskordanzen. Wie schon in den liegenden Einheiten nimmt die durchschnittliche Korngröße der Konglomerate innerhalb der Schöneck-Schichten nach oben hin diskontinuierlich ab. Im Gegensatz zu den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten treten jetzt jedoch wieder maximale Kongrößen bis 10 cm ϕ (ausgenommen Vulkanitgerölle) innerhalb der schlecht sortierten, aber stets gut gebankten und deutlich geschichteten Konglomerate auf. Der Geröllbestand ist derselbe, der schon in den Lindheim-Schichten anzutreffen war und der nahezu aus-

schließlich von der Taunus-Schwelle stammt. Material von der Spessart-Schwelle, wie es v. REINACH (1899 a: 11) angibt, konnte in der Geröllfraktion trotz intensiver Suche nicht nachgewiesen werden. Als wesentliches Kennzeichen führen diese Konglomerate jedoch stark blasige, schaumige oder dichte Gerölle permischer Basalte („Melaphyre“) in Korngrößen bis über 20 cm ϕ . Diese Korngrößen zeigen, daß die Gerölle von nahen Basaltvorkommen stammen müssen, die vor oder während der Ablagerung der Konglomerate aufgedrungen sind.

Der basische Vulkanismus, der lithostratigraphisch den Schöneck-Schichten zugerechnet werden soll, hat im Wetterau-Becken im Gegensatz zu den Verhältnissen im Saar-Nahe-Gebiet oder auch am Nordrand des Odenwaldes (Sprendlinger Horst) nur verhältnismäßig geringe Mengen basaltischer Laven gefördert. Das bedeutendste Vorkommen liegt in Büdesheim (6, 7). Es handelt sich bei diesem Vulkanit, der wie die übrigen in

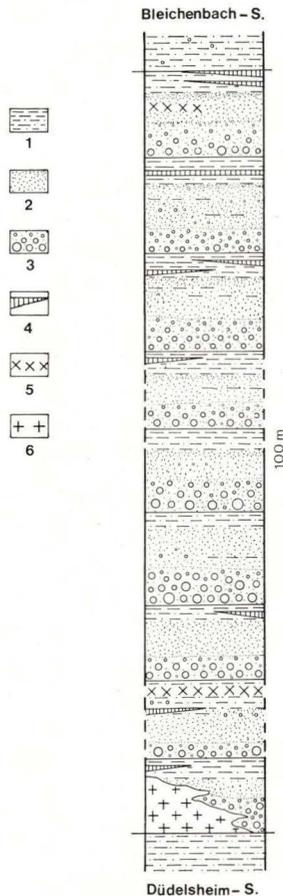


Abb. 10. Kompiliertes Profil durch die Schöneck-Schichten.

1 — Ton- und Siltsteine; 2 — Sandsteine; 3 — Konglomerate; 4 — Kalke und Mergel; 5 — Tuffe und Tuffite; 6 — Basalt.

der Wetterau in stark zersetztem Zustand vorliegt, nach NEGENDANK (1967) um einen Olivinbasalt. Er ist überwiegend stark blasig ausgebildet mit Calcit- und Chalzedon-Mandeln und ausgelängten Blasenzügen, stellenweise ist er dicht und enthält Sedimentschollen (7). Nach NEGENDANK (1967: 92) handelt es sich um einen effusiven Basalt; am Südausgang des Büdesheimer Tunnels (unmittelbar südlich Aufschluß 7) lagern braunrote Sandsteine mit großen Basaltgeröllen dem Basalt unmittelbar auf, so daß NEGENDANKS Ansicht gesichert erscheint. Die permischen Basalte ließen sich so als markante Marke für Gliederungszwecke verwenden. In der Praxis ist dies jedoch durch ihre geringe Verbreitung stark eingeschränkt. Als Merkmal für Gliederungszwecke lassen sich jedoch ihre Abtragungsprodukte, die Basaltgerölle, benutzen.

Die Konglomerate liegen häufig als Rinnenfüllungen, aber auch als durchhaltende Bänke vor. Sie sind lithofaziell nicht mit den Konglomeraten der Waderner Schichten des Saar-Nahe-Gebietes oder mit den Konglomeraten der Randfazies des Rotliegenden am nördlichen Spessart zu vergleichen (Abschn. 2.2.1).

Vorherrschender Gesteinstyp innerhalb der Schöneck-Schichten sind blaßrote Grob- bis Feinsandsteine, die lagenweise Einzelgerölle führen. Sie sind stets deutlich geschichtet, und zwar überwiegend großdimensional bogig schräggeschichtet, daneben auch eben oder wellig horizontal.

Erosionsdiskordanzen und Aufarbeitungshorizonte (mit „Tongallen“) sind verbreitet. An Marken fanden sich Strömungsrippeln, ganz selten auch Interferenzrippeln (13); episodisches Trockenfallen ist durch einzelne Trockenrißhorizonte belegt (9), darüber hinaus treten die faziell wenig aussagenden load casts und ball-and-pillow-structures auf (bis 0,5 m Bankhöhe, 9). Wie die Konglomerate sind auch die Sandsteine auffallend reich an Feldspäten (im Gegensatz zu den Düdelsheim-Schichten). Neben Plagioklasen treten wie in den Altstadt-Schichten auch Kalifeldspäte auf (BEST, 1966: 12, gibt rötliche „Orthoklase“ bis 1 cm Kantenlänge an). Der Schwermineralbestand in den Schöneck-Schichten (FABER 1975) ist derselbe wie im oberen Teil der Altstadt-Schichten mit lagenweise häufigem Granat. WIESNER (1963) forderte daraufhin eine Anlieferung von der Spessart-Schwelle; dies kann jedoch aus dem Auftreten von Granat nicht gefolgert werden, da im Rheinischen Schiefergebirge ein ausreichendes Granatangebot zur Verfügung steht. Andererseits findet sich — wenn auch selten — Staurolith im Schwermineralspektrum (10), so daß dennoch mit einer Anlieferung von Spessartmaterial in der Sandfraktion zu rechnen ist. Die in den Altstadt-Schichten sporadisch noch vorhandene Zinkblende tritt nicht mehr auf. Im Schwermineralspektrum der Schöneck-Schichten sind darüber hinaus vulkanische, vermutlich basaltische Gläser zahlreich (9, Taf. 1). Sie kommen zwar auch in den Altstadt-Schichten vor, aber bei weitem nicht so häufig.

Die Gläser, auf die hier nur kurz eingegangen werden soll, sind je nach Dicke dunkelbraun bis hellgelb, selten auch grünlich gefärbt und zeigen nur selten Anisotropie an den Rändern (was auf Entglasungserscheinungen zurückgeführt werden kann). Ihr röntgenamorpher Charakter wurde in einigen Debye-Scherrer-Kammeraufnahmen bestimmt.

Die Partikel haben je nach Probe unterschiedliche mittlere Korngrößen; die größten nachgewiesenen Exemplare erreichten 110 µm. Sie haben rundliche, tropfenförmige Gestalt oder sie liegen als plättchenförmige (häufig sichelartige) Scherben vor, die muschelartige Bruchflächen erkennen lassen. Die Kornoberflächen sind meist glatt, häufig mit rundlichen Protuberanzen und feinen Glasfäden; seltener Korrosionserscheinungen machen sich durch netzartige Kornoberflächen und „ausgefranzte“ Kornränder bemerkbar (Taf. 1). Gelegentlich sind bogige, konzentrische Kontraktionsrisse festzustellen; Blasen Hohlräume sind dagegen außerordentlich selten (wohl wegen der geringen Größe der untersuchten Partikel).

Der Brechungsindex der Gläser liegt deutlich unter dem des verwendeten Einbettungsmittels Aroclor ($n = 1,66 - 1,67$). Ihre Dichte konnte nicht exakt ermittelt werden, sie treten jedoch ausschließlich in der Schwermineralfraktion auf ($D \leq 2,88$). Erklärbar ist ihr hohes spezifisches Gewicht, das über dem unveränderter natürlicher Gläser liegt, durch Wasseraufnahme (Hydratation).

Der Chemismus der Gläser ist noch nicht untersucht; ihre hohe Dichte läßt jedoch darauf schließen, daß es sich um basaltische Gläser handelt.

Überraschend ist die gute Erhaltung der im allgemeinen instabilen vulkanischen Gläser über den Zeitraum seit dem Unterperm. Sie könnte bedingt sein durch eine frühdiagenetische chemische Plombierung der Sedimente durch Calcit, die einen Abbau der Gläser verhinderte. Darauf deutet auch, daß diese Gläser vorwiegend in kalkigen Siltsteinen und kalkig gebundenen Sandsteinen nachgewiesen werden konnten.

Neben diesem indirekten Hinweis auf vulkanische Aktivität lassen sich im gesamten Profil der Schöneck-Schichten Tuffe und Tuffite (Abb. 11) nachweisen. Die Tuffe liegen auch hier als dünne, grünliche Tonsteine von seifenartiger Konsistenz vor (bei Büdesheim, 11), seltener ist auch „hygrophyllit“-ähnliche Ausbildung zu beobachten. Wie schon in den Altenstadt-Schichten wurden auch hier die Tonsteine auf Grund ihrer tonmineralogischen Zusammensetzung als Tuffe angesprochen (Röntgendiffraktometrie, Differential-Thermo-Analyse); es zeigten sich die schon bei den älteren Tuffen mitgeteilten Eigenschaften (s. 2.1.2). Der Chemismus der Pyroklastika ließ sich allerdings nur z. T. einengen. Neben den verhältnismäßig seltenen Tuffen lassen sich viel häufiger die Gerölle aufgearbeiteter Tuffe nachweisen, sie können geradezu als Kennzeichen der Schöneck-Schichten gelten. Einige dieser Tuffgerölle führten wieder idiomorphe Quarze in der Tracht des Hochquarzes (Taf. 1), so daß mit dem Vorhandensein von Rhyolith-Tuffen zu rechnen ist, andererseits dürfen auch basische Tuffe erwartet werden.

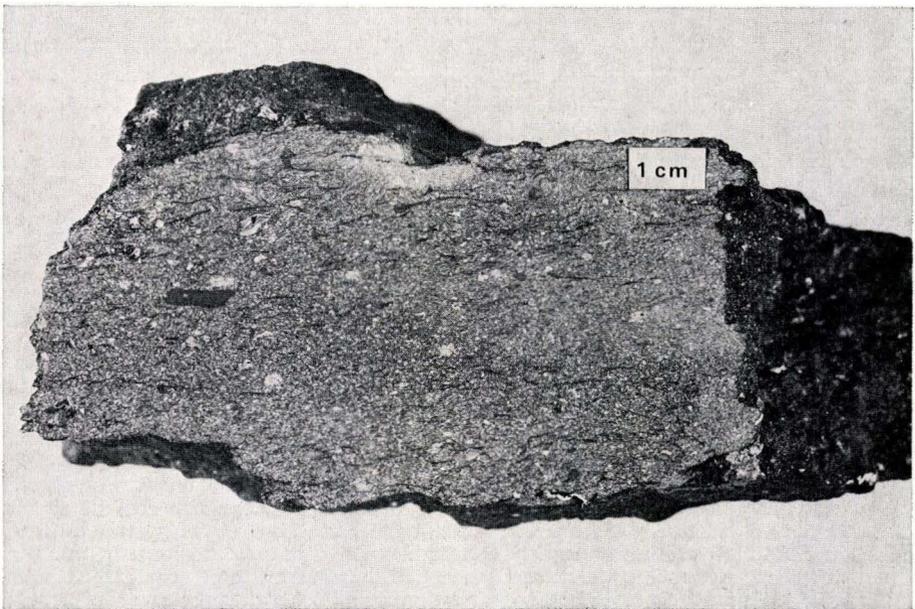
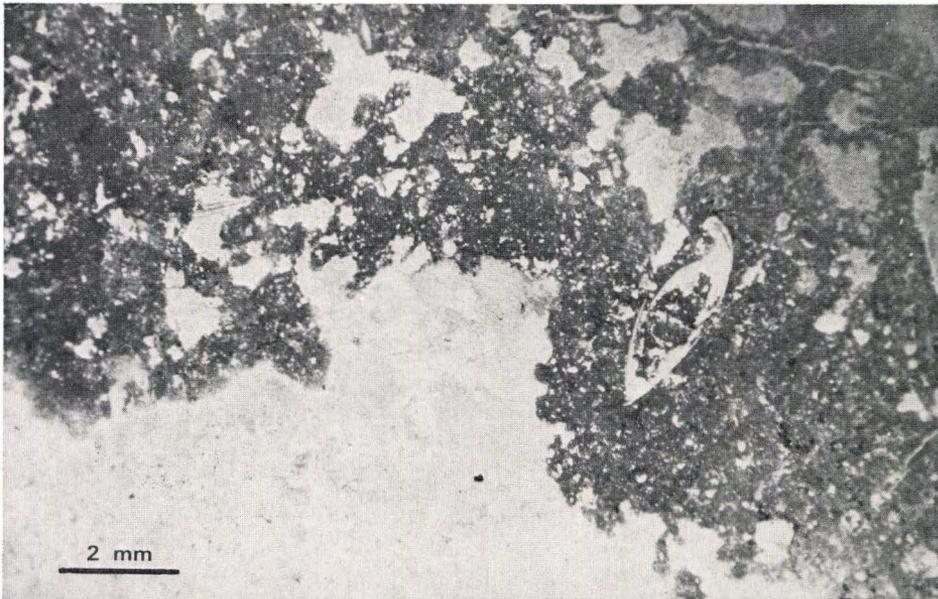


Abb. 11. Umgelagerter Tuff, Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten.



a



b

Abb. 12. Partiiell verkieselter, mikritischer Kalk (verkieselte Partien dunkel), Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten (a), und Detail des Mikrits mit Ostracoden-Resten (b, verkieselte Partien hell).

Um solche aufgearbeiteten Tuffe handelt es sich im übrigen auch bei der von WIESNER (1964: 123) wegen des Auftretens von idiomorphen Quarzen und Kalifeldspäten angegebenen Knochenbreccie (Neuberg bei Kilianstädten).

Abgeschlossen werden die einzelnen Kleinrhythmen von Silt- und Tonsteinen mit einzelnen sandigen Mergel- und Kalknauernlagen und besonders am Top der Schöneck-Schichten von Kalken. Die Mergel sind dabei schon im unteren Abschnitt der Schöneck-Schichten zu beobachten (LEHMANN 1966). Die stets flaserig geschichteten Silt- und Tonsteine haben denselben Tonmineralbestand wie die oberen Altenstadt-Schichten

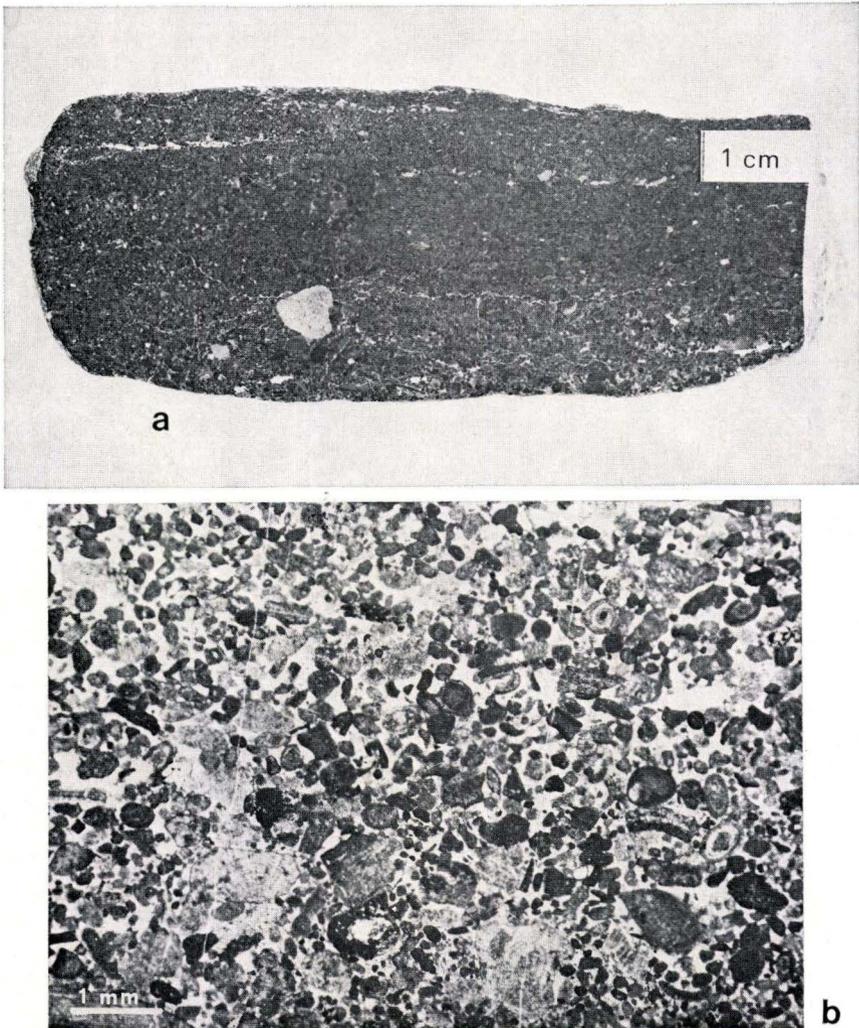
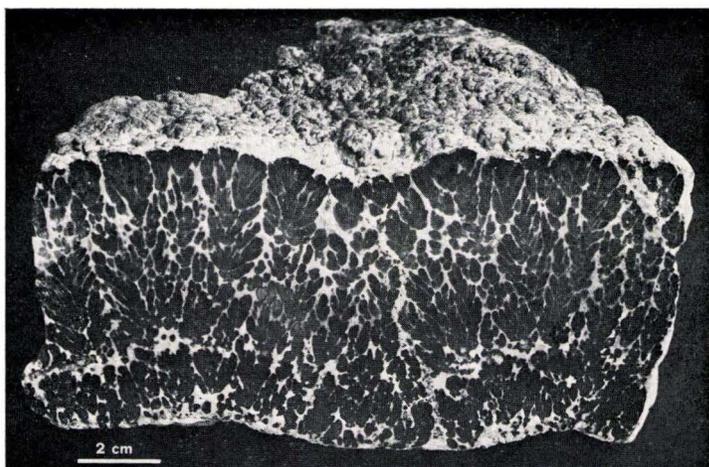


Abb. 13. Kalkarenit mit Onkoiden und Stromatolithbruchstücken, Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten: Anschliff (a) und Dünnschliff (b).

— auffällig auch hier der hohe Anteil an Wechschichtmineralen und Montmorillonit, der auf die starken Beimengungen tuffitischen Materials zurückgeführt werden kann.



a



b



c

Abb. 14. Stromatolith, Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten: Anschliff (a) und Dünnschliffe (b, c).

Wichtig sind besonders die Kalke am Top der Einheit (Aufschlußbereich 9). Bei diesen Karbonatgesteinen handelt es sich um Kalke mit hohem Biogenanteil, und zwar um Dismikrite, Kalkarenite mit Onkoiden, Intraklasten und Stromatolithbruchstücken und um Stromatolithe im Gegensatz zu den weiter verbreiteten sandigen Mergeln und Mergeln. Gesteine dieser Art wurden bisher in den anderen Einheiten des Rotliegenden im Wetterau-Becken nicht nachgewiesen.

Die rot gefärbten Kalkarenite (anstehend im Kilianstädter Wald, Abb. 13) bilden linsenförmige Körper von wenigen Zentimetern Mächtigkeit und geringer lateraler Ausdehnung (ebenso die Dismikrite, mit zahlreichen cytherelliden Ostracoden, Neuberg/Kilianstädten, 9; Abb. 12). Bis zu 20 cm mächtige Bänke bilden dagegen die schwarzen, säulig oder sphärisch ausgebildeten, seltener flachwellig laminierten Stromatolithe (Abb. 14). In jedem Fall handelt es sich um primäre, aquatische Karbonatgesteine ohne wesentlichen Dolomitanteil; auffällig sind hohe Sr-Gehalte (bis 2790 ppm). Diese Karbonatgesteine sind partiell oder vollständig verkieselt [karneolisiert] (Abb. 15). Bei den Stromatolithen setzt dabei die Verkieselung im Sparitzement an, in den ostracodenführenden Dismikriten ist sie regellos wolkig verteilt (Abb.12).

Diese verkieselten Kalke wurden von WIESNER (1964) als Krustenkalken und Kieselkrusten und dementsprechend als Bestandteile eines Paläobodens gedeutet. Sie haben daher auch Eingang gefunden in stratigraphische Gliederungen auf paläopedologischer Grundlage (ORTLAM, zuletzt 1974, VHO im Rotliegenden der Wetterau). Dieses Vorgehen ist jedoch im Rotliegenden des Wetterau-Beckens nicht möglich, da es sich bei den Kalkareniten und Stromatolithen nicht um Karbonate im Zuge einer Bodenbildung handeln kann, dies obwohl einige der — nach ORTLAM — diagnostischen Merkmale der Paläobodenrelikte auch im Zusammenhang mit den verkieselten Kalken auftreten, wie z. B. Gefügedestruktion der liegenden Schicht, Violettfärbung, Anatsanreicherung. Die Verkieselung ist ohnehin sekundär.

Die verkieselten Kalke in den Schöneck-Schichten können somit nicht mit den Karneol-Dolomiten verglichen werden, die RÖPER & ROTHE (1975) petrographisch untersucht haben und die FALKE (1971 a) vom Top des Rotliegenden als mögliche Zechstein-Äquivalente beschrieb.

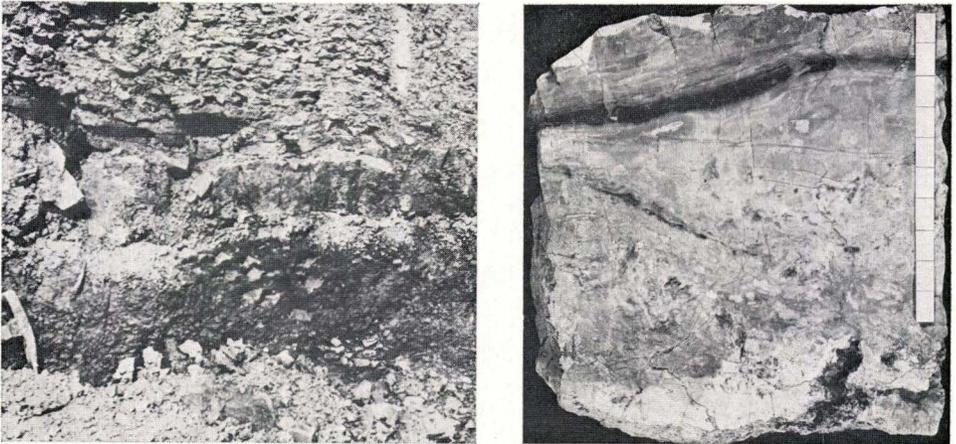


Abb. 15. Vollständig verkieselter (Algen-)Kalk („Karneol“), Neuberg in Kilianstädten (9), im Aufschluß und Anschliff; Schöneck-Schichten.

Die Verkieselung der Kalke in der Wetterau steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem Kieselsäureangebot durch den Zersatz von Tuffen oder aufgearbeiteten Tuffen (Entglasung) und Basalten, denn überall, wo sich verkieselte Karbonatgesteine beobachten lassen, liegen sie räumlich in der Nähe oder im Verband mit Tuffen, Tuffiten oder permischen Basalten (Neuberg/Kilianstädten, 9, Bauaushübe in Windecken, Südhang des Enzheimer Köpfchens bei Enzheim, KOWALCZYK 1967, und in den Altstadt-Schichten des Gemeindesteinbruchs Altstadt, v. REINACH 1899 a).

Die Schöneck-Schichten sind noch relativ reich an, allerdings meist unbestimmbaren, Pflanzenresten. Neben den schon erwähnten Ostracoden wurden außerdem Stegocephalen- (MICHELS 1930) und Fischreste („*Acanthodes*“-Stacheln, Taf. 2) nachgewiesen (WIESNER, 1964, in von ihm allerdings als „Lebacher Gruppe“ bezeichneten Schichten am Rangenberg nördlich Oberdorfelden, 12). An bestimmbarer Flora fand sich (det. F. SCHAAR-SCHMIDT, Frankfurt a. M.):

Lebachia piniformis (SCHLOTHEIM) FLORIN (9, 13)

Walchia sp. (13, Taf. 2)

Callipteris conferta (STERNBERG) BRONGNIART (9, Taf. 2)

Odontopteris osmundaeformis (SCHLOTHEIM) ZEILLER (13, Taf. 2)

Cordaites sp. (9)

Die Schöneck-Schichten treten längs der Nidder von Kilianstädten bis östlich Heldenbergen und dann wieder bei Enzheim zutage (Abb. 16). Sie sind aber in Bohrungen noch in Offenbach (MICHELS 1930) und am Ostrand Frankfurts nachgewiesen (v. REINACH 1892).

Die Untergrenze der Schöneck-Schichten ist im Gelände nicht sicher faßbar gewesen. Sie soll theoretisch mit dem ersten Konglomerat, das Gerölle permischer Basalte führt, oder mit dem ersten effusiven Basalt und seinen unmittelbar überlagernden Schichten gezogen werden. Es kann jedoch nicht gesagt werden, wo im Gelände diese Basis der Schöneck-Schichten mit Sicherheit angetroffen wurde. — Bleibt unwiderlegt, daß der Basalt von Lindheim (8) ein Oberflächenerguß ist, der darüber hinaus auch noch zu Beginn des Basaltvulkanismus im Rotliegenden des Wetterau-Beckens gefördert wurde, so könnte die Grenze dort aufgeschlossen sein.

Wie schon betont, ähneln die Sand- und Siltsteine der Schöneck-Schichten petrographisch und lithofaziell dem oberen Teil der Altstadt-Schichten und auch räumlich besteht eine enge Verbindung zwischen beiden Einheiten. Es wurde daher intensiv der Frage nachgegangen, ob die Trennung beider Einheiten, wie ich sie früher (KOWALCZYK & PRÜFFERT 1974) vorgenommen habe, als Material der Bg. Altstadt I noch nicht zur Verfügung stand, gerechtfertigt ist. Es konnten indes keine Beobachtungen beigebracht werden, die eine zeitliche Gleichsetzung beider Formationen und damit eine Elimination der Schöneck-Schichten notwendig machen. Der Grund, beide Einheiten als selbständig und zeitverschieden aufzufassen, liegt im bisher nicht gelungenen Nachweis von Basaltgeröllen in den Altstadt-Schichten und im sehr viel größeren Korn der Konglomerate in den Schöneck-Schichten. Bei der Kleinräumigkeit des betrachteten Gebietes und unter Berücksichtigung dessen, daß die Lokalität mit dem typischen Profil der Altstadt-Schichten näher am Abtragungsgebiet liegt als die Profile der Schöneck-Schichten, scheint mir eine solche Wertung der Korngrößenverhältnisse erlaubt. Solange keine Befunde vorliegen, die eine Neueinstufung nötig machen, halte ich die Trennung von Altstadt- und Schöneck-Schichten für zulässig, ohne allerdings mit Sicherheit ausschließen zu können, daß einmal eine zeitliche Gleichsetzung von Altstadt- und Schöneck-Schichten ganz oder teilweise nötig sein wird. Das hätte jedoch auch den Wegfall der Düdelsheim-Schichten zur Folge; sie müßten dann als fazielle Vertretung der Altstadt-Schichten aufgefaßt werden.

Die Obergrenze des gesamten Komplexes aus Altstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten läßt sich, unangesehen der noch verbliebenen Schwierigkeiten der lithostratigraphischen Gliederung innerhalb dieses Komplexes, gut fassen. Sie kann im Wetterau-

Becken dort festgelegt werden, wo innerhalb der Rotliegend-Abfolge die Konglomeratführung endet. Die Grenze ist dann mit dem letzten Konglomerat oder, sedimentologisch sinnvoller, mit dem Top des letzten konglomeratführenden Rhythmus, der häufig Kalke führt, zu ziehen. Diese Grenze ist (WIESNER 1964) in Kilianstädten am Neuberger (9) aufgeschlossen. Ein zweiter Aufschluß befindet sich an der Sohle der Ziegelei-grube südlich Oberdorfelden (14). Die Schöneck-Schichten und die sie überlagernde Einheit sind im Wetterau-Becken oberflächennah weit verbreitet, die lithologisch festgelegte Grenze ist deshalb nicht als überall zeitgleich anzusehen.

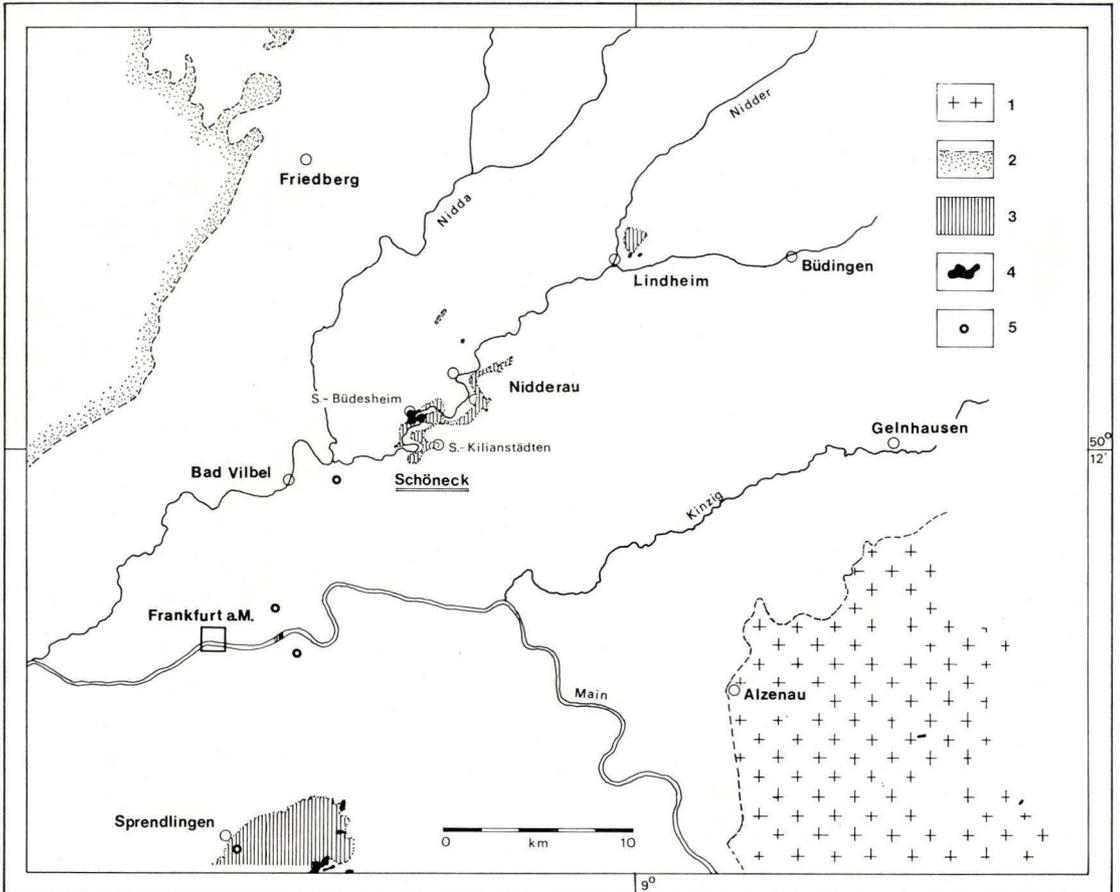


Abb. 16. Oberflächennahe Verbreitung der Schöneck-Schichten.

- 1 — Spessartkristallin; 2 — Taunusrand; 3 — Schöneck-Schichten; 4 — Basalt;
5 — Bohrung.

2.1.3. Bleichenbach-Schichten

Bei Kilianstädten werden die Schöneck-Schichten von einer durchweg feinklastischen Schichtenfolge überlagert, der wesentliche Anteile grobklastischer Sedimente fehlen. Diese Abfolge läßt sich bis hin zum Büdinger Wald verfolgen und unterlagert dort den marinen Zechstein. Sie ist sicher von den liegenden Einheiten abgrenzbar und soll nach einer Bohrung in Bleichenbach (Gem. Ortenberg) benannt werden.

Die Bleichenbach-Schichten können demnach als formale Einheit, als Formation, angesehen werden. Aus Gründen der Einheitlichkeit sollen sie jedoch ebenfalls mit dem Terminus ‚-Schichten‘ bezeichnet werden.

Bleichenbach-Schichten

Typische Profile: Bg. 21 (—30 m bis zur Endteufe), Bg. 25 (—33,10 m bis zur Endteufe) (beide GK 25 Hessen, Bl. 5620 Ortenberg, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a), Bahnhof Mittel-Gründau (15, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b), Ziegeleigrube Ravolzhausen (16, Gem. Neuberg), Straßenanschnitt an der ‚Abtshecke‘ östlich Langenselbold (17, TOLL 1966).

Untergrenze: Schöneck-Schichten (s. d.), Neuberg bei Kilianstädten (9), Ziegeleigrube südlich Oberdorfelden (14).

Obergrenze: Zechstein-Konglomerat (Z1), ‚Kiesgrube‘ Stockheim (18, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b), Südausgang Büdinger Tunnel (PRÜFERT 1969).

Mächtigkeit: mindestens 300 m.

Fossilführung: xerophile, im unteren Teil auch mesophile Flora, Tetrapodenfährten (Kap. 3), Insektenspuren, Conchostraken.

Die Bleichenbach-Schichten und ihre Äquivalente am Spessartrand bilden den größten Teil des zutage tretenden Rotliegenden im Wetterau-Trog. Sie sind dementsprechend auch die am intensivsten untersuchten Schichten (TOLL 1966, BOENIGK 1967, LIETZ 1967, KOWALCZYK 1967, 1975, KOWALCZYK & MANZE 1974, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a). Hier soll daher im wesentlichen nur auf Merkmale der Schichtenfolge eingegangen werden, die für die lithostratigraphische Gliederung von Bedeutung sind.

Die Bleichenbach-Schichten treten zwischen dem Kinzigtal und Effolderbach (Gem. Ortenberg) an der Nidder flächenhaft zutage; sie lassen sich in einzelnen Aufschlüssen auch noch im Westen zwischen Schöneck, Gronau (Ortsteil von Bad Vilbel) und Hochstadt (Gem. Maintal) nachweisen (Abb. 17). Wegen dieser flächenhaften Verbreitung und relativ großer Aufschlußdichte können innerhalb der Bleichenbach-Schichten auch laterale Faziesveränderungen beobachtet und räumlich eingegrenzt werden. Solche lateralen Faziesveränderungen sind mit Sicherheit auch bei den übrigen Einheiten gegeben, ließen sich jedoch wegen der geringen oberflächennahen Verbreitung dieser Einheiten nicht räumlich festlegen.

Im Bereich ihrer größten Mächtigkeit — dem Gebiet zwischen Seemenbach und Nidder — ist die Schichtenfolge lithologisch sehr wenig differenziert. Sie besteht dort aus einer Abfolge von Silt- und Tonsteinen und Feinsandsteinen ohne überall erkennbares oder durchhaltendes Gliederungsprinzip, die nur von wenige cm mächtigen Lagen schlecht sortierter Grobsandsteine und dolomitischer Mergel unterbrochen wird. Innerhalb dieser Abfolge sind Indikatoren für stehende Gewässer zahlreich.

Nach Süden hin, in Annäherung an die Spessart-Schwelle, treten dagegen schlecht sortierte Siltsteine mit Grobsandkomponenten, Grobsandsteine und auch Feinkonglomerate auf mit häufigen Strömungsanzeigern und deutlich erkennbarem kleinrhythmischen Aufbau.

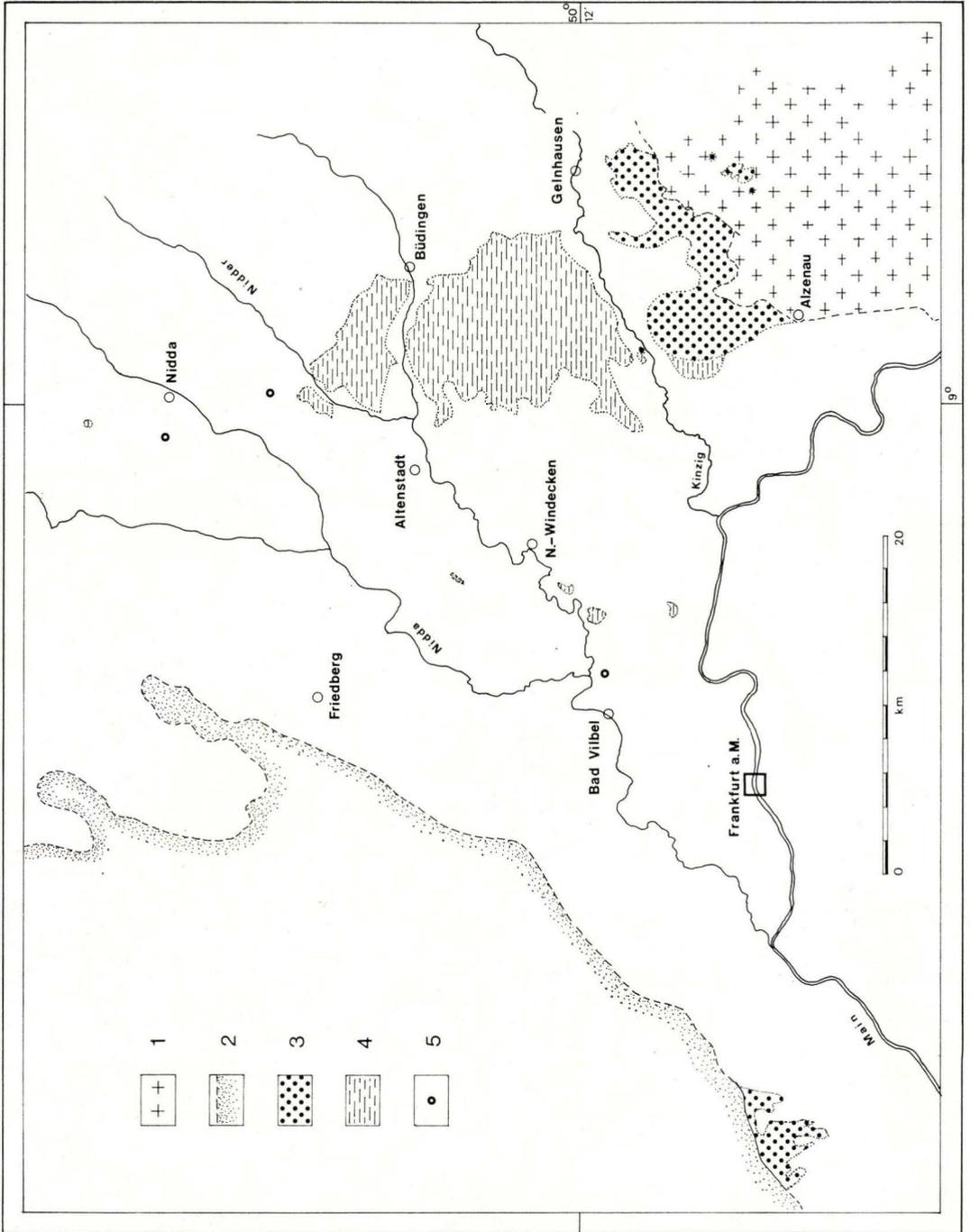


Abb. 17. Oberflächennahe Verbreitung der Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten.
 1 — Spessartkristallin; 2 — Taunusrand; 3 — Rodenbach-Schichten und deren Äquivalente am Taunus; 4 — Bleichenbach-Schichten; 5 — Bohrung.

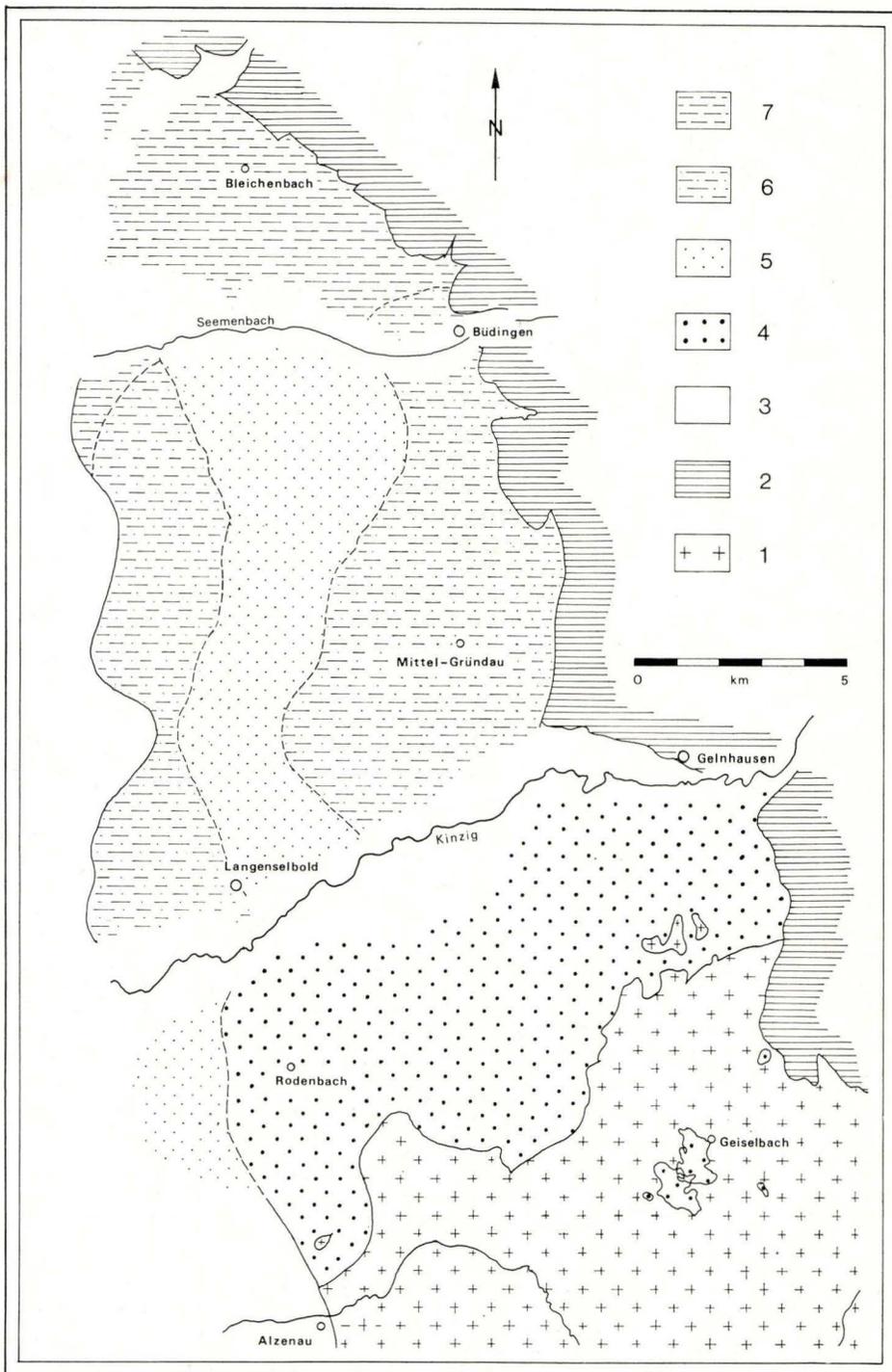


Abb. 18. Oberflächennahe Verbreitung der Fazies in den Bleichenbach-Schichten (unter Verwendung einer Karte aus LIETZ 1967).

1 — Spessartkristallin; 2 — Buntsandstein; 3 — Talfüllungen; 4 — Rodenbach-Schichten;

5—7 — Bleichenbach-Schichten; 5 — Grobsandfazies; 6 — randnahe Ausbildung der pelitischen Fazies; 7 — pelitische Fazies des Beckenzentrums.

Am Schwellenrand werden die insgesamt feinklastischen Bleichenbach-Schichten durch Breccien und schlecht sortierte Grobkonglomerate vertreten. Dieser kartierbare Komplex, der zeitlich möglicherweise nicht nur die Bleichenbach-Schichten umfaßt, sondern auch noch Teile der Schöneck-Schichten, wird als eigene Einheit ausgeschieden (s. 2.2.1), auf die hier allerdings im Hinblick auf die Fazies des Ablagerungsraumes eingegangen werden muß.

Ausbildung

Die Bleichenbach-Schichten beginnen im Gebiet, in dem die Grenze zu den liegenden Schöneck-Schichten (9, 14) erfaßt werden kann, mit rotgefärbten, sandigen Siltsteinen, Feinsandsteinen und schlecht sortierten Siltsteinen mit Grobsandkomponenten, ebenso treten noch Einzelgerölle auf; außerdem sind noch Tuffite und aufgearbeitete Tuffe zu beobachten (14). Die basalen Bleichenbach-Schichten sind lokal reich an Pflanzenresten (14, Walchiaceae, *Odontopteris*, *Cordaites*, Taf. 3) und haben auch die bisher artenreichste Assoziation von Tetrapodenfährten im Rotliegenden Südhessens geliefert (14, s. Kap. 3).

Strömungsindikatoren wie Strömungsrippeln (Linguoid- und Rhomboidrippeln), Strömungsmarken (flute casts), Schleif- und Kolkmarken sowie Strömungstreifung (parting lineation) sind zahlreich. Sehr flaches Wasser belegen Schwimmfährten von Tetrapoden, Schaum- und Rieselmacken, episodisches Trockenfallen die Schlagmarken von Regentropfen (Taf. 3), sehr seltene Trockenrisse und Wasserstandsmarken innerhalb der flächenhaft verbreiteten Strömungsrippelfelder.

Diese Ausbildung der basalen Bleichenbach-Schichten entspricht einer Fazies, die am südlichen Rand des Wetterau-Beckens entwickelt ist und die in einem wenige Kilometer breiten Streifen östlich Langenselbold zwischen Kinzig und Seemenbach zutage tritt (Abb. 18).

Diese von BOENIGK (1967) eingehend untersuchte und in typischer Weise an der ‚Abtshecke‘ (17), östlich Langenselbold, aufgeschlossene Fazies ist gekennzeichnet durch einen rhythmischen Wechsel von schlecht sortierten Grobsandsteinen oder Siltsteinen mit Grobsandkomponenten (wobei die einzelnen Grobsandkörner ohne unmittelbaren Kontakt zu einem Korn vergleichbarer Größe in einer Feinsand-Silt-Matrix „schwimmen“), rippelgeschichteten oder kleindimensional schräggeschichteten Feinsandsteinen und schließlich flaserig geschichteten Siltsteinen. Im Norden des Verbreitungsgebietes (bei Calbach, 19) treten darüber hinaus auch noch geringmächtige calcitische oder schwach dolomitische Mergel auf, ferner sind dort Abdrücke großer Gipskristalle (in rotem Siltstein) häufig (KOWALCZYK 1975).

Am Rand des Wetterau-Beckens, unmittelbar nördlich der Kinzig, führt diese Fazies, die wegen ihrer charakteristischen Grobsandsteine im folgenden „Grobsand-Fazies“ genannt wird, auch noch Feinkonglomerate. Es zeigt sich somit eine generelle Korngrößenabnahme der grobklastischen Sedimente nach Norden hin.

Schon diese Tatsache legt eine Anlieferung der grobklastischen Sedimente dieser Fazies von Süden, der Spessart-Schwelle, nahe. Das wird auch durch das Auftreten von Staurolith im Schwermineralbestand gestützt, der im übrigen das bekannte Spektrum stabiler Minerale und Granat zeigt. In den Feinkonglomeraten sind neben dem weit überwiegenden Quarz gelegentlich Gneis- und Pegmatitgerölle zu finden; hier zeigt sich aber auch, daß nicht nur der Spessart als Liefergebiet beteiligt ist, sondern auch die Taunus-Schwelle, denn außer den genannten konnten auch Keratophyre und Kappenquarze als Gerölle nachgewiesen werden (17, FABER & KOWALCZYK 1979).

Die einzelnen Rhythmen beginnen mit schlecht sortierten Grobsandsteinen und greifen oft erosiv — kenntlich an intraformationalen Geröllen aus Siltsteinen — über das Liegende hinweg. Diese schlecht sortierten Grobsand- und Siltsteine sind flächenhaft sedimentiert worden und nicht linear durch ein verflochtenes oder mäandrierendes Flußsystem. Sie müssen durch Sedimentationsprozesse abgelagert worden sein, die mit plötzlicher Mobilisation des unsortiert vorliegenden Ausgangsmaterials beginnen und mit einem abrupten Nachlassen der Transportkraft enden, wodurch die Sedimentfracht unsortiert abgesetzt wird. Daß insgesamt kaum die Grobsandfraktion übersteigende Korngrößen auftreten, könnte seine Ursache darin haben, daß entweder kein anderes Material zur Verfügung stand oder daß dies die maximale transportable Korngröße war. Kornverteilung und Gefüge machen es wahrscheinlich, daß die Sedimente in Form von Schlammströmen (mud flow) abgesetzt wurden („Schichtfluten“).

Die nachgewiesene Mächtigkeit der Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten beträgt (auch im Norden ihres Verbreitungsgebietes) mindestens 45 m, sie dürfte im Süden aber in der Größenordnung von 100 m liegen.

Im Beckenzentrum, im Gebiet nördlich des Seemenbaches, wird die Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten durch eine Schichtenfolge vertreten, die ganz überwiegend siltig-tonig, unter geringer Beteiligung anderer Gesteinstypen entwickelt ist. Diese, im folgenden „pelitische Fazies“ genannte, Ausbildung der Bleichenbach-Schichten zeigt zum Rand des Wetterau-Beckens hin laterale Faziesdifferenzierungen.

Im Gebiet ihrer größten Mächtigkeit, dem zentralen Beckenbereich, treten innerhalb der pelitischen Fazies außer den kennzeichnenden roten Silt- und Tonsteinen im tieferen Teil der Abfolge noch rinnenförmig sedimentierte, feldspatreiche Grobsandsteine auf (dm-mächtig), wie sie auch in der Grobsand-Fazies lokal vorkommen. Daneben sind auch in geringer Anzahl Siltsteine mit Grobsandkomponenten zu beobachten, die in

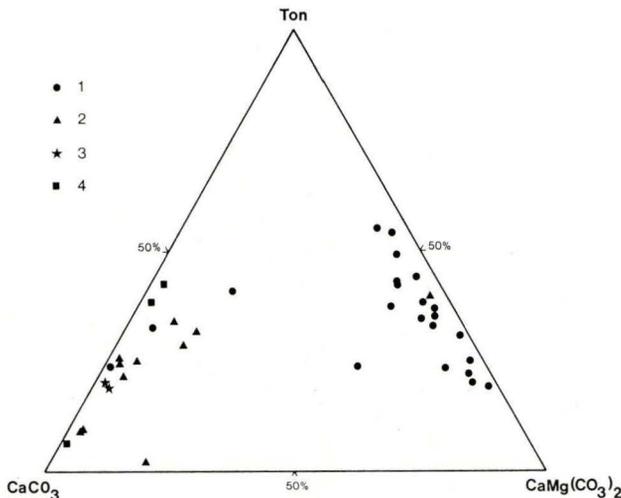


Abb. 19. Calcit- und Dolomit-Verteilung in den Karbonatgesteinen des Rotliegenden im Wetterau-Becken.

1 — Bleichenbach-Schichten; 2 — Schöneck-Schichten; 3 — Düdelsheim-Schichten; 4 — Lindheim-Schichten.

ihrer Ausbildung den schlecht sortierten Silt- und Sandsteinen der Grobsand-Fazies entsprechen. Sie sind offensichtlich flächenhaft sedimentiert worden und wurden daher auch zu Parallelisierungen innerhalb der pelitischen Fazies benutzt (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a). Gegenüber der Grobsand-Fazies ist jedoch ihr mengenmäßiger Anteil am Aufbau der Schichtenfolge und ihre Mächtigkeit wesentlich verringert.

Neben diesen Gesteinstypen lassen sich wenige Zentimeter mächtige dolomitische Mergel und Dolomite sowie dolomitische und seltener auch calcitische Konkretionen beobachten. In der Chemie dieser Karbonatgesteine unterscheiden sich die Bleichenbach-Schichten grundlegend von den übrigen Einheiten des Rotliegenden im Wetterau-Becken (Abb. 19). Auch ihre C- und O-Isotopenverhältnisse belegen diesen deutlichen Unterschied (KOWALCZYK & MANZE 1974, Abb. 20), sie könnten außerdem auf ein salinares Milieu bei der Bildung der Karbonatgesteine hinweisen. — Diese mikritischen bis mikrosparitischen Karbonate haben bisher keine bestimmbareren Fossilien geliefert, wohl aber sind gelegentlich Bioturbation und fragliche Reste von Schwammnadeln erkennbar.

Innerhalb der pelitischen Fazies sind Evaporitrelikte häufig, es handelt sich bei ihnen jedoch im Gegensatz zur Grobsand-Fazies um Steinsalz- und Anhydritrelikte (KOWALCZYK 1975).

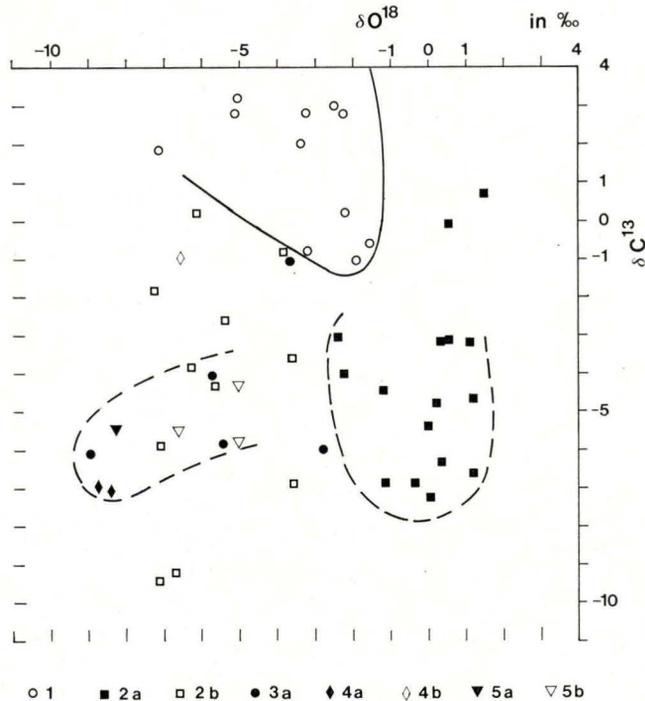


Abb. 20. δO^{18} - und δC^{13} -Verteilung in den Karbonatgesteinen (aus KOWALCZYK & MANZE 1974).

1 — Zechstein; 2 — Bleichenbach-Schichten; 3 — Schöneck-Schichten; 4 — Dündelsheim-Schichten; 5 — Lindheim-Schichten; a — „frühestdiagenetische“, b — diagenetische Karbonate.

Die Bleichenbach-Schichten in pelitischer Fazies sind im zentralen Beckenbereich zwar sehr gleichartig aufgebaut, dennoch sind innerhalb der Abfolge einige Unterschiede feststellbar. In den Bohrungen Bleichenbach und Hesselmühle (Bg. 21 und 25. Abb. 21, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a), die die Abfolge der pelitischen Fazies wohl vollständig

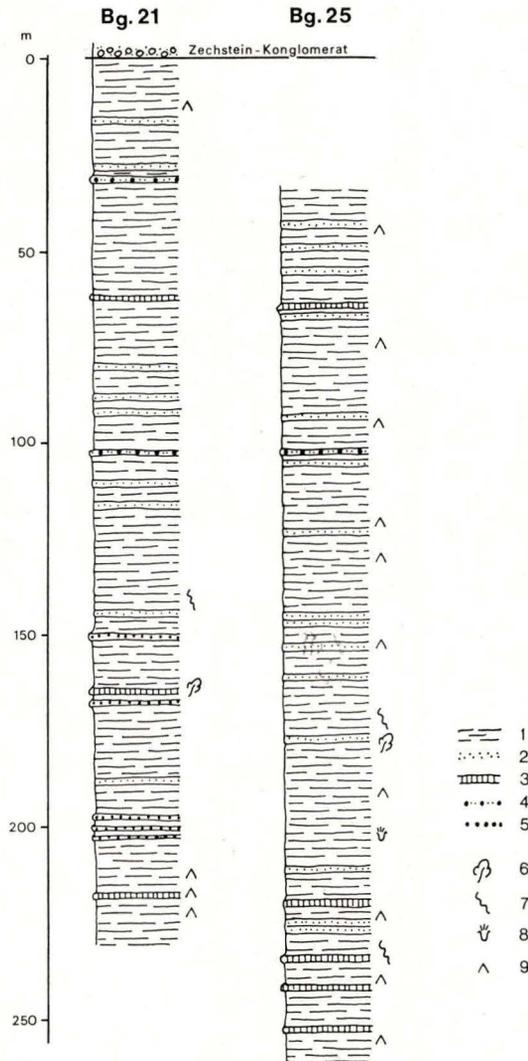


Abb. 21. Profile durch die pelitische Fazies der Bleichenbach-Schichten; Bg. 21 und Bg. 25 (nach KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a).

1 — Ton- und Siltsteine; 2 — Feinsandsteine; 3 — dolomitische Mergel; 4 — Feinsandsteine mit Grobsandkomponenten; 5 — Grobsandsteine; 6 — Pflanzenmakroreste; 7 — Kriechspuren; 8 — unbestimmbare Tetrapoden-Fährten; 9 — Evaporitrelikte.

durchteuft haben, sind im oberen Teil, bis 120 m unter der Zechsteinbasis, dolomitische Mergel und Grobsandsteine innerhalb der vorherrschenden Ton- und Siltsteine selten, wohl aber treten dolomitische Konkretionen und Siltsteine mit Grobsandkomponenten auf, die im tieferen Teil fehlen. Dort sind dolomitische Mergel, organische Reste, Grobsandsteinlinsen, laminierte Siltsteine und graue Tonsteine sowie Evaporitrelikte häufiger. Im Tonmineralbestand und im Bindemittel sind ebenfalls geringe Unterschiede feststellbar. Im höheren Teil (besonders in Zechstein-Nähe) treten sporadisch Wechsel-schichtminerale und Montmorillonit auf, das Bindemittel ist vorwiegend calcitisch, im tieferen dolomitisch. Es ist jedoch nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen die Vorkommen der genannten Merkmale zu legen.

Innerhalb der pelitischen Fazies des zentralen Beckenbereichs läßt sich kein deutliches Gliederungsprinzip der Sequenz der Gesteinstypen erkennen. Undeutlich sind sowohl Kleinrhythmen (Aufbau abcabc), die mit Feinsandsteinen beginnen und mit laminierten Ton- bis Siltsteinen enden, als auch Kleinzyklen (Aufbau abcba) zu erkennen.

Die Sedimentgefüge und Marken liefern im zentralen Becken vor allem Hinweise auf stehende Gewässer, bei der häufigen Rippelschichtung handelt es sich überwiegend um die Gefüge asymmetrischer Oszillationsrippeln und nicht um Strömungsrippeln. Untergeordnet lassen sich jedoch auch Strömungsrippeln und weitere Strömungsindikatoren wie Schleif- und Stoßmarken sowie großdimensionale, bogige Schrägschichtung nachweisen.

Flaches Wasser und gelegentliches Trockenfallen belegen Schwimmfährten von Tetrapoden, Kriechspuren in Rippeltälern und einzelne Trockenrisse. Ferner sind Deformationsgefüge wie überkippte Schrägschichtung, load casts und convolute bedding sehr häufig (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a), wenn auch für die Charakterisierung des Ablagerungsraumes weitgehend unbrauchbar.

Die Schwermineralführung der pelitischen Fazies der Bleichenbach-Schichten liefert keine Hinweise auf ein bestimmtes Liefergebiet, da außer den extrem stabilen Schwermineralen und Granat keine anderen Minerale auftreten (FABER 1975). In schwach kalkig gebundenen Feinsandsteinen ließen sich jedoch hier wie auch in der Grobsandfazies Glasfragmente im Schwermineralbestand nachweisen, die in allem völlig den in den Schöneck-Schichten auftretenden Gläsern gleichen. Dies ist allerdings weniger ein Hinweis auf fortdauernden Vulkanismus während der Sedimentation der Bleichenbach-Schichten, als vielmehr auf Umlagerung permischer Tuffe.

Die Bleichenbach-Schichten in rein siltig-toniger Ausbildung sind im Gebiet nördlich des Seemenbachs oberflächennah verbreitet (Abb. 18), ihre nachgewiesene Mächtigkeit beträgt dort 250 m, die tatsächliche dürfte in der Größenordnung von 300 m liegen.

Die pelitische Fazies der Bleichenbach-Schichten zeigt jedoch bei Annäherung an den südlichen Beckenrand geringfügige, aber erkennbare Veränderungen. Näher zum Beckenrand hin, aufgeschlossen zwischen Kinzig und Seemenbach im Vorland des Büdinger Waldes und westlich Langenselbold (Abb. 18), wird der rhythmische Profilaufbau, der kennzeichnend für die Grobsandfazies ist, wieder deutlicher sichtbar und der Anteil der Feinsandsteine mit Stömungsindikatoren ist deutlich höher als im zentralen Beckenbereich.

Exemplarisch sind solche Rhythmen in der Ziegeleigrube von Ravolzhausen (16) entwickelt, die hier als typische Ausbildung kurz beschrieben werden sollen (Abb. 22): Über einer Emersionsfläche mit Trockenrissen und durch load casts deformierten Tetrapodenfährten beginnt die erneute Sedimentation mit flächenhaft sedimentiertem und

nur wenige Millimeter mächtigem, schlecht sortiertem, feldspatreichem Grobsand. Der Sedimentation kann flächenhafte Erosion vorausgegangen sein mit anschließender Rinnenbildung, deren Füllung aufgearbeitetes Liegendmaterial führt. Statt des Grobsandsteins können auch feinkörnige Sandsteine als Rinnenfüllungen entwickelt sein. Darauf folgen Feinsandsteine mit dem Schichtungstyp von Strömungsrippeln (z. T. climbing ripples, in drift oder in phase) oder mit bogiger Schrägschichtung (Serienhöhe 5—10 cm). Eingeschaltet sind lagenweise Feinsandsteine mit symmetrischen Oszillationsrippeln. Daran können sich schließlich flaserige Siltsteine und schichtunglose Tonsteine oder laminierte Silt/Tonsteine anschließen.

In diesen Teilrhythmen spiegelt sich dabei die Entwicklung von Sedimentationsruhe und Erosion mit hochturbulenter Abspülung bis zum Absatz der Rollfracht in relativ schnell fließenden Gewässern und der Sedimentation der Schwebfracht in stehenden Gewässern wider.

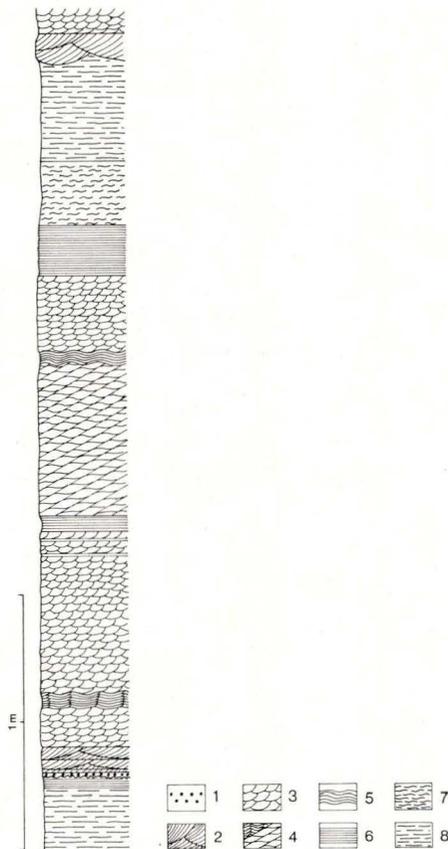


Abb. 22. Profil durch einen Rhythmus in der randnahen Ausbildung der pelitischen Fazies der Bleichenbach-Schichten; Ziegelei-Grube Ravolzhausen (16).

1 — Grobsandstein; Feinsandsteine: 2 — bogige Schrägschichtung; 3 — Strömungsrippeln; 4 — Kletterrippeln (in phase / in drift); 5 — Oszillationsrippeln; Silt- und Tonsteine: 6 — laminiert; 7 — flaserig geschichtet; 8 — ohne erkennbare Schichtung.

Die Gewässertiefe ist ausweislich der Riesel- und Wasserstandsmarken und Schwimmfährten nur gering gewesen, im Bereich weniger Dezimeter. Die Mächtigkeit der einzelnen Rhythmen schwankt stark zwischen 50 cm und 10 m. Während im Süden des Verbreitungsgebietes die einzelnen Rhythmen häufiger mit Grobsand beginnen, so setzen sie weiter nördlich, schon im Gebiet um Mittel-Gründau (15), überwiegend mit rippelgeschichteten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen ein und enden mit stark kalkigen Siltsteinen oder Mergeln (die sehr oft Schwimmfährten geliefert haben, Taf. 7).

Auch in der Fossilführung zeigt sich die größere Randnähe dieses Teil-Ablagerungsbereiches. Waren im zentralen Beckenbereich in der pelitischen Fazies nur im tieferen Teil Floren- und Faunenreste zu beobachten, so sind in dieser randnäheren Schichtenfolge mit größerem Anteil von in strömendem Wasser abgesetzten Sedimenten Pflanzenreste etwas häufiger (z. B. *Walchia*, Taf. 4). BOENIGK (1967) beschreibt außerdem von Ralvolzhausen (16) Pflanzenreste in Lebensstellung. Darüber hinaus treten in dieser Schichtenfolge Tetrapodenfährten, Insektenspuren, Estherien (Taf. 4) und Hydromedusenabdrücke auf.

Die Tonmineralverteilung sowohl in der Grobsand-Fazies wie in der pelitischen Fazies der Bleichenbach-Schichten, von der Aufschluß über die Beckenkonfiguration erwartet wurde, spiegelt indes nicht die Paläogeographie, sondern offensichtlich nur unterschiedliche Abtragungsgebiete wider. Überwiegt im zentralen Beckenbereich und am Nordrand des Wetterau-Beckens — neben dem stets dominierenden Illit — der Kaolinit (begleitet von Chlorit und stellenweise Vermikulit), so ist in beiden Fazies in Annäherung an die südliche Schwelle ein Gehalt an Wechselschichtmineralen und Montmorillonit feststellbar, und zwar nicht nur in den Bleichenbach-Schichten, sondern auch in ihrem grobkonglomeratischen Äquivalent am nördlichen Spessarttrand bis hin zu den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen (Rodenbach-Schichten, s. 2.2.1).

Da im zentralen Becken eher Wechselschichtminerale und Montmorillonit zu erwarten wären als am südlichen Trogrand, dürfte das gehäufte Auftreten dieser Minerale am südlichen Trogrand mit dem Zersatz mafitreicher Gesteine, wie sie in der Amphibolitisch gebänderten Serie („Nördliche Gneise“) vorliegen, zusammenhängen und demnach liefergebietsbedingt sein (auch heute sind die Amphibolit-Gneise oberflächennah zu Wechselschichtmineralen zersetzt, freundl. mündl. Mitt. H. JOHANNING, anhand von Material von H. BARTH, beide Frankfurt a. M.). Ein Liefergebiet für die detritischen Kaolinite steht in den Sandsteinen und Grauwacken der Taunus-Schwelle zur Verfügung.

Räumliche und zeitliche Beziehungen zwischen den beiden Fazies

Die Grobsand-Fazies scheint auch im zentralen Beckenbereich die pelitische Fazies zunächst zu unterlagern, wenn auch in geringer Mächtigkeit. Weiter südlich verzahnen sich die beiden Ausbildungs-Typen im Bereich des Seemenbachtals. Hier scheint ein ähnlich abrupter Fazieswechsel vorzuliegen wie zwischen der Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten und den Grobkonglomeraten des Schwellenrandes am nördlichen Spessart. So ist bei Calbach die Grobsand-Fazies noch in einer Mächtigkeit von mindestens 45 m nachweisbar, während in der nur einige Kilometer nördlich abgeteufte Bg. 21 nur noch wenige Zentimeter mächtige Sedimente dieses Typs festzustellen sind; auch im Gebiet zwischen dem Seemenbachtal und dem Ansatzpunkt der Bg. 21 ist die Grobsand-Fazies nicht zu beobachten.

Im Laufe der Beckenentwicklung dehnt sich der Ablagerungsraum der pelitischen Fazies immer weiter nach Süden aus und überlagert schließlich in unterschiedlicher Mächtigkeit die Grobsand-Fazies (bis in das Gebiet des Kinzigtales, z. B. östlich und südwestlich Langenselbold, 17, 20). Die pelitische Fazies zeigt dabei in Annäherung an das südliche Abtragungsgebiet laterale Differenzierungen, die durch das häufigere Auftreten von Strömungsindikatoren, stärkere Sandsteinführung und größeren Fossilreichtum gekennzeichnet sind (Abb. 23).

Der Ablagerungsraum

Die Bleichenbach-Schichten insgesamt unterscheiden sich grundlegend von allen vorausgegangenen Einheiten sowohl in der Sedimentausbildung als auch in der Fossilführung (diese ist möglicherweise biostratigraphisch verwendbar und wird daher in Kap. 3 behandelt). Obwohl aus den Bleichenbach-Schichten relativ viele sedimentologische, sedimentpetrographische und geochemische Daten vorliegen, gelingt es dennoch nicht, den Ablagerungsraum eindeutig zu beschreiben und einem rezenten Milieu sicher zuzuordnen. Die vorhandenen Ergebnisse lassen mehr als eine Deutung zu.

Geht man von der Beschreibung des Ablagerungsraumes aus, ohne Zuordnung zu einem bestimmten Milieu, so läßt sich folgende Charakterisierung aufstellen: Ein Gebiet unter warm-aridem Klima mit meist stehenden Gewässern geringer Tiefe, wechselnder Wasserführung und gelegentlichem Trockenfallen, in das randlich flächenhaft feinklastisches Material eingebracht und in Rinnen weitertransportiert wird. Die stehenden und nicht notwendig ortsfesten Gewässer waren zeitweilig hypersalinar und müssen nicht ständig miteinander in Verbindung gestanden haben.

Nach dieser Charakterisierung ist nicht einmal ein kontinentaler Ablagerungsraum gesichert und eine Deutung des Ablagerungsraumes als randlich marin oder lagunär nicht völlig abwegig.

Der entscheidende Einwand gegen eine Ansprache der Bleichenbach-Schichten als marine Bildungen ist jedoch das Fehlen eindeutig mariner Fossilien. Die Ursache dafür können nicht nur fehlende Erhaltungsmöglichkeiten gewesen sein, denn selbst zarteste Objekte wie Schaummarken oder Hydromedusenabdrücke wurden überliefert. Auch mangelnde Konzentration von Fossilien kann nicht als Ursache angeführt werden, da bei der verhältnismäßig großen Aufschlußdichte und der jahrelangen Beobachtung auch Einzelobjekte hätten gefunden werden müssen (wie dies ja bei den seltenen Tetrapoden-

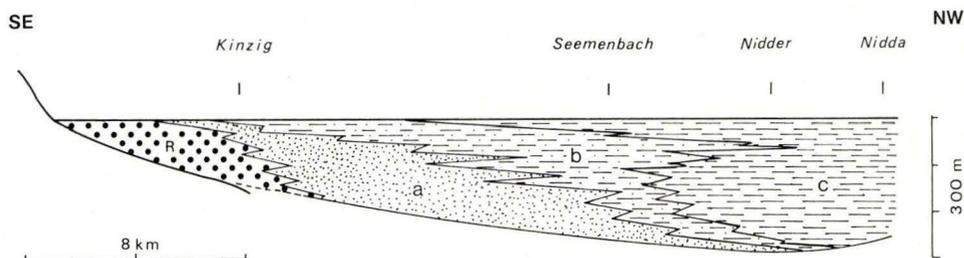


Abb. 23. Schnitt durch die Bleichenbach-Schichten.

a — Grobsand-Fazies; b — randnahe Ausbildung der pelitischen Fazies; c — pelitische Fazies des Beckenzentrums; R — Rodenbach-Schichten.

fährten und Estherien der Fall war). So bliebe als Erklärungsmöglichkeit zu geringe Wassertiefe oder eine zu starke Salinität des Meeresteils. Aber selbst bei solchen Verhältnissen sollten sich, wie etwa später im Zechstein, angepaßte Vertreter finden lassen. Der Mangel an zweifelsfrei marinen Fossilien kann meiner Meinung nach im Falle der Bleichenbach-Schichten nur auf die Nichtexistenz eines marinen Milieus zurückgeführt werden. Entscheidend gegen ein marines Milieu während der Ablagerung von Teilen der Bleichenbach-Schichten spricht auch die Paläogeographie der Rotliegendevorkommen in Zentraleuropa, die als Schichtenfolgen kontinentaler Innensenken aufgefaßt werden.

Daß die Diskussion einer marinen Genese von Teilen der Bleichenbach-Schichten jedoch nicht völlig abwegig ist, zeigt sich an einer Bohrung in Lichtenau (Spessart, LAEMMLEN 1967). Dort unterlagert die Karbonate des marinen Zechsteins eine Schichtenfolge aus roten Silt- und Tonsteinen mit Dolomitbänkchen, die in ihrer Ausbildung den Bleichenbach-Schichten gleicht. Sie führt jedoch Echinodermenreste (Seeigelstacheln) und Foraminiferen. FALKE (1969 b) hat auf Grund palynologischer Daten diesen Profilteil der Bohrung ebenfalls in den Zechstein eingestuft; berücksichtigt man jedoch die Pollenflora der Bleichenbach-Schichten in der Wetterau (Kap. 3), so scheint eine andere Einstufung nicht völlig ausgeschlossen. — Marine Fossilien gibt WURM (1961) auch aus dem Rotliegenden des Stockheimer Beckens an.

Eine ähnliche Lithofazies wie in den Bleichenbach-Schichten in siltig-toniger Ausbildung (pelitische Fazies) ist auch in abflußlosen Becken mit ephemeren Seen unter trockenem Klima gegeben. Wegen des zeitweise salinaren Charakters der Ablagerungen führt dies zu Vorstellungen über den Ablagerungsraum, die besonders für das norddeutsche und nordeuropäische (Ober-)Rotliegende diskutiert werden, nämlich die von kontinentalen Salzseen oder einem Gebiet mit kontinentalen Salzseen und einem begleitenden Schwemmfächergürtel (Salzpfanne, playa, inland sabkha; TRUSHEIM 1971, GLENNIE 1972, PLEIN 1978). Dieses Faziesmodell scheint auch für die Bleichenbach-Schichten des Wetterau-Beckens nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand am ehesten zuzutreffen.

Unter Einschluß der grobkonglomeratischen Sedimente am südlichen Schwellenrand, auf die erst in Kap. 2.2.1 eingegangen wird, ergibt sich folgende Gliederung des Ablagerungsraumes (Abb. 24):

Am Fuß der Spessart-Schwelle werden Schutt- und Schwemmfächer mit teilweise fluviatilen Transport und gravitativem Transport des Sediment/Wasser-Gemisches abgelagert, die zu verschiedenen Zeiten unterschiedlich weit in das vorgelagerte Becken

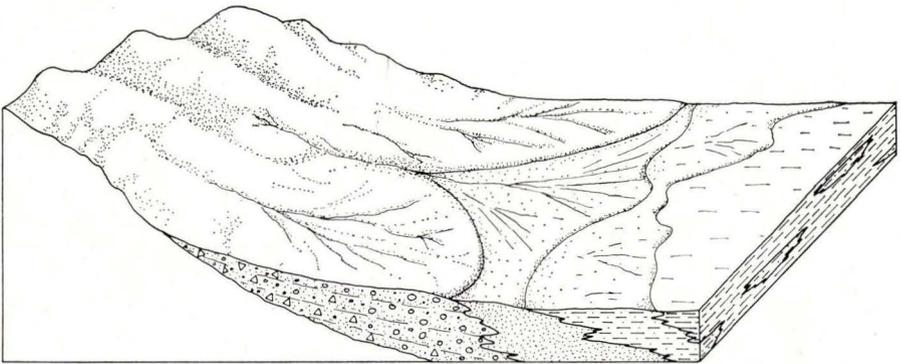


Abb. 24. Modell des Ablagerungsraumes zur Zeit der Bleichenbach-Schichten. Signaturen s. Abb. 23.

vorgreifen (Rodenbach-Schichten). Beckenwärts sich anschließend, werden die Sedimente von Schlammströmen und durch schmale, verzweigte Gerinne transportierte Feinsande und Pelite abgesetzt (Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten). Durch episodische, flächenhafte Abspülung angelieferte Feinklastika werden in Rinnen beckenwärts transportiert und die mitgeführte Schwebfracht schließlich in den stehenden Gewässern des zentralen Beckens sedimentiert (randnahe Ausbildung und Ausbildung des zentralen Beckens der pelitischen Fazies der Bleichenbach-Schichten). Die einzelnen Teilablagerungsbereiche waren dabei nicht stationär, sondern veränderten ständig ihre Lage.

Ließen sich die Grobkonglomerate am Schwellenrand als Schutt- und Schwemmfächerbildungen (fluvial fan, alluvial fan) und das zentrale Becken als Salzpflanze (playa, inland sabkha) ansprechen, so fehlen für die zwischen beiden vermittelnden Bereiche festgelegte Termini. Nach der faziellen Gliederung von Salzseen, die HARDIE et al. (1978) und SMOOR (1978) gegeben haben, könnte man die Teilablagerungsbereiche der Grobsand-Fazies und der randnahen pelitischen Fazies als sandflat und mudflat bzw. dry mud flat mit untergeordneter Beteiligung einer ephemeral flood-plain bezeichnen, die sich einem ephemeral saline lake (episodischem Salzsee) anschließen. Die in einem solchen Ablagerungsraum zu erwartenden äolischen Sedimente konnten im Wetterau-Trog allerdings nicht nachgewiesen werden.

2.2. Das Rotliegende an den Schwellenrändern

Das Rotliegende am Rand der Spessart-Schwelle im Bereich des nördlichen Spessarts ist so eingehend von LIETZ (1964, 1967) und WINTER (1965) bearbeitet (s. a. MURAWSKI 1961, 1963, 1967a und b), daß sich eine detaillierte Beschreibung erübrigt. Es muß jedoch darauf eingegangen werden, wie die vorgestellte lithostratigraphische Gliederung des Rotliegenden im Wetterau-Becken mit dem Rotliegenden am Schwellenrand parallelisiert werden kann.

Ebenso sollen die Beziehungen zum Rotliegenden am nördlichen Rand des Odenwaldes und des südlichen Taunus erörtert werden.

2.2.1. Nordrand des Spessarts

Das Rotliegende am nördlichen Rand der Spessart-Schwelle im Bereich des Spessarts wird nach BÜCKING (1892), LIETZ (1967) und WINTER (1965) im wesentlichen aufgebaut aus sehr groben Konglomeraten bzw. Breccien und geringmächtigen Sand- und Siltsteinen. Die Mächtigkeit der Abfolge schwankt in Abhängigkeit zur Entfernung vom Abtragsgebiet, übersteigt aber kaum 150 m. Die Konglomerate sind sehr schlecht sortiert und nur undeutlich geschichtet und entsprechen in ihrer Ausbildung völlig den Konglomeraten und Breccien der Waderner Schichten des Saar-Nahe-Troges (FALKE 1974 a), die STEINEGGER (1977) zuletzt untersucht hat. Die Konglomerate formen dabei Fächer, die lokal (und episodisch) von Sand- und Siltsteinen verzweigter Flußsysteme abgelöst werden. Der Geröllbestand dieser Konglomerate stammt ausschließlich aus dem nördlichen und mittleren Kristallinen Spessart, also der Amphibolitisch gebänderten Serie, der Quarzit-Glimmerschiefer-Serie, der Staurolith-Paragneis-Serie und Teilen der Rotgneise. Gerölle aus dem Glimmerschiefer-Biotitgneis- und Diorit-Granodiorit-Komplex sowie der südlichen Paragneis-Serie wurden nicht nachgewiesen. Ein besonderes Kenn-

zeichen der Geröllführung sind z. T. sehr große Quarzporphyrgerölle, die petrographisch völlig den Rhyolithen des Spessarts gleichen (FABER & KOWALCZYK 1979). Inzwischen konnten im Geröllbestand auch bisher nicht bekannte Basaltgerölle nachgewiesen werden (Straßenanschnitt an der B 43 südlich Langenselbold, 21). Das Schwermineralspektrum (LIETZ 1867) belegt dasselbe Liefergebiet wie der Geröllinhalt.

Das Rotliegende am Schwellenrand des Spessarts ist vom übrigen Rotliegenden im Wetterau-Trog gut abgrenzbar, es soll daher als eigene Einheit ausgeschieden werden. In typischer Ausbildung ist es im Oberrodenbacher Hügelland, südlich Langenselbold, entwickelt, weshalb sich die Bezeichnung „Rodenbach-Schichten“ anbietet, unter der das gesamte Rotliegende in Randfazies zusammengefaßt werden soll.

Rodenbach-Schichten

Typische Profile: ohne längerfristige Aufschlüsse, Profilbeschreibungen bei LIETZ (1964, 1967), WINTER (1965), KOWALCZYK & PRÜFERT (1978 b).

Untergrenze: Prä-Perm (hier „Nördliche Gneise“).

Obergrenze: Basis Zechstein-Konglomerat bzw. Kupferletten (Z1) (22).

Mächtigkeit: bis 150 m.

Ohne nachgewiesene Fossilien.

Der Profilaufbau der Rodenbach-Schichten ist uneinheitlich. Sie beginnen über den „Nördlichen Gneisen“ mit grobem Schutt aus dem unmittelbar Liegenden (z. B. bei Albstadt). LIETZ (1967) und BÜCKING (1892) erwähnen ferner, daß sie stellenweise mit Peliten und Sandsteinen beginnen. Darüber folgen dann mächtige Konglomerate mit Quarzporphyrgeröllen. LIETZ (1967) faßt diese Konglomerate als abgespülte und umgelagerte Schuttfächer mit im wesentlichen aquatischem Transport auf und folgert ein bedeutendes Relief zwischen dem Abtragungsgebiet und dem Rand des Sedimentationsraumes. Folgt man dagegen STEINEGGER (1977) und beschreibt die Sedimentation als Schutt- oder Schlammstrom (debris flow, mud flow) mit plastisch-viskosem oder pseudoplastischem Verhalten, dann sind solche bedeutenden Höhenunterschiede nicht unbedingt nötig und es genügt ein Gefälle von wenigen Grad. In beiden Fällen ist jedoch die Annahme eines ariden Klimas mit extrem unausgeglichener Niederschlagsverteilung notwendig.

Im Lauf der Sedimentation nehmen die Korngrößen generell, aber nicht kontinuierlich ab und der Anteil der Feinkonglomerate und deutlich geschichteten Sandsteine zu. Im unmittelbaren Liegenden des marinen Zechsteins überwiegen dann die Sandsteine.

Der Tonmineralbestand, über den bisher keine Angaben vorlagen, zeigt einen auffällig hohen Anteil an Wechselschichtmineralen und Montmorillonit. Dies kann (2.1.3) auf den Zersatz der hornblendereichen Amphibolitisch gebänderten Serie des Kristallinen Vorspessarts zurückgeführt werden.

In den obersten 20 m der Abfolge ließ sich in einem neuen Aufschluß bei Altenmittlau (22, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b) durch einzelne Trockenriß-Horizonte, die teilweise äolisch verfüllt sind, ein episodisches Trockenfallen des Ablagerungsraumes nachweisen. Weiter nördlich, bei Bernbach (Gem. Freigericht), treten in diesem Abschnitt gut sortierte Sandsteine mit zahlreichen Dolomitlagen auf, die nachweislich vor Ablagerung des marinen Zechsteins gebildet wurden. Der Übergang zum marinen Zechstein vollzieht sich allmählich ohne scharfe Grenze unter Zunahme der Dolomitführung und einer Änderung im Geröllspektrum. Neben Spessartgesteinen treten am Top der Abfolge überwiegend nicht-metamorphe Quarzite auf, die vom Taunus angeliefert sein müssen. Wegen des Fehlens einer deutlichen Grenze rechnete LIETZ (1967) diesen Abschnitt, der auch das traditionelle Zechstein-Konglomerat einschließt, zum Grenzbereich Rotliegen-

des/Zechstein. Ganz am Rand zum Abtragungsgebiet besteht dieser Grenzbereich aus Breccien der nahen Quarzit-Glimmerschiefer.

LIEZ (1967) sah in diesem Abschnitt des Rotliegenden auf Grund sedimentologischer und geochemischer Kriterien bereits Zeugen einer beginnenden marinen Ingression (die Dolomitlagen deutete er z. B. als Krusten der supratidal flats). Auch wenn man dieser Ansicht heute weniger zustimmen möchte als 1967, so bleibt doch der Nachweis bestehen, daß zwischen Rotliegendem und Zechstein keine bedeutende Diskordanz und kein bedeutender Hiatus vorliegt. Daraus folgt, daß die Schichtenfolge am Spessart-Nordrand mindestens Teilen der Bleichenbach-Schichten zeitgleich sein muß. Durch die Führung von Basaltgeröllen ergibt sich andererseits, daß sie vermutlich nicht älter als die Schöneck-Schichten sein können.

Die Verbreitung der Rodenbach-Schichten ist auf einen relativ schmalen Streifen zwischen den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen des Kristallinen Vorspessarts und dem Kinzigtal beschränkt; hinzu kommen noch lokale Senken auf der Spessart-Schwelle selbst bei Geiselbach, Hufstädten und Bieber (Abb. 17, 2.1.3).

Der seitliche Übergang zwischen den Rodenbach- und Bleichenbach-Schichten, also dem Rotliegenden im unmittelbaren Liegenden des Zechsteins, vollzieht sich außerordentlich abrupt.

Beim Aushub des King-Sees II (unmittelbar östlich Aufschluß 20) war dieser abrupte Übergang von den grobkonglomeratischen Rodenbach-Schichten in die Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten innerhalb von 20 m unmittelbar zu beobachten. Die Grenze zwischen den beiden Fazies ist heute allerdings im Gebiet von Langenselbold durch Brüche und flexurelle Verbiegungen gestört („Kinzig-Scharnier“, MURAWSKI 1963). Die Störungen, von denen einige bei der Anlage des Kinzig-Sees I (20) aufgeschlossen waren, streichen dabei NNE (das führt offensichtlich dazu, daß westlich Niederrodenbach statt der zu erwartenden Fazies der Rodenbach-Schichten die Fazies der Bleichenbach-Schichten auftritt — möglicherweise ein Hinweis darauf, daß diese Störungen schon sehr früh wirksam gewesen sind).

Der abrupte Übergang von den Rodenbach- zu den Bleichenbach-Schichten (s. Abschn. 2.1.3, Abb. 23) wird erklärbar, wenn man die Rodenbach-Schichten im wesentlichen als debris- und mud-flow-Sedimente ansieht. Solche Schuttströme kommen bei Unterschreiten der Fließgrenze (z. B. durch Verringerung des Wassergehaltes) plötzlich zum Stehen. Aus dem Schuttfächer wird dann anschließend Feinmaterial ausgespült.

Zuletzt hat LIEZ (1967) versucht, die Randfazies des Rotliegenden am Spessart mit der Schichtenfolge im Wetterau-Becken zu parallelisieren. Ihm stand allerdings eine noch unvollkommenere Gliederung des Rotliegenden in der Wetterau zur Verfügung als sie heute gegeben werden kann. Daher ist eine Modifizierung seines Versuchs notwendig.

LIEZ (1967) sah wie BÜCKING (1892) in den Konglomeraten der Rodenbach-Schichten und dem feinkörnigen Abschnitt am Top der Abfolge zeitliche Äquivalente der Bleichenbach-Schichten. Dieser Ansicht muß aus den schon erwähnten Gründen zugestimmt werden. Allenfalls kann gesagt werden, daß die Rodenbach-Schichten zeitlich auch noch dem oberen Teil der Schöneck-Schichten entsprechen könnten. Diese Einstufung wird auch durch das Auftreten von Feinkonglomeraten in der Grobsand-Fazies der Bleichenbach-Schichten nördlich der Kinzig gestützt, die Gerölle von der Spessart-Schwelle führen.

Den liegenden Teil der Rodenbach-Schichten parallelisierte LIEZ (1967) mit den hier aufgestellten Lindheim- bis Düdelsheim-Schichten. Diese Parallelisierung kann wegen

der Basaltgerölle in den Rodenbach-Schichten und der Fazies der Lindheim-Schichten nicht mehr aufrechterhalten werden.

2.2.2. Südrand des Taunus

Das weit weniger eingehend untersuchte Rotliegende am südlichen Taunus (LEPPLA 1924, LEPPLA & STEUER 1958, STENGER 1958, KÜMMERLE 1969) gleicht sedimentologisch völlig den Rodenbach-Schichten. Das einzig bekannte Vorkommen auf den Bl. 5916 Hochheim (Main) und 5816 Königstein (Taunus) (s. Abb. 17, 2.1.3) gehört paläogeographisch vermutlich schon nicht mehr zum Hessischen Trog, sondern bereits zum Saar-Nahe-Trog. Die Schichtenfolge, die dem „Metamorphen Vordevon“ des südlichen Taunus auflagert, setzt sich wie die Rodenbach-Schichten nahezu ausschließlich aus sehr schlecht sortierten Grobkonglomeraten mit undeutlicher Schichtung zusammen, deren Komponenten nur mäßig zugerundet sind und stets aus dem nahen Südtanunus stammen. Nur selten sind geringmächtige Lagen von Silt- und Sandsteinen zu beobachten.

Die Konglomerate auf den Bl. Hochheim (Main) und Königstein (Taunus) sollten allerdings nicht als Rodenbach-Schichten bezeichnet werden, da nicht sicher ist, ob sie noch zum Sedimentationsraum des Wetterau-Troges gehören. Immerhin zeigen sie, daß am Nordrand des Wetterau-Troges dieselbe Fazies zu erwarten ist wie an seiner südlichen Begrenzung.

Die Mächtigkeitsangaben über das Rotliegende am Taunus-Südrand sind allerdings erstaunlich (500 — 1000 m, KÜMMERLE 1969). Selbst wenn man in Rechnung stellt, daß diese Werte durch nicht erkennbare Bruchtektonik überhöht sein könnten, bleiben immerhin einige 100 m.

V. REINACH (1900) gibt von Bl. 5816 Königstein (Taunus) auch graue „Schiefer“ an mit einer Flora, die den tieferen Teilen des Rotliegenden zuzuordnen wäre, LEPPLA (1924) erwähnt die Existenz eines solchen Fundpunktes nicht mehr. Dennoch besteht die Möglichkeit, daß dort neben Äquivalenten der Rodenbach-Schichten auch älteres Rotliegendes abgelagert wurde.

2.2.3. Nordrand des Odenwaldes

Das Rotliegende am Nordrand des Odenwaldes (Sprendlinger Horst) zeigt weder die ausgeprägte Randfazies der Rodenbach-Schichten noch die Beckenfazies der Bleichenbach-Schichten.

Aus diesem Gebiet liegen, abgesehen von einer vergleichenden Durchsicht der sog. Plattenkalke, keine eigenen Untersuchungen vor, da 1970 eine Bearbeitung durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung vereinbart wurde. Es wurden allerdings alle zugänglichen Aufschlüsse begangen.

Die max. mindestens 260 m mächtige Schichtenfolge setzt sich aus Arkosesandsteinen, Konglomeraten (mit Quarzporphyr- und z. T. Basaltgeröllern) und Siltsteinen zusammen, in die in einem Abschnitt die sog. Plattenkalke eingelagert sind (Stromatolithe, Onkolithe, dolomitische Mergel). Im Norden des Verbreitungsgebietes gleicht die Ausbildung der überwiegend braunrot und rot gefärbten Schichtenfolge weitgehend den Schöneck-Schichten und dem obersten Abschnitt der Altenstadt/Düdelshaus-Schichten in randnaher Fazies. Wegen starker lithofazieller Übereinstimmung hatte sie V. REINACH (1982) den damaligen Tholeyer Schichten des Saar-Nahe-Gebietes gleichgestellt. Außerdem treten ausgedehnte Basalte („Melaphyre“) und lokal Quarzporphyre auf.

Den Profilaufbau des Rotliegenden auf dem Sprendlinger Horst, über den lange Uneinigkeit herrschte, konnte BACKHAUS (1965) klären. Danach ergibt sich folgende grobe Gliederung:

Arkosen mit „Plattenkalken“
 „Melaphyr“
 Arkosen, Konglomerate, Siltsteine

Mit der Abfolge im Wetterau-Becken könnten die Schichten am Sprendlinger Horst nach der Lithofazies in folgender Weise parallelisiert werden:

Arkosen mit „Plattenkalken“ — Schöneck-Schichten
 „Melaphyr“ — Basalt
 Arkosen, Konglomerate, Siltsteine — Altstadt- und Düdelsheim-Schichten

Diese zunächst schematische Parallelisierung läßt sich auch durch Geländebefunde stützen. Gesteine in der Fazies der Arkosen mit „Plattenkalken“ sind noch in Frankfurt a. M. und Offenbach (v. REINACH 1892, MICHELS 1930) nachgewiesen und lassen sich bis in die Wetterau verfolgen (Kilianstädten, 9). Sie gehören dort zu den die Bleichenbach-Schichten unterlagernden Schöneck-Schichten.

BACKHAUS (1965) fand in diesen vor allem bei Dreieichenhain (Gem. Dreieich) zutage tretenden „Plattenkalken“ eine Flora und Fauna (Algen, Mollusken, Fische und eine fragliche Bryozoe), die er als marin ansprach, und folgerte daraus, daß es sich bei den „Plattenkalken“ um eine fazielle Vertretung des Zechsteins (und damit um Oberperm) handeln könnte. Da nun bei Kilianstädten die gleichen Algenkalke auftreten, zog BACKHAUS (1965: 131) — wie schon v. REINACH (1892: 12) — auch für dieses Vorkommen ein Zechstein-Alter in Betracht (Abb. 25).

Ausbildung und Verbandsverhältnisse der Kalke bei Kilianstädten (9) gleichen in der Tat der Schichtenfolge mit „Plattenkalken“ auf dem Sprendlinger Horst völlig (Abb. 13, 14). Bei den Kalken von Kilianstädten kann jedoch durch Fährtenfunde in den überlagernden Bleichenbach-Schichten (z. B. bei Oberdorfelden, 14) nachgewiesen werden, daß diese Kalke kein Zechstein-Alter haben können, sondern nach der thüringischen Gliederung sogar in das dortige Unterrotliegende einzustufen sind (Kap. 3).

Daher besteht kein Anlaß mehr, die „Plattenkalken“ des Sprendlinger Horstes zeitlich dem Zechstein der Wetterau gleichzustellen, da die Möglichkeit der Ablagerung einer solchen Fazies auch im Rotliegenden (Unterperm) des Wetterau-Troges belegbar ist.

Die Fossilführung mit vermuteten marinen Vertretern steht dem nicht entgegen, vor allem so lange nicht, bis eine detaillierte Bearbeitung der Flora und Fauna vorliegt.

Die Ursache dafür, daß die Rotliegend-Sedimente am Nordrand des Odenwaldes eine von der Randfazies am Spessart und Taunus abweichende Ausbildung zeigen, kann ohne eingehende Bearbeitung nur spekulativ erörtert werden. Schichten in Alter und Ausbildung der Lindheim-Schichten fehlen auf dem Sprendlinger Horst offensichtlich. Hierin drückt sich vermutlich die Existenz einer Querschwelle aus, die zu Beginn der Rotliegend-Sedimentation den Saar-Nahe-Trog vom Hessischen Trog trennte (s. a. FALKE 1969 a). Das Fehlen von Sedimenten in der Fazies der Bleichenbach-Schichten oder zeitgleichen Sedimenten könnte durch nachträgliche Abtragung bedingt sein. Dann bleibt aber erstaunlich, weshalb nur diese Einheit vollständig abgetragen wurde. Wahrscheinlicher scheint mir, daß zeitgleiche Sedimente des obersten Rotliegenden im Wetterau-Becken auf dem Sprendlinger Horst nicht oder nur in sehr geringer Mächtigkeit abgelagert wurden. Dies könnte Ausdruck des Wiederauflebens der alten Querschwelle sein,

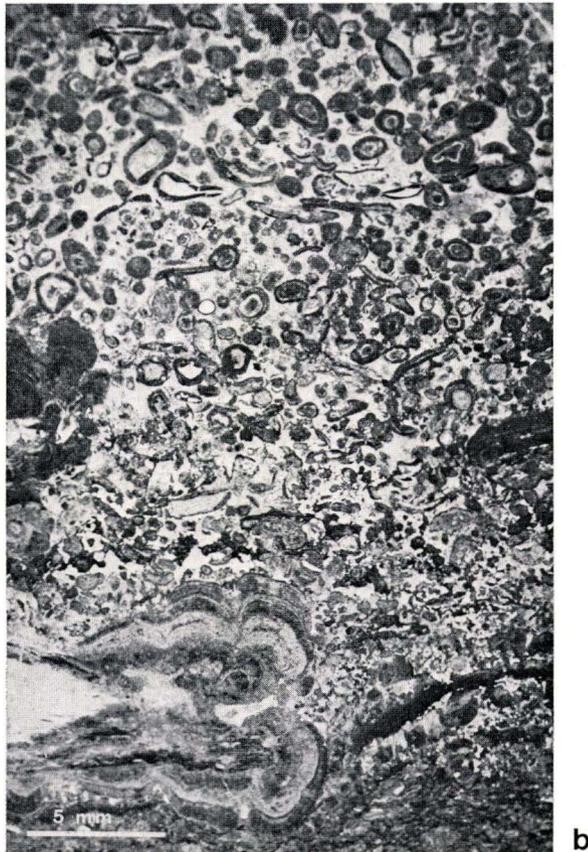
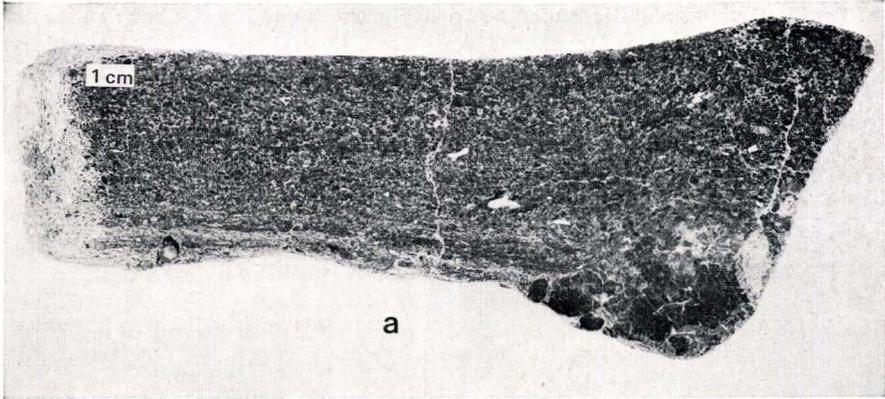


Abb. 25. Onkolith, Anschliff (a) und Dünnschliff (b), Dreieich-Götzenhain (Bl. 5918 Neu-Isenburg, R 34 81 30, H 55 41 45); Äquivalent der Schöneck-Schichten auf dem Sprendlinger Horst.

die gegen Ende der Rotliegend-Sedimentation auf Grund zu geringer Reliefunterschiede zur Spessart-Schwelle im Bereich des Odenwaldes weitgehend sedimentfrei blieb (s. a. Kap. 4).

2.3. Zusammenfassende Darstellung der lithostratigraphischen Gliederung des Rotliegenden im Wetterau-Trog

Das Rotliegende läßt sich im Gebiet mit der mächtigsten nachgewiesenen Sedimentation, der als zentraler Beckenbereich angesehen wird, in fünf Einheiten (im Rang einer Formation) gliedern (Abb. 26).

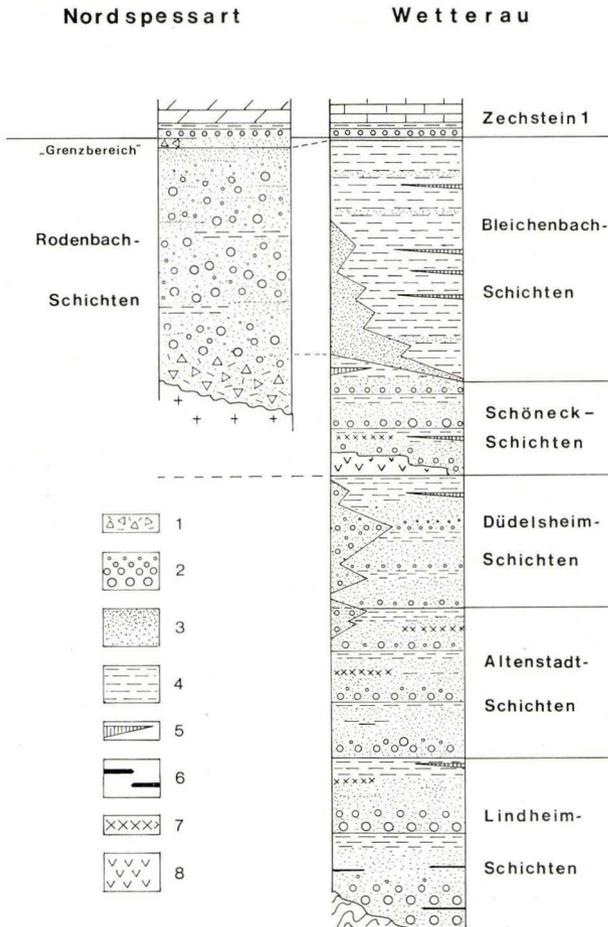


Abb. 26. Lithostratigraphische Gliederung des Rotliegenden im Wetterau-Trog.
 1 — Breccien; 2 — Konglomerate; 3 — Sandsteine; 4 — Ton- und Siltsteine;
 5 — Kalke und dolomitische Mergel; 6 — Kohleschmitzen; 7 — Tuffe und Tuffite; 8 — Basalt.

Basal lagern die mindestens 220 m mächtigen, durchweg grau gefärbten Lindheim-Schichten, die vor allem durch ihren Reichtum an organischer Substanz gekennzeichnet sind. Sie werden aufgebaut aus — vor allem an der Basis — sehr groben und schlecht sortierten Konglomeraten und feldspatreichen Sandsteinen, denen unterschiedlich mächtige Feinsand- und Siltsteine eingelagert sind. Durch das Vorkommen von *Callipteris conferta* wird ihr Rotliegend-Alter (Unterperm) wahrscheinlich gemacht (s. a. Kap. 3).

Darauf folgt ein etwa 400 m mächtiger Komplex, der mit den Altenstadt-Schichten beginnt, die den Lindheim-Schichten zunächst noch ähneln. Im Gegensatz zu den Lindheim-Schichten sind die Silt- und Tonsteine der Abfolge überwiegend braunrot gefärbt. Die immer noch zahlreichen Pflanzenreste sind nicht mehr kohlig erhalten. Ferner sind die Altenstadt-Schichten verhältnismäßig reich an Tuffen, Tuffiten und aufgearbeiteten Tuffen. Es konnte gezeigt werden, daß der Farbwechsel von grau zu braunrot mit einem Wechsel weiterer Sedimentmerkmale einhergeht, der eine Abgrenzung der beiden Einheiten voneinander erlaubt.

Es wird postuliert, daß die Altenstadt-Schichten von einer Schichtenfolge überlagert wird, die größere Anteile an Peliten aufweist. Diese sog. Düdelsheim-Schichten schließen mit Kalken ab. Tuffe und Tuffite konnten nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden, ihr Vorhandensein ist jedoch möglich. Die Floren- und Faunenführung unterscheidet sich nur quantitativ von der in den Altenstadt-Schichten. — Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten verzahnen sich im Westen mit Grobsandsteinen und Konglomeraten (Vorkommen von Bad Vilbel), die jedoch nicht als eigene Einheit ausgeschieden werden.

An diesen Komplex schließen sich erneut sehr grobe Konglomerate an, die im Gegensatz zu den vorausgegangenen Einheiten Gerölle permischer Basalte führen, die Schöneck-Schichten. Die Vulkanite sind dabei während oder kurz vor der Sedimentation der Schöneck-Schichten im Wetterau-Becken aufgedrungen. Die Kleinhypothen, aus denen sich die Schöneck-Schichten wie die übrigen Einheiten aufbauen, schließen, abweichend von den liegenden Einheiten, sehr häufig mit Mergeln oder Kalken ab. Bei einem Teil der Karbonate handelt es sich um biogene Kalke. Kennzeichen der Schöneck-Schichten sind ferner basaltische Laven und Tuffe. Im Floren- und Faunenbild gibt es keine Unterschiede zu den vorausgegangenen Einheiten.

Den Schöneck-Schichten folgt im Wetterau-Becken die mindestens 300 m mächtige Abfolge der Bleichenbach-Schichten aus rot gefärbten Ton-, Silt- und Feinsandsteinen und dolomitischen Mergeln. In dieser fossilarmen Einheit finden sich neben zahlreichen Flachwasserindikatoren auch Evaporitrelikte.

Am Rand der Spessart-Schwelle werden die Bleichenbach-Schichten durch die groben Konglomerate und Breccien der Rodenbach-Schichten vertreten. Beide Einheiten überlagert der marine Zechstein.

Die Abgrenzung der einzelnen Einheiten voneinander und die Schichtenfolge innerhalb der Einheiten ist unterschiedlich gut belegt. Durch die konkordante Überlagerung des Zechsteins ohne Hiatus ist sicher, daß die Bleichenbach-Schichten die jüngste Einheit im Wetterau-Becken darstellen. Florenführung und Verbandsverhältnisse zeigen, daß es sich bei den Lindheim-Schichten um die älteste bekannte Einheit handeln muß. Da in einer Bohrung die Altenstadt-Schichten konkordant auf die Lindheim-Schichten folgen, sind auch die Altersbeziehungen zwischen diesen beiden Einheiten klar. Durch Geländebefunde kann ferner gezeigt werden, daß die Schöneck-Schichten die Bleichen-

bach-Schichten unterlagern. Die Frage, ob die Schöneck-Schichten eine eigene Einheit sind oder ob sie nur einen Teil der Altstadt-Schichten darstellen, kann dagegen nicht mit letzter Sicherheit beantwortet werden. Die Wahrscheinlichkeit, daß sie als ein Teil der Altstadt-Schichten angesehen werden müssen, scheint jedoch nicht sehr hoch.

Während sich bei den bisher genannten Einheiten die Schichtenfolge über Bohrungen und parallelisierbare Profilaufnahmen im Gelände verhältnismäßig gut fassen ließ, sind von den außerdem aufgestellten Düdelsheim-Schichten nur Einzelprofile bekannt. Auch die Unter- und — strenggenommen — die Obergrenze dieser Einheit waren nicht sicher festzulegen. Die Düdelsheim-Schichten sind daher die am schlechtesten belegte Einheit des Rotliegenden im Wetterau-Becken, und hier ist am ehesten damit zu rechnen, daß eine Veränderung des lithostratigraphischen Gerüsts nötig wird.

Innerhalb der Rotliegend-Abfolge ließen sich zwischen den Lindheim- und Altstadt-Schichten und den Schöneck- und Bleichenbach-Schichten Diskordanzen nicht nachweisen, und auch zwischen den Düdelsheim- und Schöneck-Schichten, seien sie nun selbständige Einheiten oder nur Teile der Altstadt-Schichten, konnte eine Diskordanz nicht beobachtet werden.

Der Sedimentationsverlauf im Wetterau-Becken ist — wie in den meisten anderen mitteleuropäischen Rotliegendensenken auch (FALKE 1974 b) — durch Grob-zu-fein-Großrhythmen charakterisiert, die in sich wieder rhythmisch gegliedert sein können. Die Schichtenfolge im Wetterau-Becken läßt sich in drei solche Großrhythmen untergliedern, bestehend aus den Lindheim-Schichten, den Altstadt- und Düdelsheim-Schichten und schließlich den Schöneck- und Bleichenbach-Schichten (einschließlich der Rodenbach-Schichten). Wenn man jedoch von dieser im wesentlichen granulometrischen Betrachtung absieht, ergibt sich im Wetterau-Becken eine andere Großgliederung. Sie besteht aus den Lindheim-Schichten als sedimentologisch eigenständiger Einheit und einem Komplex aus Altstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten, der in sich sedimentologisch verwandte Züge aufweist. Sie endet mit den Bleichenbach-Schichten (und ihrem Äquivalent, den Rodenbach-Schichten), die sich von den vorgenannten Einheiten sehr deutlich unterscheiden. Hier liegt innerhalb der Rotliegendabfolge die stärkste Veränderung im Sedimenthabitus.

War bis zu den Bleichenbach-Schichten ein Milieu mit linearem Transport von Grobmaterial in ein Becken gegeben, so zeigen sich in den Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten, besonders zum Rand des Beckens hin, Zeugen flächenhafter Abspülung. Die Sedimente im Becken-Zentrum wurden in flachen, stehenden Gewässern geringer Ausdehnung und nur kurzzeitiger Existenz abgesetzt. Im Gegensatz zu den liegenden Formationen muß das Milieu als ausgesprochen lebensfeindlich bezeichnet werden. Die Häufigkeit von Dolomit, die Isotopenverteilung in den Karbonaten, die Borgehalte (s. LIETZ 1967) und die noch nachweisbaren Evaporitrelikte zeigen, daß diese Gewässer zumindest zeitweilig den Charakter von Salzseen hatten und damit auch, daß sich das Klima zu stärkerer Aridität hin entwickelt hatte. Damit läßt sich auch im Rotliegenden des Wetterau-Troges derselbe Klimagang rekonstruieren, der auch aus den übrigen mitteleuropäischen Rotliegendvorkommen bekannt ist.

Dieser einschneidende Wechsel in der Sedimentausbildung liegt im Wetterau-Becken weit oberhalb des Einsetzens des basischen Vulkanismus, der von NEGENDANK (1968) dem Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiet gleichgesetzt wurde („Grenzlager-Gruppe“). Der Wechsel erfolgt ohne erkennbaren Hiatus oberhalb der Schöneck-Schichten. Wollte man das Rotliegende in der Wetterau in die Gruppen (Unterabteilungen) Unter- und Ober-

rotliegendes einteilen, dann böte sich diese Grenze am ehesten an. Auf diese Frage wird jedoch im nächsten Kapitel eingegangen.

Vergleicht man die Anzahl der Großrhythmen im Rotliegenden des Wetterau-Beckens mit der in den benachbarten Gebieten, etwa dem Saar-Nahe-Gebiet oder Thüringen, so fällt die wesentlich geringere Anzahl von Großrhythmen in der Wetterau auf, auch wenn man berücksichtigt, daß bei der Zusammenfassung zu einem Großrhythmus in den einzelnen Gebieten sicherlich unterschiedliche Kriterien angewendet werden. Dies könnte als Hinweis darauf gewertet werden, daß im Wetterau-Trog nur ein Teil der zeitlichen Äquivalente der Schichtenfolgen in den beiden benachbarten Rotliegendgebieten vorhanden ist. Da der Zechstein das Rotliegende in der Wetterau konkordant überlagert und Diskordanzen innerhalb des Rotliegenden nicht bekannt geworden sind, muß man annehmen, daß in der Wetterau nur das zeitliche Äquivalent des oberen Teils der Schichtenfolgen in Thüringen ausgebildet ist und der basale Teil fehlt.

Neben der Veränderung in der Vertikalen im Lauf der Zeit müssen die Großrhythmen und die im Wetterau-Becken aufgestellten Formationen bei Annäherung an die ehemaligen Abtragungsgebiete auch eine laterale Differenzierung aufweisen. Gut ließ sich die laterale Veränderung senkrecht zur Trogachse für die Bleichenbach-Schichten unter Einschluß der oberen Schöneck-Schichten fassen. Dort war eine seitliche, zeitgleiche Abfolge von Breccien und schlecht sortierten Grobkonglomeraten (Rodenbach-Schichten), Sandsteinen und Siltsteinen mit Grobsandkomponenten und Silt- und Tonsteinen gegeben. Für die Altstadt- und Düdelsheim-Schichten werden die Vorkommen von Bad Vilbel als randliche Vertretung angesehen. Am wenigsten sind laterale Veränderungen bei den Lindheim-Schichten zu erwarten, da ihr Ablagerungsraum offensichtlich noch sehr schmal war und sie besonders im basalen Teil des Profils eine Ausbildung zeigen, die der Randfazies der jüngeren Einheiten entspricht.

Unter Berücksichtigung dieses Sachverhalts ergibt sich ein Beckenprofil, wie es Abb. 27 zeigt.

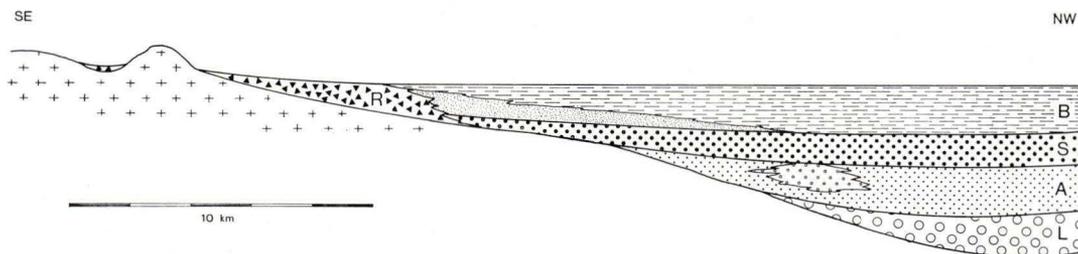


Abb. 27. Schematischer Schnitt durch den südlichen Teil des Wetterau-Troges.

L — Lindheim-Schichten; A — Altstadt- und Düdelsheim-Schichten mit den Vorkommen von Bad Vilbel; B — Bleichenbach-Schichten; R — Rodenbach-Schichten.

2.4. Vergleich mit bisherigen Gliederungen

Um die bisherigen Bearbeitungen des Rotliegenden in der Wetterau und am Spessart-
rand auch innerhalb der vorgestellten lithostratigraphischen Gliederung verwendbar
zu machen, wird tabellarisch dargestellt, welche Einheiten der bisherigen Autoren seit
v. REINACH (1899) den hier aufgestellten entsprechen. Schwierigkeiten ergeben sich inso-
fern, als z. T. nachweislich verschieden alte Vorkommen in dieselbe Einheit gestellt wur-
den; Tab. 1 gibt somit nur einen näherungsweisen Überblick.

Bei diesem Vergleich zeigt sich, daß das lithostratigraphische Gerüst schon durch
v. REINACH (1892, 1899 a, b) gegeben war, dem die meisten Bearbeiter mit Ausnahme von
KÜHNE (1923) und NÖRING (1955) mehr oder minder stark folgten und das die vorgelegten
Untersuchungen in vielem bestätigen konnten. Andererseits wird deutlich, daß die meis-
ten Bearbeiter sich stark an die jeweils gültige Gliederung im Saar-Nahe-Gebiet an-
lehnten oder sie übernahmen. KÜHNE (1923) hat als erster die Wetterau als eigenständigen
Ablagerungsraum im Unterperm aufgefaßt, NÖRING (1955) machte auf die Beziehun-
gen zum thüringischen Rotliegenden aufmerksam.

Tab. 1. Vergleich mit bisherigen Gliederungen des Rotliegenden im Wetterau-Trog

		v. REINACH		BÜCKING	KÜHNE	MICHELS	N Ö R I N G		KLÜPFEL	WIESNER			
		1899 a	1899 b	1892	1923	1930	1951 a	1955	1955	1964			
Rodenbach-S.	Bleichen- bach- Schichten	ro ₃	ro ₃	ro ₂ /ro _s	ro _β	ro ₃	Kreuznacher	Lücke	Kreuznacher	Kreuznacher			
		ro _s	ro _s			Kreuznacher Schichten	Schichten		Schichten	Gruppe			
	ro ₁	ro ₁	ro ₂	ro ₂		Waderner	Melaphyr		Waderner	Waderner			
	Schöneck- Schichten	ru ₃		(Tholeyer Schichten)		ro ₁			Waderner S.	Schichten	Schichten	Schichten	Gruppe
		Düdelshim- Schichten				ru ₂			Tholeyer + Lebacher Schichten	Tholeyer Schichten	Tholeyer Schichten	Tholeyer Schichten	Schichten
Altensadt- Schichten	Kuseler Schichten	Lücke	ro _α	Lebacher	Lebacher	Lebacher	Schichten	Lebacher Schichten	Lebacher Gruppe				
Lindheim- Schichten				Kuseler Schichten	Kuseler Schichten	Kuseler Schichten	obere Kuseler Schichten	Kuseler Gruppe					

3. Parallelisierung mit benachbarten Rotliegend-Trögen

Die vorgestellte lithostratigraphische Gliederung des Rotliegenden im Wetterau-Trog läßt sich erst dann zur Rekonstruktion der geologischen Entwicklung dieses Raumes verwenden, wenn es gelingt, dieses Konzept zeitlich einzuordnen, d. h. eine Parallelisierung mit datierbaren Abfolgen in benachbarten Sedimentationsräumen durchzuführen. Wie grob solche Parallelisierungen allerdings noch bleiben, zeigt sich im folgenden.

Der klassischen Methode der Parallelisierung von Schichtenfolgen über weite Entfernungen, der Biostratigraphie bzw. Biochronologie, stehen in kontinentalen Ablagerungen überall besondere Schwierigkeiten entgegen, wie etwa die geringe räumliche Ausdehnung der Sedimentationsgebiete, rascher Fazieswechsel und schlechte Fossilisationsbedingungen.

Das hat u. a. dazu geführt, daß die Grenzen des kontinentalen Perms bisher biostratigraphisch nicht definiert sind, abgesehen von einer — umstrittenen (vgl. KOZUR 1978 a, BARTHEL & HAUBOLD 1979) — Festlegung der Karbon/Perm-Grenze mit dem Auftreten von *Callipteris conferta* („Heerlener Beschlüsse“, vgl. GOTHAN 1952). Auch innerhalb des kontinentalen Perms existiert bislang keine vereinbarte Biostratigraphie. Eine eingehende Darstellung der bestehenden Probleme findet sich bei HAUBOLD & KATZUNG (1972), ANDREAS et al. (1975), KOZUR (1977 a, 1978 b), FALKE (1971 b, 1974 c) und HAUBOLD (1980), so daß hier weitgehend auf eine Wiederholung verzichtet werden soll.

Eine besondere Schwierigkeit bei der Verständigung bietet die Vermengung lithostratigraphischer und biostratigraphischer Termini. So werden die Schichtenfolgen in den einzelnen mitteleuropäischen Rotliegend-Becken traditionell in die Unterabteilungen Unterrotliegendes bzw. Autun und Oberrotliegendes bzw. Saxon eingeteilt. Sowohl die Begriffe Unter- und Oberrotliegendes wie auch Autun und Saxon waren zunächst lithostratigraphische Bezeichnungen, die aber später auch bio- und chronostratigraphischen Inhalt bekamen. Um diese Vermengungen zu vermeiden, wurde der Vorschlag gemacht, die Bezeichnungen Unter- und Oberrotliegendes und Autun und Saxon voneinander zu trennen und die Begriffe Unter- und Oberrotliegendes als lithostratigraphische und Autun und Saxon als biostratigraphische Termini zu verwenden (die allerdings noch zu definieren wären; vgl. KOZUR 1977 a). Das erweist sich jedoch bei der gegenwärtig praktizierten Gleichsetzung von Autun = Unterrotliegend und Saxon = Oberrotliegend als Kreisschluß. Außerdem müßten auch innerhalb der Lithostratigraphie gleiche Namen dieselben Einheiten bezeichnen. Es müßte also gesichert sein, daß z. B. bei der Verwendung des Begriffs „Unterrotliegend“ die so bezeichneten Abfolgen in allen Sedimentationsgebieten demselben Komplex von Einheiten angehören. Dies aber ist gerade das Problem, dessen Lösung durch eine Benennung nur vorgetäuscht wird.

Mir scheint es daher gegenwärtig wenig sinnvoll, die Begriffe Unter- und Oberrotliegend überhaupt noch zu verwenden, solange nicht geklärt ist, in welchem Umfang sich die so bezeichneten Schichtenfolgen in den einzelnen Sedimentationsgebieten parallelisieren lassen. Auch von einer Unterscheidung in „unteres“ und „oberes“ Rotliegendes ist wegen Verwechslungsmöglichkeiten abzuraten. Als lithostratigraphische Termini sollten die eingeführten Formations-(Schichten-, Gruppen-)Namen benutzt werden.

Trotz dieser Schwierigkeiten ist es notwendig, wenigstens in benachbarten Sedimentationsräumen, wie im vorliegenden Fall dem Saar-Nahe-Gebiet oder dem thüringer Raum, die einzelnen Abfolgen zeitlich miteinander zu vergleichen, ohne großregionale Parallelisierungen durchführen zu wollen. Hier scheint der Vorschlag einer biostratigraphischen Gliederung und Abgrenzung des kontinentalen Perms von ANDREAS et al.

(1975), ANDREAS & HAUBOLD (1973, 1975), HAUBOLD (1973 a), HAUBOLD & KATZUNG (1972 a, b, 1975) entwicklungsfähige Möglichkeiten zu eröffnen [auch wenn dieser Vorschlag bereits kritisiert wurde (KOZUR 1977 a, 1978 b)].

HAUBOLD und Koautoren schlugen vor, eine Gliederung mit Hilfe von Tetrapodenfährten durchzuführen, d. h. eine Vertebratenstratigraphie aufzustellen, und zwar an Hand des umfangreichen Materials aus Thüringen. Dieses Vorgehen schien zunächst im außerthüringischen Gebiet wegen des Fehlens oder der Spärlichkeit von entsprechenden Funden wenig praktikabel. Untersuchungen der letzten Jahre haben jedoch Ergebnisse geliefert, die wenigstens eine Basis für die Parallelisierung der Rotliegend-Abfolgen zwischen Thüringen und dem Saar-Nahe-Gebiet bieten (FICHTER 1976, 1979, BOY 1976; vgl. a. HAUBOLD & KATZUNG 1975). Dabei ist es zunächst unerheblich, ob die vorgeschlagene Biostratigraphie akzeptiert wird oder ob man einzelne Schichtenfolgen in eine weltweite Chronostratigraphie einhängen kann. Wesentlich ist die Parallelisierung der Schichtenfolgen in benachbarten Sedimentationsräumen. Damit könnte dann wenigstens angegeben werden, welche Entwicklung der Wetterau-Trog z. B. zur Zeit der Tambacher Schichten Thüringens oder der Nahe-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes nahm.

ANDREAS & HAUBOLD (1975) und HAUBOLD (1980) kommen auf Grund der Verteilung von Tetrapodenfährten in Verbindung mit der übrigen Fauna und Flora zu einer Gliederung des thüringer Rotliegenden in Unteres und Oberes Autun und Saxon, wobei das Autun in fünf Stufen gegliedert und eine Zweiteilung des Saxons offengelassen wird.

Die bisher bekannten Faunen- und Florenfunde aus dem Wetterau-Trog stammen überwiegend aus dem vorigen Jahrhundert. Mit Ausnahme eines Vorkommens (SCHAAR-SCHMIDT 1973) sind die Florenfunde auch nicht revidiert, so daß sie für biostratigraphische Zwecke nur sehr bedingt verwendbar sind und Vergleichsmöglichkeiten zu den thüringischen Vorkommen nicht bestehen. Allein in zwei Bereichen der Fossilführung konnte dem bisher Bekannten Neues hinzugefügt werden, und zwar der Tetrapodenfährten und der Sporomorphenführung, auf die im folgenden näher eingegangen werden soll, da sie bisher nicht publiziert sind. (Die ebenfalls bisher nicht bekannten Insektenspuren und Hydromedusenabdrücke in den Bleichenbach-Schichten sind biostratigraphisch bisher nicht verwendbar.)

In den letzten Jahren haben im Rotliegenden der Wetterau fünf Fundpunkte eine verhältnismäßig reiche Fährtenfauna erbracht, wobei die einzelnen Fundpunkte ausreichend genau im lithostratigraphischen Profil fixiert werden können:

- Ziegeleigrube südlich Oberdorfelden (14)
- Anschnitt am Bahnhof Mittel-Gründau (15)
- Ziegeleigrube Ravolzhausen (16)
- Straßenanschnitt an der B 40 östlich Langenselbold, ‚Abtshecke‘ (17)
- Kinzig-See I südlich Langenselbold (20)

Unbestimmbare Fährten fanden sich ferner in der Bg. 25 und bei Büdingen-Orleshausen (v. REINACH 1899 b) und am Eisenbahneinschnitt östlich Heldenbergen (13).

Alle bestimmbaren Funde stammen aus den Bleichenbach-Schichten, jedoch aus unterschiedlicher Profilposition. Unmittelbar über der Grenze zu den Schöneck-Schichten liegen die Funde von Oberdorfelden (14), die jüngsten stammen von Mittel-Gründau (15, mindestens 50 m unterhalb der Zechstein-Basis), die Funde von der ‚Abtshecke‘ (17) liegen unmittelbar oberhalb der gröberklastischen Fazies der Bleichenbach-Schichten, die vom Kinzig-See I (20) und von Ravolzhausen innerhalb der randnahen Ausbildung der

ringer Waldes und den Hornburger Schichten des östlichen Harzvorlandes und damit eine Stellung in das obere Autun der thüringischen Gliederung. Damit ist über die biostratigraphische oder chronostratigraphische Position noch nichts gesagt, da innerhalb des kontinentalen Perms keine definierten Grenzen existieren.

Diese Einstufung ist zunächst überraschend, da nach lithologischen und lithofaziellen Kriterien eine Unterteilung des Rotliegenden im Wetterau-Becken nur unterhalb der Fundschichten möglich ist. Oberhalb der Fundschichten ändert sich die Ausbildung des Rotliegenden bis hin zum Zechstein-Konglomerat nicht mehr. Das könnte Anlaß sein, anzunehmen, daß Schichten, die dem Saxon der thüringischen Gliederung zeitlich entsprechen, nicht abgelagert oder vor der Zechsteiningression abgetragen wurden. In der Tat gibt es im Wetterau-Becken oberhalb der Fundschichten keine Sedimente in der Fazies des (oberrotliegenden) Tambacher Sandsteins oder der randnahen Eislebener Schichten.

Allerdings liegen Aufschlüsse und damit Beschreibungen der die Hornburger überlagernden Eislebener Schichten vor allem aus den paläogeographischen Randgebieten wie dem Hornburger Sattel vor. In der Beckenfazies der Mansfelder Mulde sind auch die Eislebener Schichten am Top den oberen Hornburger Schichten ähnlich (rote Ton- und Siltsteine mit Dolomitlagen und dolomitischen Konkretionen) und ohne eine beobachtliche Diskordanz kaum zu unterscheiden. Auch war die stratigraphische Stellung der Hornburger Schichten umstritten, da sie faziell eher den gewöhnlich als Oberrotliegend angesprochenen Schichten gleichen (v. HOYNINGEN-HUENE 1960, 1963, SCHREIBER 1960, KUNERT 1970); auf Grund ihrer Fährtenführung wurden sie schließlich dem oberen Unterrotliegend (oberes Autun) der thüringer Gliederung zugerechnet (HAUBOLD 1973 b).

Eine ähnliche Diskrepanz zwischen lithostratigraphischer Gliederung und biostratigraphischer Zuordnung bestand auch im Saar-Nahe-Gebiet. Dort wurden die in das Oberrotliegende (= Saxon) gestellten Waderner Schichten auf Grund des Fährten-Inhalts ebenfalls in das obere Autun der thüringer Gliederung eingestuft (HAUBOLD 1973a, FICHTER 1976). — Die jetzt vorgelegten Untersuchungen FICHTERS (1979) führten allerdings zu einem anderen Ergebnis. Er parallelisiert zwar die Wadern-Schichten (Waderner Schichten) wie HAUBOLD & KATZUNG (1975) mit den Rotteröder und (oberen) Oberhöfer Schichten, stellt beide jedoch, im Gegensatz zu HAUBOLD & KATZUNG, in das Saxon. Ungeachtet dessen, ob die Vorschläge FICHTERS akzeptiert werden, hat die Verteilung der Fährten im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes auch Konsequenzen für die Frage, ob im Wetterau-Becken Saxon im Sinne der thüringer Gliederung abgelagert wurde.

Die Fährtengemeinschaft in den Bleichenbach-Schichten erlaubt eine Parallelisierung mit den Abschnitten B und C der Gliederung FICHTERS (1979) [Lebach und Tholey Gruppe und untere Grenzlager Schichten (Nahe Gruppe) einerseits und obere Grenzlager Schichten, Wadern Schichten und unterer Teil der Rötelschiefer andererseits] und schließt eine Parallelisierung mit Abschnitt D (Rötelschiefer) nicht völlig aus.

Aus Gründen, die unten ausgeführt werden, sind die Bleichenbach-Schichten jedoch wahrscheinlich jünger als Abschnitt B und der untere Teil von Abschnitt C, obwohl der zur Abgrenzung dieser beiden Abschnitte benutzte *Varanopus microdactylus* bisher in der Wetterau nicht nachgewiesen werden konnte.

Besonders wichtig für die Diskussion der stratigraphischen Einstufung der wetterauer Fährtenvorkommen ist dabei die Beobachtung FICHTERS (1979), daß Formen, die in Thüringen und Nachbargebieten nur im Autun oder im Saxon der dortigen Gliederung nachgewiesen wurden, auch gemeinsam auftreten können. So sind *Dromopus* und *Amphisauropus* in Thüringen und dem östlichen Harzvorland nur aus dem dortigen Autun bekannt (jüngste Vorkommen in den Rotteröder bzw. Hornburger Schichten). In den

Rötelschiefern, dem jüngsten Abschnitt des Rotliegendeprofiles im Saar-Nahe-Gebiet, treten sie jedoch zusammen mit Gattungen auf, die in Thüringen und Nachbargebieten typisch sind für das dortige Saxon wie *Palmichnus* für den Tambacher Sandstein oder *Laoporus*, *Phalangichnus* und *Chelichnus* für das Grenzkonglomerat und den Cornberger Sandstein.

Das zweite Gebiet, auf dem zur Fossilführung des Rotliegenden im Wetterau-Becken Neues beigetragen werden kann, die Sporomorphenföhrung, gibt zur Frage der stratigraphischen Einstufung weitere Hinweise. Nach den Untersuchungen von SCHAARSCHMIDT (1980 und in KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a) findet sich bis 250 m unterhalb der Zechsteinbasis eine Flora, die Übergangscharakter zur Zechsteinflora hat. Die Proben stammen aus den Bg. 21 und 57 auf Bl. 5620 Ortenberg (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a): Bg. 21/245,50 m; Bg. 21/246,20 m; Bg. 21/246,70 m; Bg. 57/252,50 m; Bg. 57/253,25 m und enthielten folgende Flora:

Potonieisporites bharadwaji REMY et REMY
Potonieisporites novicus BHARADWAY
 ? *Jugasporites delasaucei* (POTONÉ et KLAUS) LESCHIK
 ? *Falcisporites zapfei* (POTONÉ et KLAUS) LESCHIK
Vesicaspora wilsonii SCHEMEL
Stroterporites richteri (KLAUS) WILSON ex KLAUS
Taeniaesporites noviaulensis LESCHIK
Vittatina sp.
 cf. *Lueckisporites virkkiae* POTOINÉ et KLAUS

Außerdem fand sich in der Bg. 21/194,68 m ein Makrorest einer für den Zechstein typischen Konifere, der sich allerdings nicht völlig sicher bestimmen ließ [(*Ulmannia frumentaria* (SCHLOTHEIM) oder *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) oder *Quadrocladus orobiformis* (SCHLOTHEIM) (Abb. 28)].

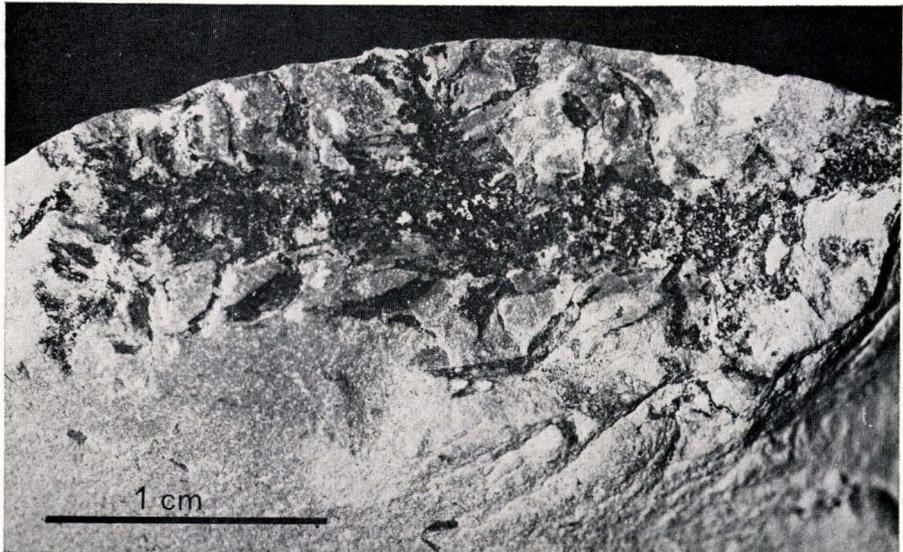


Abb. 28. Koniferenrest aus der Bg. 21, — 194,68 m (Erl. s. Text); SM. B 13205.

Die Häufigkeit monosaccater Formen in der Florengemeinschaft weist auf unterpermisches Alter. Das fast völlige Fehlen mono- und trileter Sporen zusammen mit dem Auftreten einiger für den Zechstein typischer Formen (*Strotersporites richteri*, *Taeniaesporites noviaulensis*, *Lueckisporites virkkiae*) deutet andererseits darauf hin, daß die untersuchte Flora jünger ist als die Mikroflora aus den Waderner Schichten bei Sobernheim (VISSCHER et al. 1974). Ihrem Charakter nach ähnelt sie bereits einer Zechsteinflora (fast ausschließlich Luftsackpollen); es fehlen jedoch noch einige für den Zechstein typische Formen, so daß sie als eine Rotliegend/Zechstein-Übergangsflora aufgefaßt werden kann, die jünger ist als das Vorkommen von Waderner Schichten (bzw. Spohnheimer Schichten, ATZBACH & GEIB 1972) des Saar-Nahe-Gebietes bei Sobernheim und älter als der Zechstein.

Insgesamt lassen es diese Ergebnisse als außerordentlich wahrscheinlich erscheinen (vor allem in Verbindung mit den Untersuchungen von FICHTER 1979), daß Oberrotliegendes oder Saxon im Sinne der thüringer Gliederung auch im Wetterau-Becken abgelagert wurde, allerdings steht ein Beweis dafür aus.

Der Umschwung im Florenbild erfolgt offensichtlich innerhalb der Bleichenbach-Schichten, ohne daß lithologisch eine Grenze zu ziehen ist, denn der tiefste Fährtenfundpunkt (Oberdorfelden, 14) innerhalb der Bleichenbach-Schichten wird noch von einer Makroflora mit dem Charakter des (thüringer) Unterrotliegenden begleitet (*Walchia*, *Odontopteris*, *Cordaites*; Bestimmungen von F. SCHAARSCHMIDT, Frankfurt a. M.). Andererseits scheinen die „Autun“-Fährten im Sinne der thüringer Gliederung noch oberhalb des Umschwungs im Florenbild aufzutreten (z. B. in der Bg. 25 und im Aufschluß 15). So drängt sich der Verdacht auf, daß die Grenzziehungen auf palynologischer Grundlage und mit Hilfe von Tetrapodenfährten keine zeitgleichen Grenzen liefern, sondern daß die mesophytische Flora früher einsetzt als die „saxone“ Fährten-gemeinschaft in Thüringen.

Aus den bisher dargestellten biostratigraphischen Vergleichen ergibt sich, daß der basische Vulkanismus im Wetterau-Trog, der weit vor dem letzten Auftreten einer „Autun“-Fährten-gemeinschaft einsetzt, älter als das Saxon Thüringens und für Parallelisierungen ungeeignet ist. Andererseits ergeben sich Übereinstimmungen, die stratigraphisch freilich nicht beweiskräftig sind, mit der Rotliegend-Abfolge in der Mansfelder Mulde bzw. dem Hornburger Sattel, wo der jüngste Basalt ebenfalls an der Basis der Hornburger Schichten (oberes Autun) auftritt. Dies hat außerdem zur Folge, daß der basische Vulkanismus im Wetterau-Becken nicht mit einer „Saalischen Phase“ in Zusammenhang steht, die ja traditionell die Unter/Oberrotliegend-Grenze markieren soll (s. a. KUNERT 1970). Auch hier zeigen sich die Grenzen des Versuchs, mittels tektonischer Argumente stratigraphische Parallelisierungen durchzuführen (abgesehen von sehr lokalen Vergleichen), worauf auch FALKE (1974 a) hinwies.

Neben der Fährten- und Sporomorphenföhrung bietet auch eine lithostratigraphische Grenze die Möglichkeit einer Parallelisierung, nämlich die Zechstein-Basis. Es besteht Einigkeit darüber, daß der Kupferschiefer zumindest über begrenzte Areale als mehr oder minder synchrones Sediment und damit als Zeitmarke angesehen werden darf. Damit ist in allen Becken, in denen der Zechstein sedimentiert wurde, auf jeden Fall der zeitliche Abschluß der Rotliegendfazies markiert. Voraussetzung ist allerdings, daß sich Rotliegendes und Zechstein konkordant und ohne bedeutenden Hiatus überlagern.

Dies ist nach den Untersuchungen von LIETZ (1967) offensichtlich für den überwiegenden Teil der Wetterau und des Spessartrandes der Fall. Nach seinen Befunden vollzieht sich der Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein sedimentologisch lückenlos, was eine länger dauernde Sedimentationsunterbrechung an der Wende Rotliegendes/Zechstein ausschließt. Hinzu kommt, daß das Rotliegende im unmittelbaren Liegenden des Zechsteins im gesamten südwestlichen Hessischen Trog bis hin zum östlichen Vogelsbergtrand (KÖBRICH 1926) sehr gleichartig ausgebildet ist; deshalb ist eine bedeutende

Abtragung vor Beginn des Zechsteins wenig wahrscheinlich. Aus den Ergebnissen von LIETZ (1967) und den palynologischen Untersuchungen wäre zu folgern, daß oberes Rotliegendes im Sinne einer dem marinen Zechstein unmittelbar vorausgehenden Sedimentation in Rotliegendfazies auch in der Wetterau vorhanden ist. Damit wäre auch das Vorhandensein von Saxon im Sinne der thüringischen Gliederung weitgehend gesichert. Nicht sicher zu belegen bleibt allerdings weiterhin, welcher Profilanteil des wetterauer Rotliegenden dem thüringer Saxon zeitlich entspricht.

Der Grund dafür liegt in der unklaren Position und Genese des „Zechstein-Konglomerates“. Es kann als marines oder fluviatiles Konglomerat vorliegen oder durch „Dünensande“ (Cornberger Sandstein) oder marine Sande (Walkenrieder Sandstein, Weißliegendes) ersetzt sein. Daher sollte zur Abgrenzung des Rotliegenden vom Zechstein der Kupferschiefer benutzt werden, obwohl auch unterhalb des Kupferschiefers über dem Zechstein-Konglomerat marine Sedimente auftreten können („Mutterflöz“, KRIEBEL 1969, KOZUR 1977 b). Daher kann nicht ausgeschlossen werden, daß das Saxon im thüringischen Sinne in der Wetterau nur den fluviatilen Anteil (s. u.) des Zechstein-Konglomerates umfaßt. Auch im östlichen Harzvorland ist der obere Teil des Saxons (Eislebener Schichten) randlich z. T. nur geringmächtig entwickelt und lithologisch vom dortigen Zechstein-Konglomerat nur schlecht zu unterscheiden.

Im Raum Stockheim—Bleichenbach (18) ist der Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein abweichend von den Verhältnissen im übrigen Wetterau-Trog ausgebildet. Dort überlagern die feinklastischen Bleichenbach-Schichten mit scharfer Grenze zunächst fluviatile Grobkiese und Blockwerk, die später in marine Konglomerate übergehen. Im Bereich dieser linear von Westen nach Osten sedimentierten Torrentenschotter ist also ein sedimentologisch lückenloser Übergang zum Zechstein, der am Spessart- und in der südlichen Wetterau gut zu belegen ist, nicht ohne weiteres nachweisbar. Hier könnte allenfalls die Möglichkeit bestehen, daß man den fluviatilen Anteil des „Zechstein-Konglomerates“ als ein Äquivalent des Saxons in Thüringen ansieht. Der Sedimentation der Grobkiese ist jedoch auch im Raum Stockheim—Bleichenbach keine tiefgreifende Erosion vorausgegangen. Wenn die angedeutete Möglichkeit auch nicht ausgeschlossen werden kann, so hat sie doch, bis neue Daten zu einer Änderung der Ansicht zwingen, wenig Wahrscheinlichkeit für sich. Die zeitlichen Äquivalente des thüringer Saxons sollten spätestens oberhalb des Fährtenfundpunktes vom Bahnhof Mittel-Gründau (15) zu finden sein. Diese Frage stellt sich allerdings nicht mehr, wenn man der Argumentation FICTERS (1979) folgt und die Rotteröder Schichten Thüringens bereits dem Saxon zurechnet.

Der Klimagang, der aus dem Rotliegenden des Wetterau-Troges rekonstruiert werden kann, legt den Schluß nahe, daß die Bleichenbach-Schichten und der obere Teil der Nahe-Gruppe zeitgleich sein könnten (insbesondere die Rötelschieferfazies weist auf ähnliche Klimabedingungen wie die Bleichenbach-Schichten). Hier ist jedoch daran zu erinnern, daß die Bleichenbach-Schichten lithofaziell ebenfalls mit den (autunen) Hornburger Schichten des östlichen Harzvorlandes identisch sind.

Weitergehend kann festgestellt werden, daß der Profilanteil unterhalb der Schöneck-Schichten der Wetterau im Saar-Nahe-Gebiet den Schichten entspricht, die dort in das Unterrotliegende gestellt werden (Kuseler, Lebacher und Tholeyer Gruppe), ohne daß gesagt werden kann, welche Formationen des Rotliegenden im Wetterau-Trog und in welchem Umfang den Gruppen des Saar-Nahe-Troges gleichzustellen sind. Die bisherigen Parallelisierungen der beiden Rotliegend-Sedimentationsgebiete (v. REINACH 1892, KLÜPFEL 1955, WIESNER 1964) basieren auf einem lithofaziellen Vergleich der beiden Ab-

folgen, der in Grenzen seine Berechtigung hat, der jedoch Alterseinstufungen und sichere Parallelisierungen nicht zuläßt.

Auch der Vulkanismus im Rotliegenden des Saar-Nahe- und des Wetterau-Troges wurde als Parallelisierungs-Marke zwischen den beiden Sedimentationsgebieten benutzt, und zwar wegen der vergleichbaren Stellung der beiden Vulkanitkomplexe innerhalb der Schichtenfolgen der beiden Gebiete und des vergleichbaren Chemismus der Vulkanite (NEGENDANK 1968). Hier gilt jedoch auch das über Parallelisierungen mit Hilfe tektonischer Argumente Gesagte. Dennoch ist die Ansicht NEGENDANKS nicht widerlegt.

Beim Alter der Vulkanite zeichnet sich ein weiteres Problem ab. Die radiometrisch datierten Rhyolithe im Saar-Nahe-Gebiet haben bisher Alter um 280 Ma geliefert (BERTHOLD et al. 1975, LIPPOLT & RACZEK 1979) und sind damit an die Karbon/Perm-Grenze zu stellen. Nach diesen Angaben gehört ein Großteil des saar-pfälzischen Rotliegenden chronostratigraphisch noch zum Karbon und im Profil oberhalb der Vulkanite und dem auflagernden Buntsandstein müßte eine sehr bedeutende Schichtlücke klaffen.

In die gleiche Richtung weist auch die stratigraphische Einstufung des kontinentalen Perms durch KOZUR (1977a), der das Unterrotliegende (= Autun) in das Oberkarbon und das Oberrotliegende (= Saxon) in das Mittelperm (der russischen Gliederung stellt.

Folgt man der Ansicht NEGENDANKS, nach der der permische Vulkanismus im Wetterau-Becken, auf dem Sprendlinger Horst und im Saar-Nahe-Gebiet in etwa zeitgleich ist², wofür in der Tat einiges spricht, dann müßte in der Wetterau in der Schichtenfolge zwischen den basischen Vulkaniten und dem Zechstein eine bedeutende Schichtlücke vorhanden sein. Hinweise auf eine solche Lücke waren jedoch nicht nachzuweisen; eine Schichtlücke im Rotliegend-Profil der Wetterau wäre zuerst an der Basis der Schöneck-Schichten zu suchen. Somit bliebe dann der Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein, trotz der Ergebnisse von LIETZ (1967), zu überprüfen. Vor allem müßten allerdings die permischen Vulkanite des Wetterau-Troges radiometrisch datiert werden. Eine Lösung der gesamten Problematik ist ohnehin erst nach weitergehenden Untersuchungen zu erwarten.

Tephrostratigraphische Gliederungen innerhalb des wetterauer Rotliegenden und Vergleiche mit benachbarten Gebieten scheiterten bisher, weil in der Wetterau zu wenige Vorkommen von Tuffen bekannt sind. Ohne eine Bohrtätigkeit wird diese Methode nicht anwendbar sein.

Chronometrische Bestimmungen wurden im Rotliegenden des Wetterau-Troges bisher nicht durchgeführt.

Eine Stratigraphie auf paläopedologischer Grundlage (s. ORTLAM 1974) läßt sich nicht durchführen, da im Rotliegenden des Wetterau-Beckens keine Paläobodenrelikte i. S. ORTLAMS auftreten (s. a. 2.1.2).

Zur stratigraphischen Einstufung und Parallelisierung des Rotliegenden im Wetterau-Becken wurden jedoch auch gesteinsmagnetische Untersuchungen eingesetzt (DACHROTH 1976). Die in der Wetterau untersuchte Probenserie vom Bahnhof Mittel-Gründau (15) ergab dieselbe Polarität wie das Unterrotliegende und die untere Nahe-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes. Die gleiche Einstufung des Profils vom Bahnhof Mittel-Gründau hatte sich auch schon aus der Fährtenführung ergeben. DACHROTHS Schluß jedoch, daß Äquivalente der oberen Nahe-Gruppe oder des „höheren Saxons“ im Sinne einer dem

² Das von NEGENDANK (1967) angegebene Alter der Basalte in der Bg. Olm 1 ist ein K/Ar-Gesamtgesteinsalter, das mit den Rb/Sr-Datierungen der Biotite aus den Rhyolithen nicht zu vergleichen ist. Hier sei aber an eine Datierung von BARANYI & LIPPOLT (1976) erinnert, die an einem permischen Natronkeratophyr vom Sprendlinger Horst ein Alter von 239 ± 9 Ma erbrachte.

Zechstein unmittelbar vorausgehenden Sedimentation in der Wetterau fehlen, ist auf Grund seiner Untersuchungen indessen nicht berechtigt. Dafür hätten die gesamten Bleichenbach-Schichten bis hin zum marinen Zechstein untersucht werden müssen.

An Hand der wenigen Verknüpfungsmöglichkeiten und unter der Voraussetzung, daß die Fährtenstratigraphie auch auf den benachbarten Hessischen Trog angewendet werden kann, ergibt sich folgende Parallelisierung des Rotliegenden im Wetterau-Trog mit den Schichtenfolgen im Saar-Nahe-Gebiet und in Mitteldeutschland:

Der untere Teil der Bleichenbach-Schichten (und Rodenbach-Schichten) ist nach der stratigraphischen Gliederung in Thüringen von HAUBOLD & KATZUNG (1975) älter als die Tambacher Schichten Thüringens und die Brachwitzer und Eislebener Schichten des östlichen Harzvorlandes. Sie sollten (den oberen) Teilen der Oberhöfer und den Rotteröder Schichten entsprechen. Besser sind die Übereinstimmungen mit den Hornburger Schichten. Der untere Teil der Bleichenbach-Schichten wäre den oberen Hornburger Schichten gleichzusetzen, die Schöneck-Schichten den unteren. Die Grenze zwischen dem unteren und oberen Teil der Bleichenbach-Schichten liegt dabei oberhalb des Profils vom Bahnhof Mittel-Gründau. Äquivalente der Brachwitzer und Eislebener Schichten und der Tambacher Schichten könnten im Extremfall den Grenzbereich Rotliegendes/Zechstein (LIETZ 1967) umfassen.

Zum Saar-Nahe-Trog ergibt sich, daß der überwiegende Teil der Bleichenbach-Schichten in pelitischer Fazies (bis 250 m unter der Zechstein-Basis) auf Grund der Sporomorphenföhrung jünger sein sollte als die Waderner Schichten bei Sobernheim. Andererseits fehlt in den Bleichenbach-Schichten bis hin zum Vorkommen von Mittel-Gründau die Fährtengemeinschaft der mittleren und oberen Rötelschiefer. Dies könnte Anlaß sein, anzunehmen, Äquivalente der mittleren und oberen Rötelschiefer seien in der Wetterau nicht abgelagert worden. Allerdings ist dieser Schluß nicht zwingend, da er nur auf dem fehlenden Nachweis von Fährten beruht.

Solange keine radiometrischen Datierungen aus der Wetterau vorliegen, die zu einer anderen Ansicht zwingen, scheint außerdem eine Gleichstellung der Vulkanite im Saar-Nahe-Gebiet und im Wetterau-Becken erlaubt. Damit wären die Schöneck-Schichten in den unteren Teil der Nahe-Gruppe zu stellen. Andererseits müßten dann die Lindheim- bis Düdelsheim-Schichten dem Unterrotliegenden (Kuseler, Lebacher und Tholeyer Gruppe) des Saar-Nahe-Troges, allerdings in unbekanntem Umfang, entsprechen. Es hat jedoch den Anschein, daß in der Wetterau nur die Äquivalente des oberen Teils des saar-pfälzischen Unterrotliegenden (Teile der Lebacher Gruppe und die Tholeyer Gruppe) nachgewiesen werden konnten.

4. Paläogeographische und tektonische Entwicklung

Die Rekonstruktion der paläogeographischen und tektonischen Entwicklung des Hessischen Troges im Bereich des Wetterau-Teiltroges ist recht gut möglich, da die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten zum größten Teil geklärt werden konnten. Über die Wechselwirkungen von Erosion, Tektonik und Sedimentation kann dann der geologische Werdegang skizziert werden, ohne daß eine chronostratigraphische Festlegung der einzelnen Prozesse und Ereignisse zunächst notwendig ist.

Bei Betrachtung der Entwicklung der gesamten Molasse-Senke zwischen Lothringen und dem Thüringer Wald, von der der Hessische Trog nur ein Teil ist, sind dagegen stratigraphische Parallelisierungen der Schichtenfolgen in den einzelnen Sedimentationsgebieten unerlässlich. Sie fehlen jedoch bis heute weitgehend oder sind unsicher (Kap. 3.).

Die postorogene Molasse-Sedimentation beginnt im Saar-Nahe-Trog, dessen Entwicklung zuletzt von FALKE (1969 a, 1971 a) und FALKE & KNEUPER (1972) dargestellt wurde, im oberen Namur/Westfal A, und zwar im Bereich des Saar-Gebietes. Die sich nach Nordosten anschließenden Gebiete bleiben noch sedimentfrei. Im Verlauf des Westfals und Stefans tieft sich der Trog jedoch weiter nach Nordosten ein und der Sedimentationsraum reicht gegen Ende des Stefans schließlich bis zum Rhein. Der Bereich des späteren Hessischen Troges — zwischen dem Saar-Nahe- und dem Saale-Trog — bleibt während des gesamten Oberkarbons (im Sinne der Gliederung im Saar-Nahe-Trog und unter der Voraussetzung, daß das Rotliegende dem Perm angehört) nach gegenwärtiger Kenntnis relatives Hochgebiet und frei von Sedimentation.

Erst im unteren Teil des Rotliegenden — nach dem Stefan C des Saar-Nahe-Gebietes und vermutlich erst nach der Ablagerung der Kuseler Gruppe — senkte sich auch innerhalb des Hessischen Troges ein Sedimentationsbecken ein, räumlich im Bereich der heutigen Wetterau. Die dort sedimentierten Lindheim-Schichten liegen in ihren basalen Teilen in einer Fazies vor, die der Ausbildung des jüngeren Rotliegenden an den Schwellenrändern gleicht. Sie sind offensichtlich auf dem im Westen gelegenen Sprendlinger Horst nicht abgelagert worden (Abb. 29), sondern enden im Westen an einer N—S-streichenden Querschwellenlinie in der nördlichen Verlängerung des Odenwaldes. Zwischen dem Saar-Nahe-Trog und dem Wetterau-Trog bestand also zur Zeit der Lindheim-Schichten keine durch Sedimente belegte Verbindung. Ihr Ablagerungsraum war offensichtlich noch sehr schmal und auf den zentralen Teil des Wetterau-Beckens beschränkt.

Mit den nachfolgenden Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten weitet sich der Sedimentationsraum innerhalb des Wetterau-Troges mit einer Verlagerung der Trogachse nach Süden aus (Abb. 29). Jetzt wird auch auf der Querschwellenlinie, die zur Zeit der Lindheim-Schichten den Wetterau- vom Saar-Nahe-Trog trennte, sedimentiert. Hinweise darauf sind Sedimente auf dem Sprendlinger Horst, die als zeitliche Äquivalente der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten gelten können. Andererseits scheint sich diese Querschwellenlinie aber noch lithologisch bemerkbar zu machen, denn in Annäherung an diese Schwelle treten innerhalb der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten gröberklastische Sedimente auf (Vorkommen von Bad Vilbel). Während der Schöneck-Schichten setzt sich die Ausweitung des Sedimentationsraumes fort; im Wetterau-Becken und auf dem Sprendlinger Horst werden faziell übereinstimmende Schichten abgelagert.

An der Wende vom Unter- zum Oberrotliegenden [im Sinne der saar-pfälzischen Gliederung, nach der gegebenen Parallelisierung (Kap. 3.), vor oder an der Basis der Schöneck-Schichten] beginnt die Inversion des ältesten Teils des Saar-Nahe-Troges mit der Bildung des Saarbrücker Hauptsattels und der Ausbildung des Pfälzer Sattelgewölbes. Der Sedimentationsraum im Hessischen Trog weitet sich weiter nach Nordosten aus und die gesamte Senke zwischen dem Saar-Gebiet und dem Thüringer Wald ist Sedimentationsgebiet. Der Hessische Trog ist schließlich nur noch durch ein schmales, N—S-streichendes Hochgebiet (Querschwellenlinie von Buchenau) vom Saale-Trog getrennt.

Während der Bleichenbach- bzw. Rodenbach-Schichten scheint sich dagegen eine neue paläogeographische Entwicklung anzukündigen. Einmal erfolgte im Wetterau-Trog er-

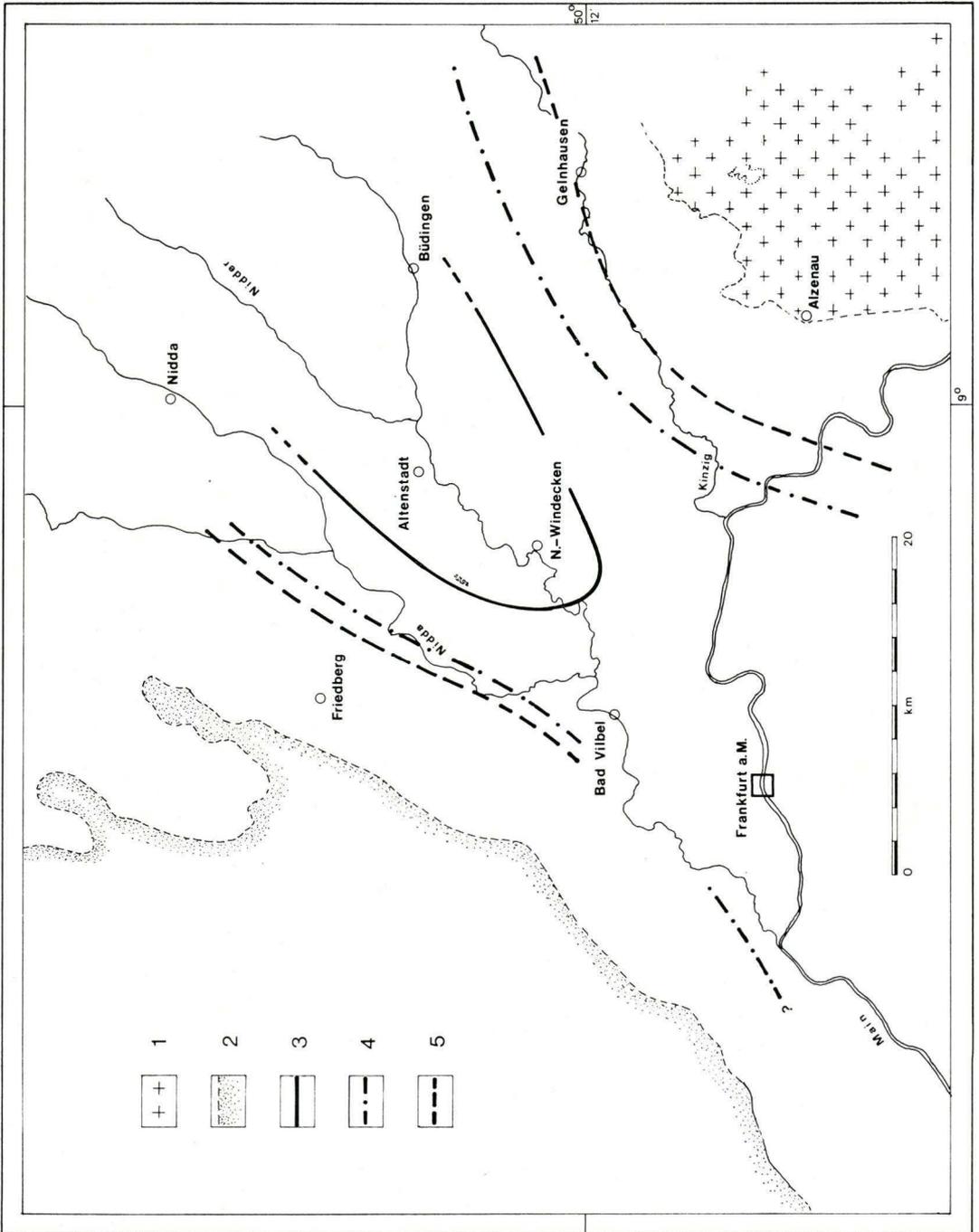


Abb. 29. Ausdehnung des Ablagerungsraumes zur Zeit der Lindheim- (3), Altstadt-/Düdelshiem- (4) und Schöneck-Schichten (5).
1 — Spessartkristallin; 2 — Taunusrand.

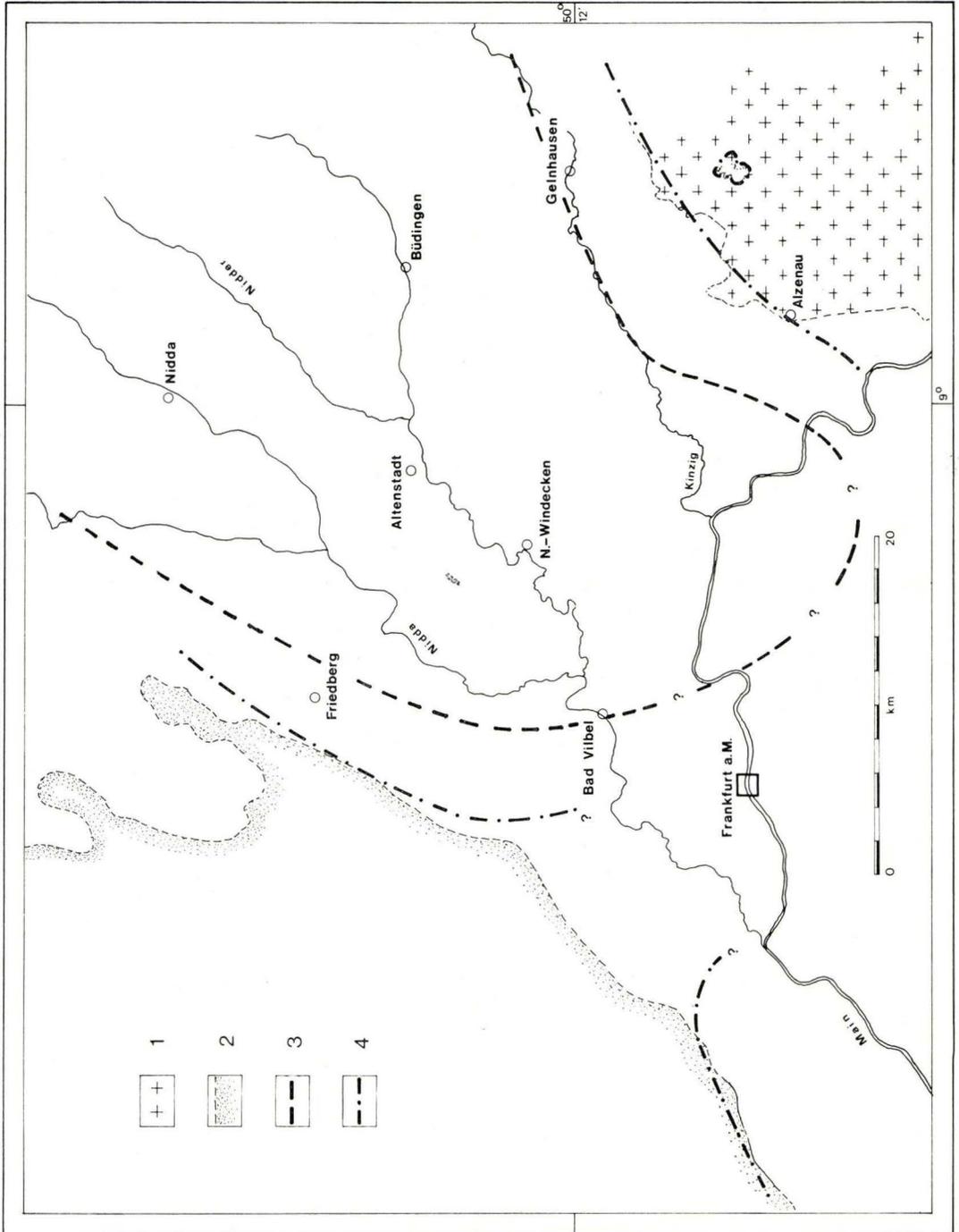


Abb. 30. Ausdehnung des Ablagerungsraumes der Bleichenbach- (3) und Rodenbach-Schichten (4).
 1 — Spessartkristallin; 2 — Taunusrand.

neut eine starke Ausweitung des Sedimentationsraumes senkrecht zur Trogachse. Jetzt werden auch die Schwellenränder und lokal auch die Schwellen selbst in den Ablagerungsraum einbezogen. Diese Ausweitung greift dabei östlich des heutigen Schiefergebirgsrandes weit nach Norden vor, möglicherweise einer schon vorher existenten, N—S-streichenden Querdepression der Taunus-Schwelle folgend (Abb. 30).

Auf dem Sprendlinger Horst fehlen dagegen Sedimente in der Fazies der Bleichenbach-Schichten. Die jüngsten dort erschlossenen Sedimente lassen sich lithofaziell und über die Verbandsverhältnisse mit den Schöneck-Schichten des Wetterau-Beckens parallelisieren. Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten sind auf der alten Querschwelle nicht mehr erhalten. Da kaum anzunehmen ist, daß die postpermische Erosion nur mögliche Äquivalente der Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten vollständig abgetragen hat, ist ein primärer Ausfall der entsprechenden Schichten auf dem Sprendlinger Horst am wahrscheinlichsten. Dies aber würde bedeuten, daß die alte Querschwelle im obersten Abschnitt des Rotliegenden (der wetterauer Gliederung) wieder aufgelebt ist.

Diese zunächst nur postulierte paläogeographische Entwicklung erfährt eine entscheidende Stütze durch die Ergebnisse von STRACK & STAPF (1980). Ihre Bearbeitung der Sandsteine der Kreuznach-Formation (Kreuznacher Schichten) führte zu dem Ergebnis, daß die Sandsteine, entgegen der bisher angenommenen äolische Genese, fluviatil in einem verflochtenen Flußsystem sedimentiert wurden. Der Transport erfolgte dabei von Nordosten, also aus Richtung des Hessischen Troges. Dies aber ist nur möglich, wenn Saar-Nahe-Trog und Hessischer Trog voneinander getrennt waren (vorausgesetzt, die Kreuznach-Formation entspricht zeitlich ganz oder in Teilen den Bleichenbach-Schichten). Als trennendes Element zwischen den beiden Trögen bietet sich aus den erwähnten Gründen die Querschwelle in der nördlichen Verlängerung des Odenwaldes an. Sie hatte dabei sicherlich keine bedeutenden Höhenunterschiede zu den östlich und westlich anschließenden Becken aufzuweisen, es genügt, daß sie sich etwas über das Sedimentationsniveau erhob.

Die Anlage des Saar-Nahe- und des Hessischen Troges im Grenzbereich zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum im Gebiet der variscischen Mitteldeutschen Schwellenzone folgt zunächst den variscischen Strukturen (Richtung der Faltenachsen). Sie sind jedoch in sich gegliedert, besonders deutlich durch eine NNE-streichende Struktur, der sich im Zechstein die Küstenlinie zwischen Korbacher Bucht und Odenwald anlegt und der später die Hessische Senke folgt (MURAWSKI 1960). Mit zunehmender Konsolidierung gewinnt dieser Trog jedoch mehr und mehr strukturelle Eigenständigkeit, bis im Zechstein und im nachfolgenden Mesozoikum ein von Varistikum nicht mehr völlig abhängiges Gepräge erreicht wird (KOWALCZYK et al. 1978).

Die hier im Überblick dargestellte Entwicklung verläuft jedoch im einzelnen sehr viel komplizierter, vor allem wenn man die begleitenden Schwellen in die Betrachtung einbezieht. Für den Bereich des Saar-Nahe-Troges liegen hierzu Darstellungen von FALKE & KNEUPER (1972) und AHORNER & MURAWSKI (1975) vor, die darüber hinaus den Vorzug haben, daß dort geophysikalische Untersuchungen und Ergebnisse in die Argumentation einbezogen werden können. Für den Südwest-Teil des Hessischen Troges, den Wetterau-Trog, läßt sich dabei folgende Entwicklung skizzieren:

Die ältesten, bekannten postrogenen Sedimente gehören im Wetterau-Trog dem Unterperm an (vorausgesetzt, daß das kontinentale Perm mit dem ersten Einsetzen von *Callipteris conferta* beginnt). Das älteste Rotliegende (Lindheim-Schichten) ist allerdings nur von zwei Aufschlüssen und einer Bohrung bekannt, in denen die Liegendgrenze der Schichtenfolge nicht erreicht wurde. Die Möglichkeit, daß noch älteres Rotliegendes oder gar Oberkarbon auch in der Wetterau abgelagert wurde, kann daher nicht ausgeschlossen werden. Berücksichtigt man allerdings die Ausbildung der basalen

Lindheim-Schichten und die geophysikalisch ermittelte Mächtigkeit der postorogenen Füllung im Wetterau-Becken (südwestlich Büdingen ca. 750 m, MEISSNER et al. 1970), so können die — unbekanntenen — Schichten nur sehr geringmächtig sein, da im Beckenzentrum mit einer Mächtigkeit des Rotliegenden von ca. 1000 m gerechnet werden muß.

Die lithologische Gliederung des Querprofils vom Spessart bis zum Taunus unmittelbar vor Beginn der Rotliegend-Sedimentation läßt sich — wenigstens angenähert — über die detritischen Bestandteile der ältesten, bekannten Rotliegend-Sedimente rekonstruieren. Die Lindheim-Schichten führen im Geröllbestand, abgesehen von intraformationalen Geröllen, ausschließlich Material von der Taunus-Schwelle. Der Geröllbestand zeigt ein lithologisches Profil, wie es auch heute noch erschlossen ist mit dem „Metamorphen Vordevon“ (Phyllite) des südlichen Taunus, dem Taunusquarzit und der sich weiter nördlich anschließenden Sedimentfolge vom Unterdevon bis zum Unterkarbon. In der Sandfraktion der Lindheim-Schichten tritt demgegenüber — wenn auch selten — Staurolith auf, der nicht aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammt, sondern aus dem Spessart oder benachbartem Kristallin angeliefert wurde. Außerdem ist der Feldspatgehalt außerordentlich hoch, auch für seine Herkunft kommt nur ein Kristallingebiet in Frage. Der Spessart war demnach schon vor Beginn der Rotliegend-Sedimentation bis auf das Niveau der Staurolith-Paragneise abgetragen (was sich später in den Altstadt- und Düdelsheim-Schichten auch über den Geröllbestand belegen läßt). Im Profil von Nord nach Süd war demnach die auch heute noch zutage tretende Gesteinsfolge mit den „Nördlichen Gneisen“, den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen, der Staurolith-Paragneis-Serie und der Orthogneis-Serie gegeben. Die känozoische Abtragung hat die prä-(ober)permische Landoberfläche im Bereich des Vorspessarts weitgehend exhumierte.

Das bedeutet, daß die zu fordernden nichtmetamorphen Gesteine im Dach des Spessartkristallins vor dem Rotliegenden abgetragen worden sein müssen (wenn man von einem fixistischen Gebirgsbildungsmodell ausgeht). Diese Gesteine sind in den postorogenen Sedimenten des südlichen Hessischen Troges nicht enthalten, ihr Verbleiben kann somit durch Untersuchungen in diesem Raum nicht geklärt werden. Hierzu sind Arbeiten im Karbon des Rheinischen Schiefergebirges, im Saar-Nahe-Trog oder im Fränkischen Becken notwendig.

Über den präpermischen Untergrund der Wetterau liegen nur wenige Informationen vor. Einmal treten im Horst von Erbstadt (nördlich Aufschluß 2) Gesteine des Rhenoherzynikums auf („Erbstädter Grauwacke“, NÖRING 1951 b, PLESSMANN 1957, kulmischen Alters), zum anderen wurde in einem tertiären Tuff bei Büdingen ein Syenit-Auswürfling beobachtet (HOLTZ et al. 1968). Bei Bad Vilbel wurde in einer Bohrung möglicherweise das „Metamorphe Vordevon“ des Südaunus angetroffen (NÖRING 1951 a).

Unmittelbar vor Beginn der Rotliegend-Sedimentation war demnach das Profil von Spessart und Taunus in der gleichen Weise gegliedert und bis auf das gleiche lithologische Stockwerk abgetragen, das auch heute noch zutage tritt (Abb. 31).

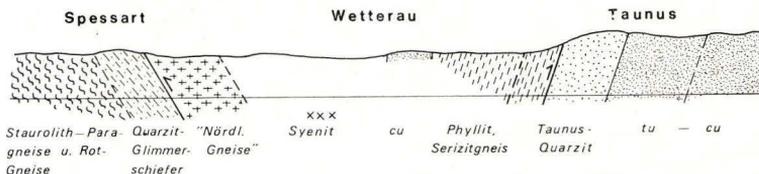


Abb. 31. Schematische Gliederung des Profils vom Spessart bis zum Taunus unmittelbar vor der Rotliegend-Sedimentation.

Die Entwicklung, die zu diesem geologischen Zustand vor der Rotliegend-Sedimentation und schließlich zur Ausbildung des Wetterau-Troges führte, kann an Hand eines Modells, das den Werdegang des Saar-Nahe-Troges und seiner Grenzen modifiziert auf die Verhältnisse zwischen Taunus und Spessart überträgt, skizziert werden (Abb. 32).

Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß das Modell, das AHORNER & MURAWSKI (1975) vom Werdegang der Hunsrück-Südrandstörung entwarfen, sich nicht ohne weiteres auf die östliche Fortsetzung dieser Störungszone übertragen läßt. So wird die bedeutende Störungszone am Südrand des Taunus mit dem Nebeneinander von epizonal metamorphen Phylliten und nichtmetamorphen Quarziten, die der Hunsrück-Südrandstörung entspricht, am nördlichen Spessarttrand von einer weiteren, entgegengesetzt einfallenden Störung mit Einengungscharakter begleitet. Es handelt sich dabei um die Aufschiebung der höher metamorphen „Nördlichen Gneise“ auf die nur epizonal metamorphen Quarzit-Glimmerschiefer. Die spätere Rotliegend-Senke, die als Dehnungsform aufgefaßt werden sollte, wird also von zunächst kompressiven Strukturen gesäumt.

Man darf für den Zeitraum des Unterkarbons zunächst davon ausgehen, daß die Vorstellung von einer höher gelegenen Scholle, der Mitteldeutschen Schwellenzone, und einem nördlich vorgelagerten Flyschbecken, dem Rheinischen Trog, auch für den Kulm Südhessens zutrifft.

Im Zuge der letzten variscischen Faltungsvorgänge wird am Nordrand der Mitteldeutschen Schwellenzone (Saxothuringikum) eine nordwestgeneigte Trennfläche ausgebildet, an der das gefaltete Metamorphikum aufeinander aufgeschoben wird (Aufschiebung der „Nördlichen Gneise“ auf die Quarzit-Glimmerschiefer-Züge des Spessarts). Im Zuge derselben Einengungsvorgänge kommt es dann, da die südliche Aufschiebungsbahn nicht weiter benutzt wird, zur Anlage einer oder mehrerer, aber entgegengesetzt einfallender Aufschiebungsbahnen, an denen das „Metamorphe Vordevon“ auf das nichtmetamorphe Devon des Taunus bzw. das „Metamorphe Vordevon“ unter Einschluß des basalen Devons auf das sich weiter nördlich anschließende Devon aufgeschoben wird (ANDERLE & MEISL 1977, in Abb. 31 pauschal als Aufschiebung des „Metamorphen Vordevons“ auf den Taunusquarzit gekennzeichnet). Im gleichen Zeitraum werden die faltungsfähigen Gesteine des südlichen Rhenoherynikums gefaltet.

Der Zeitraum, in dem sich diese Vorgänge abspielten, ist durch folgende Daten einzuengen: Die Aufschiebung am nördlichen Spessart vollzog sich nach der letzten Metamorphose, die mit der Faltung in Zusammenhang gebracht wird; die schwache Metamorphose am Süd-Taunus erfolgte synkinematisch und ist mit 325—310 Ma radiometrisch datiert (AHRENDT et al. 1978). Die Gesteine am nördlichen Spessart unterlagen darüber hinaus einer retrograden Metamorphose. Die jüngsten von der Faltung erfaßten Sedimente im südöstlichen Rhenoherynikum sind nach KULICK (1960) in den Kulm III zu stellen. Das Alter für die südliche Aufschiebung wird demnach von OKRUSCH et al. (1967) als „jungvaristisch“ angegeben, MATTHES & OKRUSCH (1965) sehen sie im (unmittelbaren) Anschluß an die Faltung. Für die beiden Aufschiebungen ergibt sich somit, auch unter Berücksichtigung der Vorgänge am Hunsrück-Südrand und im Saargebiet, ein Zeitraum an der Wende von Unter- zum Oberkarbon bzw. vom Unterkarbon bis zum Westfal (s. a. ANDERLE 1976).

Nach der Faltung erfolgte eine Hebung des Gesamtgebietes mit einer seitlichen Entlastung, die die Anlage von Dehnungsbrüchen bedingte. Die ehemalige Aufschiebungszone am Süd-Taunus wird nun Abschiebungszone. Im Saar-Nahe-Gebiet ist die Absenkung an der Hunsrück-Südrandstörung bereits im Westfal so stark, daß ein Sedimentationstrog entsteht. In der Wetterau sind tendenziell ähnliche Absenkungen nicht auszuschließen; sie sind jedoch so wenig ausgeprägt, daß das Gebiet der Wetterau vermut-

lich noch während des gesamten Oberkarbons frei von Sedimentation bleibt, auch wenn zwischen Spessart, Wetterau und Taunus Reliefunterschiede bestanden haben mögen.

Wenn die Abschiebung am Süd-Taunus, die den primären Aufschiebungsbetrag nicht vollständig kompensiert hat, da auch im Rotliegenden noch die epimetamorphen Phyllite neben den unmetamorphen Taunusquarziten lagern, sich auf einer (oder mehreren) listrischen Fläche vollzog, so dürfte sie von entgegengesetzt einfallenden Brüchen begleitet sein, wie MURAWSKI (1976) zeigte. Ein solcher begleitender Bruch könnte dann in der Wetterau längs des heutigen Kinzigtales verlaufen, der sich später im Rotliegenden als Faziesscheide bemerkbar macht (Kinzig-Scharnier, MURAWSKI 1963).

Im nachfolgenden Rotliegenden hat die Absenkung endlich ein Ausmaß erreicht, daß die entstehende Senke die Abtragungsprodukte der begleitenden Schwellen aufnehmen konnte und Ablagerungsbereich wird.

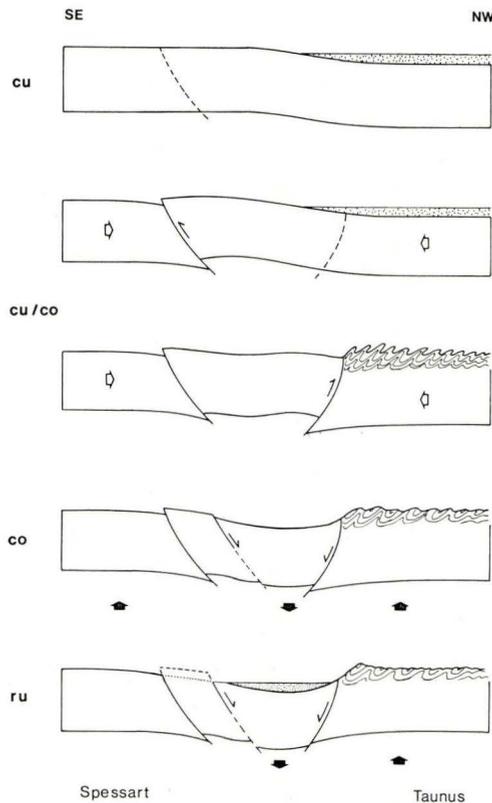


Abb. 32. Schema zur Entstehung des Wetterau-Troges.

- cu — Unterkarbon bzw. Oberdevon/Unterkarbon, mit einer höher gelegenen Schwelle und einem nördlich vorgelagerten Sedimentationsraum;
- cu/co — Faltung und Ausbildung der Aufschiebungszonen am südlichen Taunus und nördlichen Spessart im Unterkarbon bzw. Unter-/Oberkarbon;
- co — Hebung und Ausbildung der Abschiebungszone am südlichen Taunus, beginnende Einsenkung des Wetterau-Troges;
- ru — weitere Einsenkung und Beginn der Rotliegend-Sedimentation.

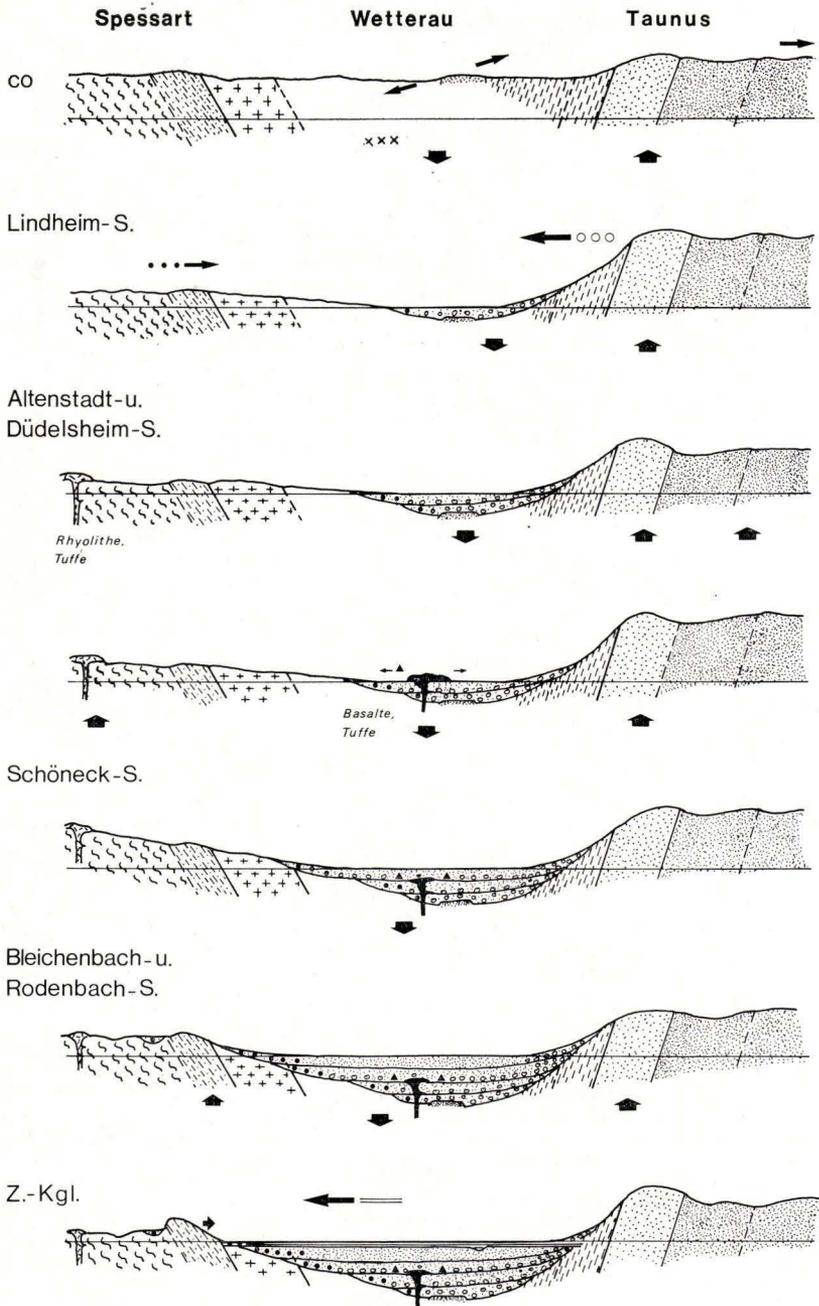


Abb. 33. Schema der Entwicklung des Wetterau-Troges (Erläuterung s. Text).
 Senkrechte Pfeile: Hebung und Senkung.
 Waagerechte Pfeile: Richtung des Materialtransportes.
 Offene Kreise: Material von der Taunus-Schwelle.
 Fette Punkte: Material von der Spessart-Schwelle.
 co: Profil vor Beginn der Rotliegend-Sedimentation (s. Abb. 31).
 Z-Kgl.: Zechstein-Konglomerat (Z1).

Der entstandene Sedimentationsraum, der Hessische Trog, am Schollenrand zwischen Taunus-Schwelle und der Ruine der Mitteldeutschen Schwellenzone kann dabei möglicherweise als Randtrog im Sinne VOIGTS (1963) aufgefaßt werden.

Dieser Trog, dessen Werdegang in Abb. 33 dargestellt wird, war anfangs noch wesentlich schmaler als der Sedimentationsraum der jüngeren Rotliegend-Sedimente; er reichte im Norden kaum über die Linie Ranstadt—Staden und im Süden nicht über die Kinzig hinaus. In diesen Trog wurde grobes Material (ϕ bis über 10 cm) ausschließlich von Norden geschüttet, von Süden erfolgte demgegenüber allenfalls die Anlieferung von Material in der Sandfraktion. Diese liefergebiets-spezifische Korngrößenklassierung ist dabei nicht durch Materialunterschiede bedingt, denn in beiden Abtragungsgebieten liegen in ihrem Verwitterungsverhalten ähnliche Gesteine vor (Quarzite, Gneise und Glimmerschiefer im Süden und Quarzite, Phyllite, Sandsteine und Kalke im Norden), und beide Gebiete lagen im selben Klimaraum. Die vom Liefergebiet abhängige Korngrößenklassierung kann daher nur durch unterschiedliche Reliefenergien in den beiden Schwellen erklärt werden.

Die südliche Spessart-Schwelle erhob sich demnach zu Beginn der bekannten Rotliegend-Sedimentation nur wenig über das Niveau des Ablagerungsraumes hinaus, während zur nördlichen Taunus-Schwelle große Höhenunterschiede bestanden haben müssen. Diese morphologischen Beziehungen zwischen den beiden Abtragungsgebieten und ihrem gemeinsamen Sedimentationsraum, dem Wetterau-Trog, blieben — wenn auch mit vielen Modifikationen — generell während des gesamten Perms bestehen.

Nach dieser ersten Sedimentation von mindestens 220 m Mächtigkeit (Lindheim-Schichten, Abb. 33) folgen Sedimente in zunächst ähnlicher Fazies (Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten). Jetzt wird allerdings der Anteil feinklastischer Sedimente an der Schichtenfolge größer. Das zunehmende Auftreten von Stillwassersedimenten im Gebiet vorausgegangener grobklastischer Sedimentation ist vermutlich nicht oder nicht nur Ausdruck abnehmender Reliefenergie zwischen Schwellen und Becken, da auch in den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten noch Konglomerate in der Ausbildung der oberen Lindheim-Schichten nachweisbar sind, sondern einer Ausweitung des Sedimentationsraumes. Außerdem spielt offensichtlich auch eine Änderung der Klimabedingungen eine Rolle; in den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten treten erstmalig Rotsedimente in größerer Mächtigkeit auf, die auf eine stärker unausgeglichene Niederschlagsverteilung (und dementsprechende Änderung der hydrodynamischen Bedingungen) deuten könnten.

Auch in den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten des Wetterau-Beckens stammt der grobklastische Sedimentinhalt nahezu ausschließlich von der Taunus-Schwelle. Auch hier ist allerdings über den Staurolith im Schwermineralspektrum (und Einzelgerölle) eine zeitweilige Zufuhr von Material in der Sand- und Feinkiesfraktion von Süden nachzuweisen. Die höhenmäßigen Beziehungen zwischen Taunus- und Spessart-Schwelle und ihrem gemeinsamen Wetterau-Becken hatten sich somit noch nicht grundlegend geändert.

Hinweise zur strukturellen Entwicklung geben die in dieser Rotliegend-Abfolge zum ersten Mal auftretenden sauren Tuffe, Tuffite und aufgearbeiteten Tuffe. Saure permische Effusiva sind aus dem Bereich des Wetterau-Beckens unbekannt, wohl aber sind sie auf der Spessart-Schwelle erhalten (bedeutendstes Vorkommen bei Sailauf, GK 25, Bl. 5921 Schöllkrippen). Bei Umstadt, am Nordrand des Odenwaldes, kommen sie auch in Verbindung mit sauren Tuffen vor (VOGEL 1891).

Gerölle dieser sauren Vulkanite treten im Wetterau - B e c k e n weder in den Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten noch in den jüngeren Formationen auf (wohl aber in den Sedimenten des Schwellenrandes). Hier hat möglicherweise eine Barriere in Verbindung mit der ohnehin geringen morphologischen Wirksamkeit der Spessart-Schwelle die Zufuhr der Abtragungsprodukte dieser Rhyolithe in das Wetterau-Becken verhindert. Diese Barriere könnte in den „Nördlichen Gneisen“ des Kristallinen Vorspessarts bestanden haben, ihr Verbreitungsgebiet war zur Zeit der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten noch nicht nachweisbar in den Sedimentationsraum einbezogen. Als Nachwirkung der präpermischen Aufschiebung könnten sie einen dem Spessart vorgelagerten Hügelzug gebildet haben.

Gerölle saurer Vulkanite sind allerdings auch in den Konglomeraten des Wetterau-Beckens zu finden, nur handelt es sich dabei nicht um permische Rhyolithe (Quarzporphyre), sondern um Keratophyre des Devons und Karbons, die aus dem Lahngebiet herzuleiten sind (FABER & KOWALCZYK 1979). Ihr Auftreten in den Lindheim- bis Schöneck-Schichten zeigt, daß die Taunus-Schwelle eine morphologische Gliederung quer zum Streichen der variscischen Faltenachsen aufwies, die vermutlich tektonisch bedingt war (sei es durch Bruchtektonik oder durch eine Achsendepression). Ohne eine solche N—S-verlaufende Querdepression hätten die Härtlinge des Taunusquarzits eine Zufuhr von Material aus dem Lahn-Dill-Gebiet verhindern müssen (hier sind nicht nur die Keratophyre zu nennen, sondern auch die devonischen Kalke, die kaum von den kleinräumigen Vorkommen südlich des Taunusquarzits stammen können, und auch die Kiesselschiefer). Auch durch diesen Sachverhalt wird die Annahme einer früheren Anlage der Hessischen Senke (MURAWSKI 1960) gestützt.

Die Rhyolithe des Spessarts (MURAWSKI 1959) und des nördlichen Odenwaldes sind auf N—S-streichenden Spalten aufgedrungen, die auf einem veränderten und von der Geometrie des Varistikums unabhängigen Beanspruchungsplan beruhen. Der Zeitraum ihres Aufdringens ist nicht völlig sicher (nach den Lindheim- und vor den Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten). Wegen der Häufigkeit saurer Tuffe in den Altenstadt-Schichten, sollten sie während der Ablagerung dieser Formation aufgedrungen sein.

Während der Sedimentation der Altenstadt- und Düdelsheim-Schichten wurde die Taunus-Schwelle zunehmend abgetragen, zur Spessart-Schwelle bestanden ohnehin nur geringe Reliefunterschiede. Das nächste faßbare und tektonisch aussagefähige Ereignis ist das Aufdringen basaltischer Schmelzen im Wetterau-Becken und in geringem Maße auch am Rand der Spessart-Schwelle im Bereich des Spessarts. Dieser basische Vulkanismus hat im Wetterau-Becken erheblich weniger Laven gefördert, als etwa am Nordrand des Odenwaldes (Sprendlinger Horst) oder im Saar-Nahe-Trog. Auch hier zeigt sich eine Bindung der Aufstiegswege an NNE-streichende Linien.

Vermutlich in ursächlichem Zusammenhang mit dem Vulkanismus erfolgt erneut eine bedeutende Erhöhung der Reliefunterschiede zwischen dem Wetterau-Becken und der Taunus-Schwelle. Zusammen mit den Abtragungsprodukten der permischen Basalte treten jetzt im Wetterau-Becken wieder Taunusgesteine als Gerölle auf mit Durchmesser bis über 10 cm, und zwar im selben Bereich wie die unterlagernden, vorwiegend feinklastischen Düdelsheim-Schichten. Die Konglomerate sind dabei fluviatil transportiert, es handelt sich im Wetterau-Becken nicht um die Sedimente von Schuttströmen (Schöneck-Schichten). Mit dem erneuten Aufstieg der Taunus-Schwelle geht auch eine Ausweitung des Sedimentationsraumes einher und auch das Gebiet des „Metamorphen Vordevons“ am südlichen Taunus wird zunehmend in den Ablagerungsbereich einbezogen.

Die Reliefbelebung hat allerdings auch die Spessart-Schwelle betroffen. Gegen Ende der Schöneck-Schichten treten am nördlichen Rand der Spessart-Schwelle Grobkonglomerate auf, die ausschließlich Gerölle aus dem Kristallinen Spessart führen (basale Rodenbach-Schichten), u. a. permische Rhyolithe und Basalte. Deren Gerölle erreichen allerdings so große Durchmesser (bis 1 m), daß sie kaum von den heute noch zugänglichen Vorkommen bei Sailauf stammen können; außerdem lassen sich in den Rotliegendevorkommen bei Geiselbach, die räumlich zwischen Sailauf und dem Schwellenrand liegen, keine Rhyolithgerölle nachweisen (PRÜFERT 1966). Der Sedimentationsraum hat sich weiter nach Süden ausgeweitet und auch der Bereich der „Nördlichen Gneise“ ist unter das Niveau des Ablagerungsraumes geraten. Dafür können nicht nur gesteinsmechanische Unterschiede zwischen den „Nördlichen Gneisen“ und den sich südlich anschließenden Quarzit-Glimmerschiefern und einer dadurch bedingten, rascheren Abtragung der „Nördlichen Gneise“ verantwortlich gemacht werden, sondern eine relative, tektonische Senkung der „Nördlichen Gneise“ bzw. eine Hebung des Spessartkristallins südlich der „Nördlichen Gneise“. Es kann sich bei der Ausweitung des Sedimentationsraumes nicht nur um das erosiv bedingte Zurückweichen des Gebirgs-(Schwellen-)Randes gehandelt haben, denn sonst müßte in den Lindheim- bis Düdelsheim-Schichten der Schutt der „Nördlichen Gneise“, die dann ja den Gebirgsrand gebildet hätten, zu finden sein; dies ist aber allenfalls in der Sandfraktion der Fall (z. B. im Vorkommen von Epidot). Die „Nördlichen Gneise“ bildeten dabei eine Scholle, die im Süden durch die Aufschiebungszone an den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen und im Norden durch eine im heutigen Kinzigtal verlaufende Störungszone begrenzt war (Abb. 32, „Kinzig-Scharnier“).

Im Wetterau-Becken schließen sich an die erste postvulkanische grobklastische Einheit (Schöneck-Schichten) die über 300 m mächtigen, ausschließlich feinklastischen Bleichenbach-Schichten an. Innerhalb dieser Einheit haben sich tektonische Ereignisse nicht unmittelbar abgebildet. Es läßt sich eine generelle Ausdehnung des Sedimentationsraumes erkennen, vor allem in Richtung der Schwellenränder, aber auch großregional in Richtung der späteren Hessischen Senke. Die Feinkörnigkeit und die geringere Differenziertheit der Beckensedimente legen zunächst den Schluß weitgehender tektonischer Ruhe und zunehmenden Reliefausgleichs zwischen Schwellen und Becken nahe. An den Rändern der südlichen und nördlichen Schwelle treten jedoch gleichzeitig Grobklastika in Schuttstrom-Fazies auf (Rodenbach-Schichten), die zeigen, daß noch ein deutliches Relief zwischen den Schwellen und dem Wetterau-Becken bestanden haben muß. Dieser Sachverhalt läßt sich unter Berücksichtigung des Klimas erklären. Das Klima entwickelte sich während des Rotliegenden zu ständig stärkerer Aridität bei steigenden Temperaturen hin. In den Bleichenbach-Schichten treten schließlich Evaporite und xerophile Vertreter in der Pflanzengemeinschaft auf. Diese steigende Aridität bei hohen Temperaturen ist gewöhnlich mit einer extrem unausgeglichenen Niederschlagsverteilung verknüpft. Sie bedingt, daß das auf den Schwellen bereitgestellte Abtragungsmaterial in Form von Schutt- und Schlammströmen verlagert und an den Schwellenrändern angehäuft wird, wobei die grobklastischen Anteile nicht mehr in das Beckenzentrum gelangen.

Die Schwellenrandsedimente geben über die globale Aussage eines weiterhin bestehenden Reliefs auch Auskunft über differenzierte Bewegungen innerhalb der Schwellen zur Zeit der Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten. Besonders gut untersucht sind solche Bewegungen im Bereich der Spessart-Schwelle (LIETZ 1967). So stammt der Geröllinhalt der Konglomerate am Nordrand des Spessarts (Rodenbach-Schichten) ausschließlich aus dem nördlichen und mittleren Kristallinen Spessart (Gebiet zwischen

den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen und der Aschaff), Material aus den Quarzit-Glimmerschiefer-Zügen ist zwar vertreten, jedoch häufig in überraschend geringem Maße. Nach LIETZ wurde nach der Heraushebung des Spessarts das Relief zunehmend ausgeglichen unter Kornverfeinerung des abgetragenen Materials. Eine erneute Heraushebung, diesmal nur des mittleren Teils des Kristallinen Spessarts, möglicherweise in Form einer Kippung nach Norden, führte noch einmal zur Anlieferung grober Konglomerate am Schwellenrand und dazu, daß die Quarzit-Glimmerschiefer-Züge morphologisch nicht exponiert wurden.

Die tektonischen Bewegungen verliefen dabei offensichtlich nicht kontinuierlich, sondern ruckhaft. Im Spessart werden nun infolge zunehmenden Reliefausgleichs auch lokale Senken (Becken von Geiselbach) mit Abtragungsmaterial aus der unmittelbaren Umgebung verfüllt. Auch an der Nordgrenze erreicht der Rotliegend-Trog seine maximale Ausdehnung. Er springt nun, längs einer N-verlaufenden Linie, am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, weit nach Norden vor (nachgewiesen bis Rabertshausen und Bad Salzhausen, Bl. 5519 Hungen) und bezieht eine vermutlich schon während der Lindheim-Schichten bestehende Depression, durch die der Materialtransport aus dem Lahn-Dill-Gebiet erfolgte, teilweise in das Abtragungsgebiet ein.

Gegen Ende der Sedimentation in Rotliegendfazies waren die Reliefunterschiede in jedem Fall stärker ausgeglichen, als jemals zuvor und der Sedimentations-Trog weitgehend aufgefüllt. Der Abschluß der Sedimentation endet somit in weitgehender tektonischer Ruhe (Ende der Absenkbewegungen im Wetterau-Becken) unbekannter Dauer, die einer grundlegenden paläogeographischen Umgestaltung, die tektonisch bedingt ist, vorangeht.

An der Wende vom Rotliegenden zum Zechstein erfolgen in beiden Schwellen noch einmal deutliche Vertikalbewegungen. Im Spessart kommt es offensichtlich zu einer Heraushebung der Quarzit-Glimmerschiefer-Züge, deren Schutt, die Quarzit-Breccien (LIETZ 1967), die Quarzite in einem nur wenige 100 m breiten Saum begleitet. Die Heraushebung der Quarzit-Glimmerschiefer-Züge blockiert nun die Zufuhr von Material aus den sich südlich anschließenden Stauroolith-Paragneisen und den Orthogneisen.

Auch innerhalb der nördlichen Taunus-Schwelle muß es zu erheblichen Hebungen gekommen sein, denn im fluviatilen Anteil des Zechstein-Konglomerates (Abb. 33, Z-Kgl) treten nun wieder Korngrößen bis über 50 cm ϕ auf, die nicht allein klimatisch erklärt werden können. In diese Hebung war jedoch der Bereich des „Metamorphen Vordevons“ kaum einbezogen, sondern insbesondere das Verbreitungsgebiet der Taunusquarzite, denn im Geröllbestand treten Phyllite stark zurück, zusammen mit Gesteinen des höheren Devons und Unterkarbons. Im Geröllspektrum dominieren die Taunusquarzite und die Kalke, die auf Grund ihrer Korngrößen (bis 50 cm ϕ) von den nahen Horsten des Mitteldevons (Oberroßbach, Bl. 5618 Friedberg) hergeleitet werden müssen. Außerdem findet sich Material aus der Taunus-Schwelle auch im Zechstein-Konglomerat am Nordrand des Spessarts.

Nach der Sedimentation der letzten Rotliegend-Konglomerate bzw. des Zechstein-Konglomerates („Grenzbereich Rotliegendes/Zechstein“) verliert der Spessart seine Funktion als Detritus-Lieferant. Schon während des Kupferschiefers, deutlich aber während des Ca1, wird er in den Ablagerungsraum des marinen Zechsteins einbezogen, behält jedoch seine Funktion als submarine Schwelle mit einzelnen Inseln bei (PRÜFFERT 1969). Damit ist endgültig die im beginnenden Mesozoikum bestehende paläogeographische Konfiguration hergestellt mit der Rheinischen Masse als sedimentationsfreiem Bereich und den sich im Osten und Süden anschließenden Sedimentationsgebieten der Hessischen Senke Südwestdeutschlands (KOWALCZYK et al. 1978).

5. Verzeichnis der erwähnten Aufschlüsse und Bohrungen

Aufschlüsse:

1. Straßenanschnitt in Altstadt-Lindheim, Bl. 5719 Altstadt, R 34 99 44, H 55 72 44 (KOWALCZYK 1967, LIETZ & KOWALCZYK 1973); Lindheim-Schichten (Abb. 35).
2. Aufgelassener Steinbruch an der Naumburg, nördlich Nidderau-Heldenbergen, Bl. 5719 Altstadt, R 34 89 73, H 55 68 60 (FABER 1973); Lindheim-Schichten (?) (Abb. 36).

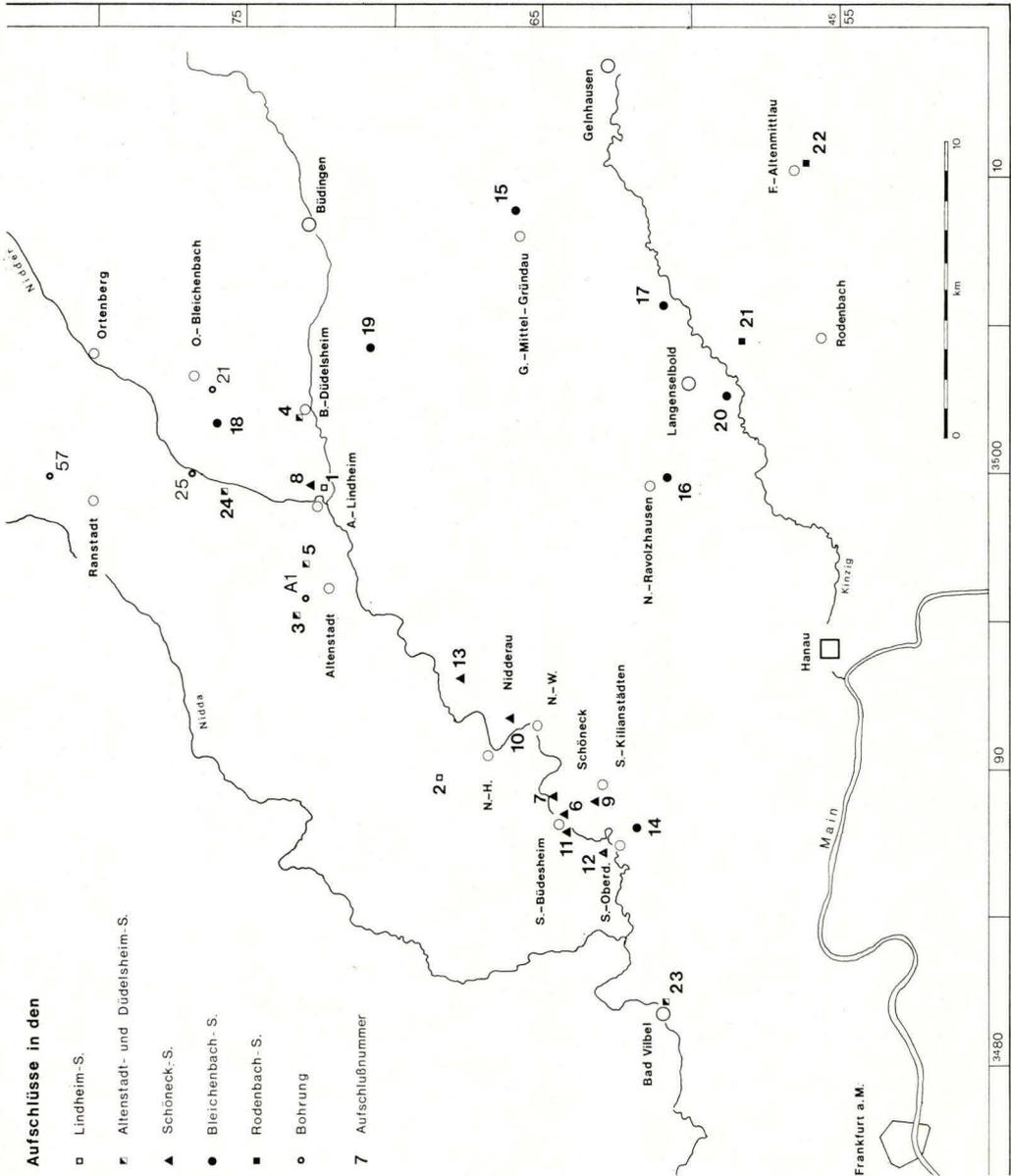


Abb. 34. Aufschlußkarte.

3. Weganschnitt nördlich Altenstadt, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 95 24, H 55 73 32 (KOWALCZYK 1967); Altenstadt-Schichten (Abb. 37).
4. Schurf am Westhang des Weinberges in Büdingen-Düdelnheim, Bl. 5720 Büdingen, R 35 01 72, H 55 73 22 (KOWALCZYK 1967); Düdelnheim-Schichten (Abb. 38).
5. Anschnitt an der Straße Altenstadt—Altenstadt-Rodenbach, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 96 82, H 55 72 89 (KOWALCZYK 1967); Düdelnheim-Schichten.
6. Anschnitt an der Nidder unterhalb des Schlosses in Schöneck-Büdesheim, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 88 50, H 55 64 22 (NEGENDANK 1967); Basalt, Schöneck-Schichten.
7. Aufgelassener Steinbruch an der Mühle in Schöneck-Büdesheim, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 88 86, H 55 64 64 (NEGENDANK 1967); Basalt, Schöneck-Schichten.
8. Anschnitt am Westhang des Hanseberges in Altenstadt-Lindheim, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 99 50, H 55 72 78; Grenze Düdelnheim-/Schöneck-Schichten (Abb. 39).
9. Aushübe und Weganschnitte am Westhang des Neubergs in Schöneck-Kilianstädten, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 88 92, H 55 63 00 (MARELL, unveröff.); Schöneck-Schichten und Grenze Schöneck-/Bleichenbach-Schichten (Abb. 40).
10. Bahnhof Nidderau-Heldenbergen/Windecken, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 91 50, H 55 66 26; Schöneck-Schichten (Abb. 41).
11. Anschnitt am Sportplatz westlich Schöneck-Büdesheim, Bl. 5718 Ilbenstadt, R 34 87 74, H 55 63 78 (WIESNER 1964); Schöneck-Schichten.
12. Weganschnitt am Rangenberg nördlich Schöneck-Oberdorfelden, Bl. 5718 Ilbenstadt, R 34 87 25, H 55 62 76 (WIESNER 1964); Schöneck-Schichten.
13. Anschnitt an der Bahnlinie Nidderau—Altenstadt, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 92 00, H 55 67 00; Schöneck-Schichten.
14. Ziegeleigrube südöstlich Schöneck-Oberdorfelden, Bl. 5819 Hanau, R 34 88 20, H 55 61 90; Bleichenbach-Schichten.
15. Bahnhof Gründau—Mittel-Gründau, Bl. 5720 Büdingen, R 35 08 64, H 55 66 10 (TOLL 1966, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b); Bleichenbach-Schichten (Abb. 42).
16. Ziegeleigrube der Fa. Ravoton in Neuberg-Ravolzhausen, Bl. 5820 Langenselbold, R 35 00 30, H 55 60 60; Bleichenbach-Schichten (Abb. 22).
17. Anschnitt an der B 40, ‚Abtshecke‘, östlich Langenselbold, Bl. 5820 Langenselbold, R 35 05 76, H 55 60 78 (TOLL 1966); Bleichenbach-Schichten (Abb. 43).
18. ‚Kiesgrube‘ südlich Glauburg-Stockheim, Bl. 5610 Ortenberg, R 35 01 76, H 55 76 21 (KOWALCZYK 1967, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 a, b); Bleichenbach-Schichten, Zechstein I.
19. Weganschnitte am Westhang ‚Langer Berg‘ östlich Büdingen-Calbach, Bl. 5720 Büdingen, R 35 03 95, H 55 71 14 (BOENIGK 1967); Bleichenbach-Schichten (Abb. 44).
20. Kinzig-See I südlich Langenselbold (im November 1977 geflutet), Bl. 5820 Langenselbold, R 35 02 10, H 55 58 60; Bleichenbach-Schichten (Abb. 45).
21. Anschnitt an der B 43 südlich Langenselbold, Bl. 5820 Langenselbold, R 35 05 25, H 55 58 50; Rodenbach-Schichten.
22. Hanganschnitt am Südrand von Freigericht-Altenmittlau, Bl. 5820 Langenselbold, R 35 10 52, H 55 56 06 (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978 b); Rodenbach-Schichten (Abb. 46).
23. Aufgelassener Steinbruch am Weinberg in Bad Vilbel, Bl. 5818 Frankfurt a. M. Ost, R 34 82 08, H 55 60 68; Altenstadt-/Düdelnheim-Schichten (Abb. 47).
24. Schurf am Westhang der Nidder südlich Leustadt, Bl. 5619 Staden, R 34 99 65, H 55 76 28 (KOWALCZYK 1967); Düdelnheim-Schichten (Abb. 48).

Bohrungen :

Bg. Altenstadt I 1948/49, Bl. 5719 Altenstadt, R 34 95 54, H 55 72 88 (NÖRING 1951 a); Lindheim- und Altenstadt-Schichten.

Bg. 21, Bleichenbach, Steinberg bei Ortenberg-Bleichenbach, Bl. 5620 Ortenberg, R 35 02 74, H 55 76 34 (KOWALCZYK 1978 in: EHRENBERG & HICKETHIER 1978: 228—235); Bleichenbach-Schichten.

Bg. 25, Hesselmühle, Nidderau nordwestlich Glauburg-Stockheim, Bl. 5620 Ortenberg, R 35 00 18, H 55 77 35 (KOWALCZYK 1978 in: EHRENBERG & HICKETHIER 1978: 241—246); Bleichenbach-Schichten.

Bg. 57, Ranstadt, östlich Ranstadt, Bl. 5619 Staden, R 34 99 91, H 55 81 74 (KOWALCZYK 1978 in: EHRENBERG & HICKETHIER 1978: 300—304); Bleichenbach-Schichten.

6. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L., & MURAWSKI, H. (1975): Erdbebentätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. — Z. dt. geol. Ges., **126**: 49—62; Hannover.
- AHRENDT, H., HUNZIEKER, J., & WEBER, K. (1977): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamomorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dt. geol. Ges., **129**: 229—247; Hannover.
- ANDERLE, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 279—284; Wiesbaden.
- & MEISL, S. (1977): Überblick über den Süddaunus. — In: Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Göttingen (Hrsg.): Exkursionsführer Geotagung '77, **1**, Exk. B: 66—76; Göttingen.
- ANDREAS, D., & HAUBOLD, H. (1973): Erste Information über die Richtgrenze Unteres/Oberes Autun (Unteres Perm, Unterrotliegend) im Niveau der Goldlauterer Schichten des Thüringer Waldes. — Z. geol. Wiss., **1**: 509—514; Berlin.
- — (1975): Die biostratigraphische Untergliederung des Autun (Unteres Perm) im mittleren Thüringer Wald. — Schr.-R. geol. Wiss., **3**: 5—86; Berlin.
- — & KATZUNG, G. (1975): Zur Grenze Stefan/Autun (Karbon/Perm). — Z. geol. Wiss., **3**: 699—716; Berlin.
- ATZBACH, O., & GREIB, K. W. (1972): Zur Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden (Nahe-Gruppe) in der Nahe-Mulde. — Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 9—16; Mainz.
- BACKHAUS, E. (1965): Die randliche „Rotliegend“-Fazies und die Paläogeographie des Zechsteins im Bereich des nördlichen Odenwaldes. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 112—140; Wiesbaden.
- BARANYI, I., & LIPPOLT, H. J. (1976): Der permische Natron-Keratophyr von Roßdorf im nördlichen Odenwald. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 167—172; Wiesbaden.
- BARTHEL, M., & HAUBOLD, H. (1980): Zur Gattung *Callipteris* BRONGNIART. Teil I: Die Ausbildung von *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART im mitteleuropäischen Rotliegenden. — Schr.-R. geol. Wiss., **16**: 49—105; Berlin.
- BERTHOLD, G., NAIRN, A. E. M., & NEGENDANK, J. W. F. (1975): A palaeomagnetic investigation of some of the igneous rocks of the Saar-Nahe-Basin. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**: 134—150; Stuttgart.
- BEST, G. (1966): Geologische Kartierung auf Blatt Altenstadt (Hessen) und Geologische Profilaufnahme in Frankfurt/M. — Dipl.-Arb., 122 S.; Frankfurt a. M.
- BOENIGK, W. (1967): Zur Geologie der südöstlichen Wetterau zwischen Langenselbold — Büdingen — Hainchen, mit besonderer Berücksichtigung des Tertiärs. — Dipl.-Arb., 187 + XXXVI S.; Köln.
- BOY, J. A. (1976): Überblick über die Fauna des saarpfälzischen Rotliegenden (Unter-Perm). — Mainzer geowiss. Mitt., **5**: 13—85; Mainz.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**: 56—66; Stuttgart.
- BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **12**, 274 S.; Berlin.
- Code-Kommission der Stratigraphischen Kommission der DUGW (1977): Stratigraphische Richtlinien. — Newsl. Stratigr., **6**: 131—151; Berlin, Stuttgart.
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas (Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie). — Geol. Jb., **E 10**: 3—63; Hannover.
- EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H. (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5620 Ortenberg; Wiesbaden.
- ENGLER, C. (1978): Teil I: Geologische Kartierung zwischen Erbstadt und Altenstadt, TK 25, Nr. 5719 Altenstadt. Teil II: Art und Herkunft der Kieselschiefer-/Lydit-Gerölle im Rotliegenden der Wetterau. — Dipl.-Arb., 120 S.; Frankfurt a. M.
- FABER, P. (1973): Sedimentologische Untersuchungen im Rotliegenden der Wetterau, mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens an der Naumburg. — Dipl.-Arb., 106 S.; Frankfurt a. M.

- (1975): Schwermineraluntersuchungen im Rotliegenden der Wetterau (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 279—290; Wiesbaden.
- & KOWALCZYK, G. (1979): Die Herkunft der „Porphy“-Gerölle im Rotliegenden Süd-Hessens. — Geol. Rdsch., **68**: 805—824; Stuttgart.
- FALKE, H. (1969 a): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingraben zur Zeit des Rotliegenden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 130—151; Wiesbaden.
- (1969 b): Das vermutete Perm der Bohrung Lichtenau bei Rothenbuch (Buntsandsteinspessart). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 117—129; Wiesbaden.
- (1971 a): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 223—234; Wiesbaden.
- (1971 b): Karbon/Perm-Grenze. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 161—166; Krefeld.
- (1974 a): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **56**: 1—14; Stuttgart.
- (1974 b): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. — Geol. Rdsch., **63**: 819—849; Stuttgart.
- (1974 c): Die Stellung des saarpfälzischen Rotliegenden innerhalb des kontinentalen Perms von Mittel- und Westeuropa. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **56**: 167—193; Stuttgart.
- & KNEUPER, G. (1972): 2. Das Karbon in limnischer Entwicklung. — VII.eme Congr. intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, Krefeld 1971, **1**: 49—67; Krefeld.
- FICHTER, J. (1976): Tetrapodenfährten aus dem Unterrotliegenden (Autun, Unter-Perm) von Odernheim/Glan. — Mainzer geowiss. Mitt., **5**: 87—109; Mainz.
- (1979): Aktuopaläontologische Studien zur Lokomotion rezenter Urodelen und Laceratiler sowie paläontologische Untersuchungen an Tetrapodenfährten des Rotliegenden (Unter-Perm) SW-Deutschlands. — Diss., 440 S.; Mainz (Selbstverlag).
- GEINITZ, H. B. (1861/1862): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Teil I und II. — 342 S.; Leipzig (W. Engelmann).
- GLENNIE, K. W. (1972): Permian Rotliegende of Northwest Europe in light of modern desert sedimentation studies. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **56**: 1048—1071; Tulsa.
- GOTHAN, W. (1952): Die Heerleiner Karbonkongresse. — S.-Ber. dt. Akad. Wiss., Kl. Math. allg. Naturwiss., **4**, 18 S.; Berlin.
- GRIM, R. E., & GÜVEN, N. (1978): Bentonites. — Develop. Sedimentology, **24**: 256 S.; Amsterdam (Elsevier).
- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P., & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. — Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **2**: 7—41; Oxford.
- HAUBOLD, H. (1973 a): Die Tetrapodenfährten aus dem Perm Europas. — Freiburger Forsch.-H., **C 285**: 5—56; Leipzig.
- (1973 b): Exkursion H. Probleme der Molasse im östlichen Harzvorland. — In: SCHWAB, M. (Hrsg.): Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursions-Tagung der Ges. geol. Wiss. DDR, Halle 1973: 111—120; Berlin.
- (1980): Die biostratigraphische Gliederung des Rotliegenden (Permosiles) im mittleren Thüringer Wald. — Schr.-R. geol. Wiss., **16**: 331—356; Berlin.
- & KATZUNG, G. (1972 a): Das Typusgebiet der Autun/Saxon-Grenze im Thüringer Wald. — Ber. dt. Ges. geol. Wiss., **A 17**: 849—863; Berlin.
- — (1972 b): Die Abgrenzung des Saxon. — Geologie, **21**: 883—910; Berlin.
- — (1975): Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. — Schr.-R. geol. Wiss., **3**: 87—138; Berlin.
- HEIM, D. (1970): Die Tonsteine im Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre Beziehungen zu den Kaolin-Kohleentonsteinen. — Z. dt. geol. Ges., **120**: 297—307; Hannover.
- (1971): Über den „Hygrophyllit“ im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. — Contr. Mineral. and Petrol., **32**: 149—164; Berlin.

- HENNINGSSEN, D. (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen Hessischen Senke. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N. F., naturwiss. Abt., **34**: 19—31; Gießen.
- HOLTZ, S., MEISL, S., & THIELICKE, G. (1968): Ein Alkalisyenit-Auswürfling im tertiären Basaltuff bei Rainrod, Kreis Büdingen (Vogelsberg). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 343—346; Wiesbaden.
- HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1960): Das Permokarbon im östlichen Harzvorland. — Freiburger Forsch.-H., **C 93**: 1—116; Berlin.
- (1963): Das Rotliegende im Nordteil der Stadt Halle a. S. und seine geologische Position im Saaletrog. — Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch., **5**: 18—33; Berlin.
- KLÜPFEL, W. (1955): Die Stadien des Tektonisch-Magmatischen Einheitszyklus im westdeutschen Perm und ihre methodische Auswertung zur Analyse eines Gebirges. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **83**: 131—152; Wiesbaden.
- KÖBRICH, C. (1926): Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905—1907. — Notizbl. Ver. Erdkde. u. geol. L.-Anst. Darmstadt, **5**, H. 8: 197—223; Darmstadt.
- KOWALCZYK, G. (1967): Die Geologie der südöstlichen Wetterau zwischen Büdingen, Altenstadt und Selters, mit besonderer Berücksichtigung des Rotliegenden. — Dipl.-Arb., 212 S.; Köln.
- (1975): Evaporit-Relikte im Oberrotliegenden der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **103**: 291—298; Wiesbaden.
- & MANZE, U. (1974): C- und O-Isotopenverhältnisse permischer Karbonatgesteine der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 215—224; Wiesbaden.
- MURAWSKI, H., & PRÜFERT, J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südtal der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 181—205; Stuttgart.
- & PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau (Hessen). — Z. dt. geol. Ges., **125**: 61—90; Hannover.
- (1978 a): A. Perm. — In: EHRENBERG, K.-H., & HICKETHIER, H.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 14—37; Wiesbaden.
- (1978 b): Exkursion F in das Oberrotliegende und den Zechstein am Rand von Spessart und Vogelsberg am 1. April 1978. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **60**: 87—108; Stuttgart.
- KOZUR, H. (1977 a): Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil I. Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. — Freiburger Forsch.-H., **C 319**: 79—121; Leipzig.
- (1977 b): Erster Nachweis von Mikrofaunen unterhalb des Kupferschiefers im Süden der DDR. — Z. geol. Wiss., **5**: 657—661; Berlin.
- 1978 a): Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung *Callipteris* BRONGN. im Karbon. — Verh. geol. B.-Anst., (1978) H. **2**: 11—22; Wien.
- (1978 b): Beiträge zur Stratigraphie des Perms, Teil III (1): Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa. — Freiburger Forsch.-H., **C 342**: 117—142; Leipzig.
- KRIEBEL, U. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie im Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein im südöstlichen Harzvorland. — Jb. Geol., **2**: 127—192; Berlin.
- KÜHNE, F. (1923): Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**: 426—456; Berlin.
- KÜMMERLE, E. (1969): Perm. — In: KÜMMERLE, E., & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl.: 20—22; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1969): Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5916 Hochheim a. Main, 3. Aufl., 209 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**: 234—288; Krefeld.
- KUNERT, R. (1970): Lithofazielle und tektonische Untersuchungen im Permokarbon des östlichen Harzvorlandes. — Jb. Geol., **3**: 57—120; Berlin.

- LAEMMLEN, M. (1967): Stratigraphische Auswertung einiger Buntsandsteinbohrungen im Bayrischen Spessart. — Veröff. Geschichts- u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 107—134; Aschaffenburg.
- LEHMANN, C. (1966): Geologische Untersuchungen im Frankfurter Stadtgebiet und im Gebiet der Hohen Straße. — Dipl.-Arb., 124 S.; Frankfurt a. M.
- LEPPLA, A. (1924): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Staaten, Lfg. **15**, Bl. Königstein, 56 S.; Berlin.
- & STEUER, A. (1923): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Staaten, Lfg. **15**, Bl. Hochheim-Raunheim, 56 S.; Berlin.
- LIETZ, J. (1964): Die Geologie des nördlichen Spessartabfalles zwischen Niederrodenbach — Meerholz — Altenhaßlau — Grossenhausen — Horbach — Albstadt, mit besonderer Berücksichtigung der permischen Schichten. — Dipl.-Arb., 111 S.; Köln.
- (1967): Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung vom Rotliegenden zum Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **12**, 84 S.; Köln.
- & KOWALCZYK, G. (1973): Glaukonit in Sedimenten des Unterrotliegenden der Wetterau (Hessen). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**: 613—623; Stuttgart.
- LIPPOLT, H. J., & RACZEK, I. (1979): Isotopische Altersbestimmungen an vulkanischen Biotiten des Saar-Nahe-Perm. — Fortschr. Mineral., **57**, Beih. 1: 87; Stuttgart.
- MACKENZIE, R. C. (1957): The differential thermal investigation of clays. — 456 S.; London (Mineral. Soc.).
- MARELL, D. (unveröff.): Erl. zur geologischen Kartierung des Gebietes zwischen Nidderau und Schöneck (Manuskript).
- MATTHES, S., & OKRUSCH, M. (1965): Spessart. — Slg. geol. Führer, **44**, 220 S.; Berlin (Bornträger).
- MEISSNER, R., BERCKHEMER, H., WILDE, R., & POURSADEG, M. (1970): Interpretation of seismic refraction measurements in the northern part of the Rhinegraben. — In: ILLIES, J. H., & MUELLER, S.: Graben Problems. — Intern. Upper Mantle Project, sci. rep. No. **27**: 184—190; Stuttgart (Schweizerbart).
- MICHELS, F. (1930): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L., Lfg. **300**, Bl. Frankfurt/Main-Ost — Offenbach, 88 S.; Berlin.
- MURAWSKI, H. (1959): Zur Frage durchgepauster Tektonik. — Geol. Rdsch., **48**: 260—271; Stuttgart.
- (1960): Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 294—342; Wiesbaden.
- (1961): Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 114—133; Wiesbaden.
- (1963): Die Bedeutung der „Kinzigtalzone“ als Scharnierbereich zwischen der (Spessart-) Schwelle und dem nördlich vorgelagerten (Hessischen) Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 217—230; Wiesbaden.
- (1967a): Spessartschwelle und Wetterabecken. Funktion und Bild. — Veröff. Geschichts- u. Kunstver. Aschaffenburg, **10**: 71—89; Aschaffenburg.
- (1967b): Grundzüge der tektonischen Entwicklung von Spessart und Wetterau. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **49**: 117—127; Stuttgart.
- (1976): Raumproblem und Bewegungsablauf an listrischen Flächen, insbesondere bei Tiefenstörungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**: 209—220; Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. (1967): Untersuchungen an den Kernproben der Bohrung Olm 1 und Vergleich der in dieser Bohrung auftretenden Magmatite mit Proben tertiärer und permischer (rotliegender) Magmatite aus dem Oberrheingraben und dem Sprenndlinger Horst. — Diss., 124 u. 44 S.; Mainz.
- (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 236—249; Wiesbaden.
- NÖRING, F. (1951a): Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 22—40; Wiesbaden.

- (1951 b): Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2: 44—46; Wiesbaden.
- (1955): Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83: 157—166; Wiesbaden.
- OKRUSCH, M., STREIT, R., & WEINELT, W. (1967): Erl. geol. Kt. Bayern 1 : 25 000, Bl. Nr. 5920 Alzenau i. Ufr., 336 S.; München.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. — Geol. Rdsch., 63: 850—884; Stuttgart.
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. — Z. dt. geol. Ges., 129: 71—97; Hannover.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85: 292—296; Wiesbaden.
- PRASHNOWSKI, A. (1957): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 105: 47—70, Stuttgart.
- PRÜFERT, J. (1966): Die Deckgebirgseinheiten des Vorspessarts nördlich der Aschaff und Laufach, unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins. — Dipl.-Arb., 158 u. VII S.; Köln.
- (1969): Der Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. Seine Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. — Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, 16, 176 u. VII S.; Köln.
- REINACH, A. v. (1892): Das Rothliegende und sein Anschluß an das Saar-Nahe-Gebiet. — Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 8, 34 S.; Berlin.
- (1899 a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Lfg. 77, Bl. Windecken, 81 S.; Berlin.
- (1899 b): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Lfg. 77, Bl. Hüttengesäß, 64 S.; Berlin.
- (1900): Über einige Versteinerungs-Fundpunkte im Bereich des Taunus. — Z. dt. geol. Ges., 75, B: 165 — 166; Berlin.
- RÖPER, H.-P., & ROTHE, P. (1975): Petrology of a fossil duricrust: The „Karneoldolomit-Horizont“, Permian, SW-Germany. — IXme Congr. intern. sedimentology, Nice 1975, 2: 113—118; Nice.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1973): Die Kieselhölzer von Bad Vilbel. — Bad Vilbeler Heimatblätter, 8: 1—12; Bad Vilbel.
- (1980): Pollen flora and vegetation at the end of the Lower Permian. — Proceed. 4. intern. palyn. Conf., Lucknow (1976—77), 2: 750—752; Lucknow.
- SCHÄFER, K. (1965): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen in den Basisschichten des Oberrotliegenden der SE-Flanke des Pfälzer Sattels. — Diss., 146 S.; Mainz.
- (1969): Das Rotliegende der Treischfelder Bohrungen in Osthessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97: 152—197; Wiesbaden.
- SCHREIBER, A. (1960): Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges. — Freiburger Forsch.-H., C 82, 131 S.; Berlin.
- SMOOT, J. P. (1978): Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. — Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 2: 109—127; Oxford.
- STEINEGGER, U. (1977): Zur Geologie der nordöstlichen Nahe-Mulde unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie der Waderner Schichten im Raum Burglayen — Münster-Sarmsheim — Langenlonsheim. — Dipl.-Arb., 177 S.; Mainz.
- STENGER, B. (1958): Geologische Untersuchungen im „Vordevon“ des Gebietes zwischen Eppstein und Lorsbach i. Ts. (Blatt Königstein). — Dipl.-Arb., 59 S.; Frankfurt a. M.
- STILLE, H. (1928): Die oberkarbonisch-aldtyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. — C. R. Congr. Stratigr. Carbon. Heerlen 1927: 697—730; Liège.

- STRACK, D., & STAFF, K. (1980): Ist der Kreuznacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluvial entstanden? — *Geol. Rdsch.*, **69**: 892—921; Stuttgart.
- TOLL, W. (1966): Die Geologie der südöstlichen Wetterau zwischen Langenselbold, Büdingen und Roth, mit besonderer Berücksichtigung der permischen Schichten. — *Dipl.-Arb.*, 155 S.; Köln.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten. — *Geologica Bavarica*, **54**, 92 S.; München.
- (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. — *Beih. geol. Jb.*, **112**, 51 S.; Hannover.
- VISSCHER, H., HUDDLESTON SLATER-OFFERHAUS, M. G., & WONG, T. E. (1974): Palynological assemblages from „Saxonian“ deposits of the Saar-Nahe Basin (Germany) and the Dôme de Barrot (France) — an approach to chronostratigraphy. — *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **17**: 39—56; Amsterdam.
- VOGEL, C. (1891): Die Quarzporphyre der Umgebung von Groß-Umstadt. — *Abh. großherzogl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt*, **2** (1), 55 S.; Darmstadt.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebieten. — *Z. dt. geol. Ges.*, **114**: 378—418; Hannover.
- WALKER, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds. — In: FALKE, H. (ed.): *The continental Permian in Central, West, and South Europe*: 240—282; Dordrecht (D. Reidel Pub. Comp.).
- WIESNER, E. (1963): Geologische Untersuchungen im Horst der Hohen Straße. — *Dipl.-Arb.*, 178 S.; Frankfurt a. M.
- (1964): Neue Beobachtungen aus dem Rotliegenden der Wetterau. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 120—125; Wiesbaden.
- WINTER, K.-P. (1965): Die Geologie der Nordabdachung des Spessarts zwischen Niederrodenbach — Albstadt — Alzenau und Wolfgang, unter besonderer Berücksichtigung des Quartärs. — *Dipl.-Arb.*, 140 S.; Köln.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, nördlicher Oberpfälzer Wald. — 555 S.; Berlin (Borntraeger).

Manuskript eingegangen am 12. 12. 1980

Nachtrag

Nach der Drucklegung wurde die Bearbeitung der Schöneck-Schichten von D. MARELL, Frankfurt a. M., fertiggestellt. Sie enthält detaillierte Angaben zu ihrer Gliederung und Sedimentologie.

Außerdem hat Dr. J. FICHTER, Mainz, die Neubearbeitung der Tetrapoden-Fährten übernommen.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. G. KOWALCZYK,
Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität,
Senckenberg-Anlage 32—34, 6000 Frankfurt am Main.

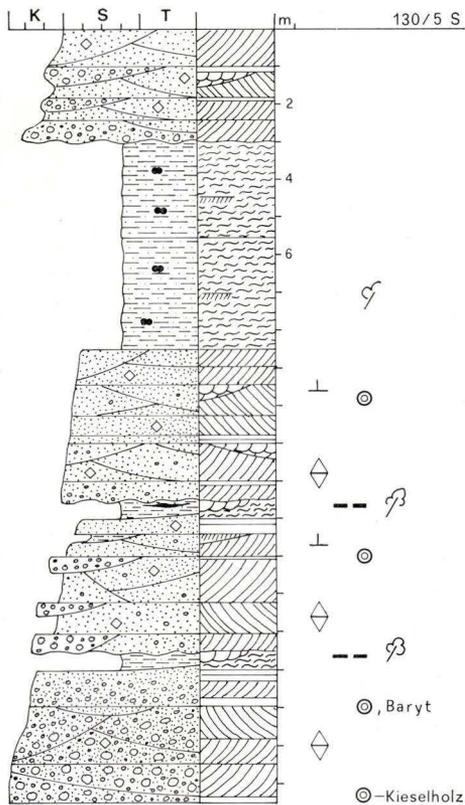


Abb. 36. Profil Aufschluß 2 (nach FABER 1973).

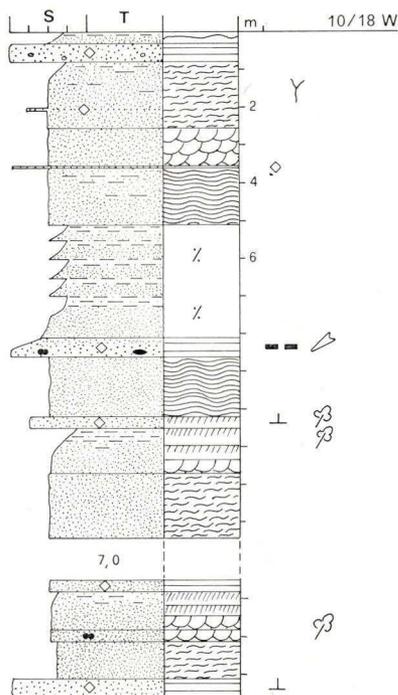


Abb. 37. Profil Aufschluß 3 (nach KOWALCZYK 1967).

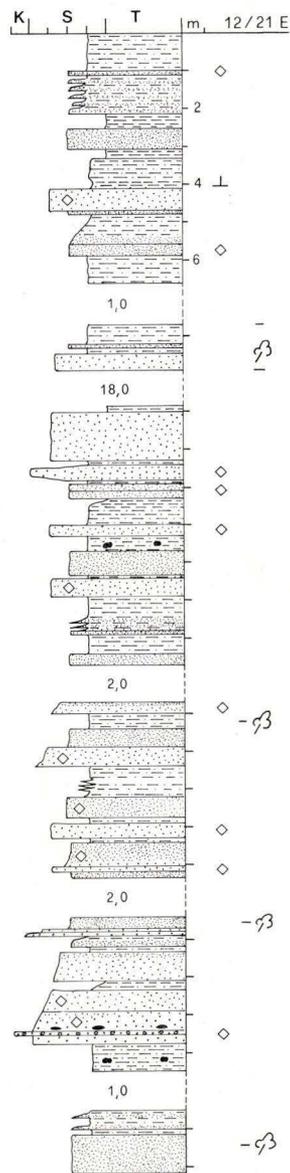


Abb. 38. Profil Aufschluß 4 (nach KOWALCZYK 1967).

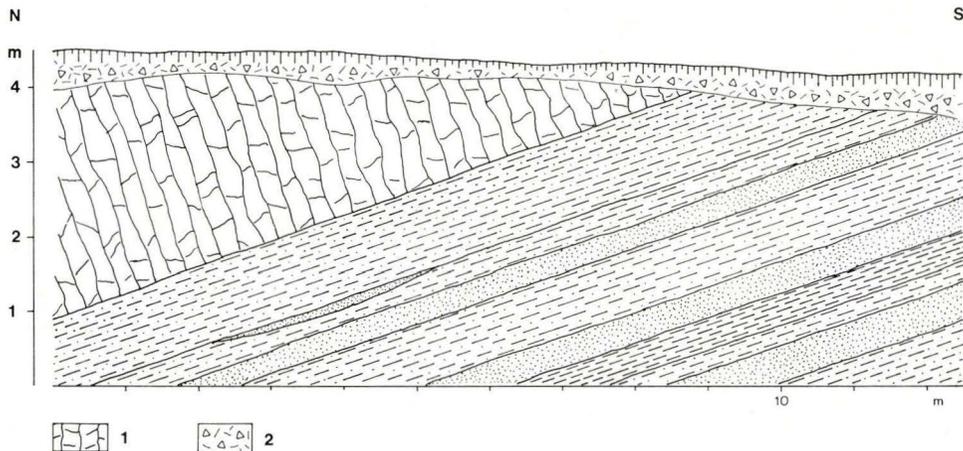


Abb. 39. Aufschluß 8.1 — Basalt („Melaphyr“); 2 — Hangschutt.

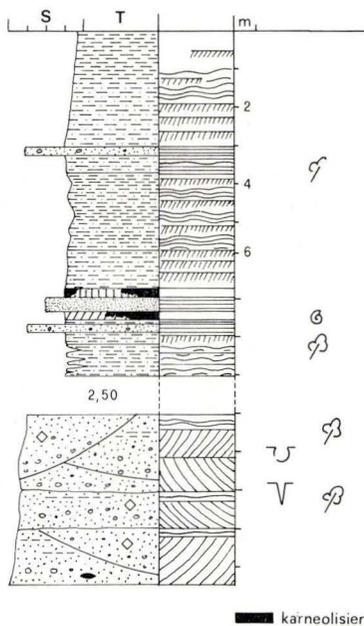


Abb. 40. Profil Aufschlußbereich 9
(nach MARELL, unveröff.).

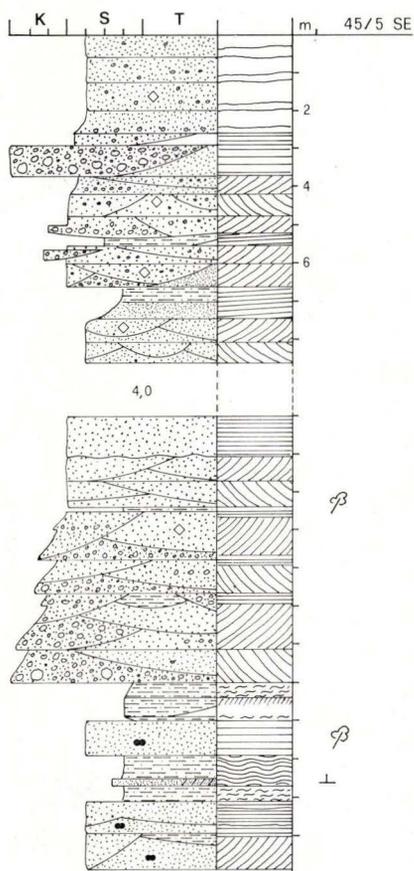


Abb. 41. Profil Aufschluß 10.

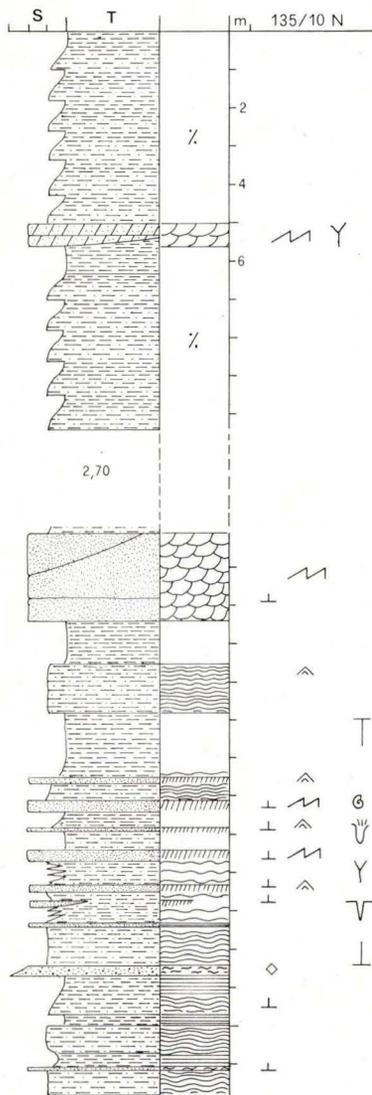


Abb. 42. Profil Aufschluß 15 (oberhalb der Beobachtungslücke nach TOLL 1966).

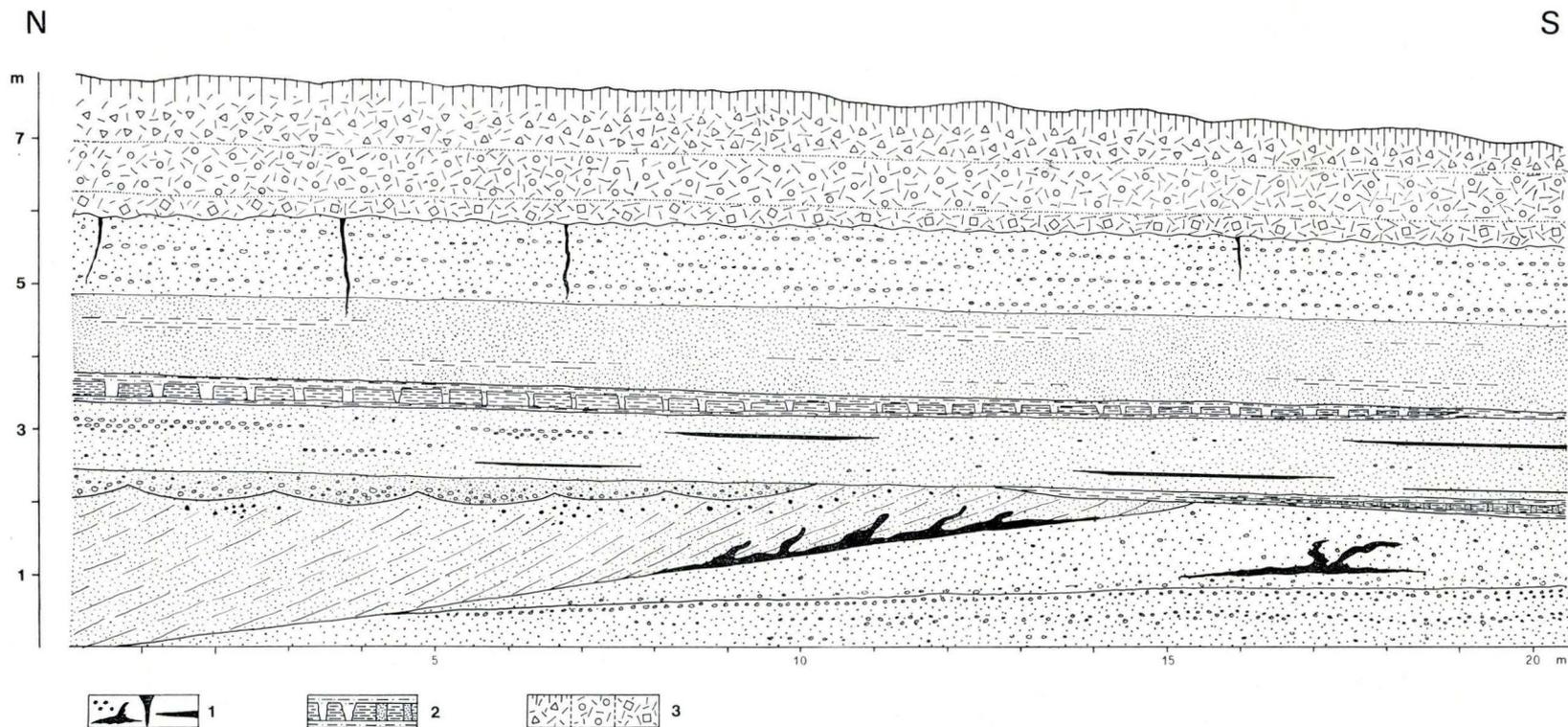


Abb. 46. Aufschluß 22. 1 — dolomitische Konkretionen, Spaltenfüllungen und Lagen; 2 — Trockenriß-Horizont; 3 — Hangschutt aus Rotliegend-Konglomerat, Zechstein-Konglomerat und Zechstein-Dolomit.

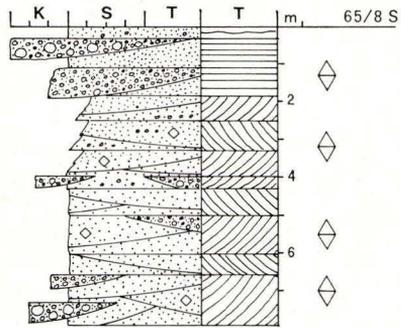


Abb. 47. Profil Aufschluß 23.

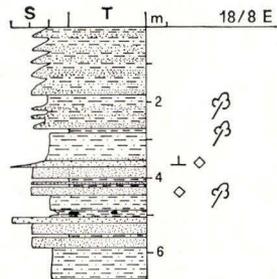


Abb. 48. Profil Aufschluß 24
(nach KOWALCZYK 1967).

Tafel 1

REM-Aufnahmen von Gläsern und Quarzen in Hochquarz-Tracht.

Gläser in der Schwermineralfraktion:

a, b, c: Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten.

d: Bg. Altstadt I, — 39,2 m, Altstadt-Schichten.

e: Bg. Altstadt I, — 52,5 m, Altstadt-Schichten.

Quarze in Hochquarz-Tracht in Tuffen und Tuffiten:

f: Bg. Altstadt I, — 52,5 m, Altstadt-Schichten.

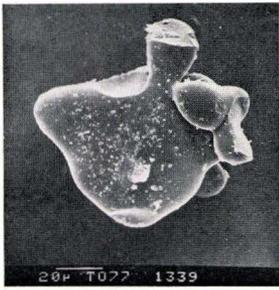
g, h, i: Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten.

Quarze in Hochquarz-Tracht im Quarzporphyr:

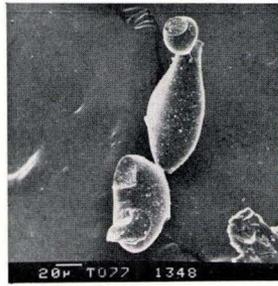
k, l, m: Anschnitt an der B 43 (21), südlich Langenselbold, Geröll aus den Rodenbach-Schichten.

Maßstab am Bildrand in μm

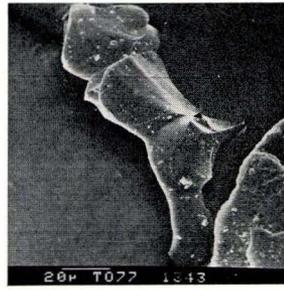
Alle Aufnahmen von J. TOCHTENHAGEN, Frankfurt a. M.



a



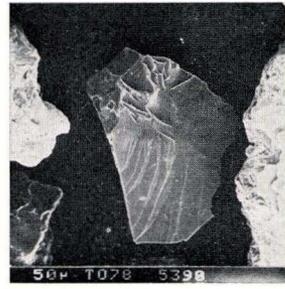
b



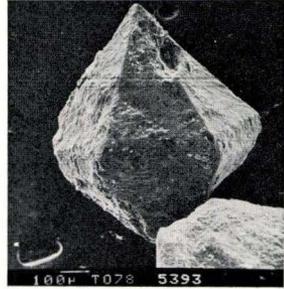
c



d



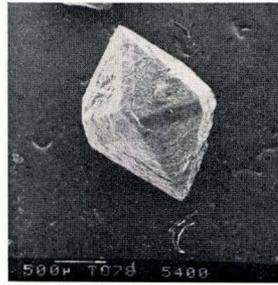
e



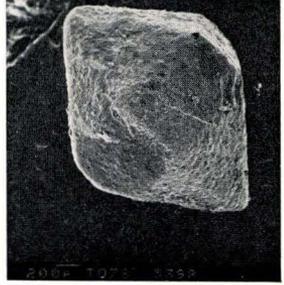
f



g



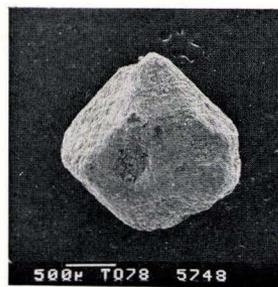
h



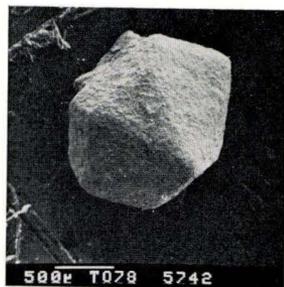
i



k



l



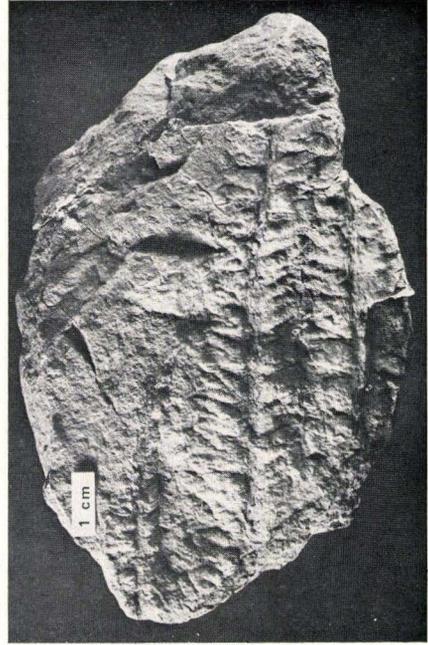
m

Tafel 2

- Fig. 1. „*Acanthodes*“-Stacheln, Rangenberg nördlich Oberdorfelden (12), Schöneck-Schichten; Belegsammlung E. WIESNER (1963).
- Fig. 2. *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, Neuberg in Kilianstädten (9), Schöneck-Schichten; Belegsammlung E. WIESNER (1963).
- Fig. 3. *Odontopteris osmundaeformis* (SCHLOTHEIM) ZEILLER, Bhf. Nidderau (13), Schöneck-Schichten; Slg. K.-H. STOCK, Bruchköbel.
- Fig. 4. *Walchia* sp., Bhf. Nidderau (13), Schöneck-Schichten; Slg. K.-H. STOCK, Bruchköbel.



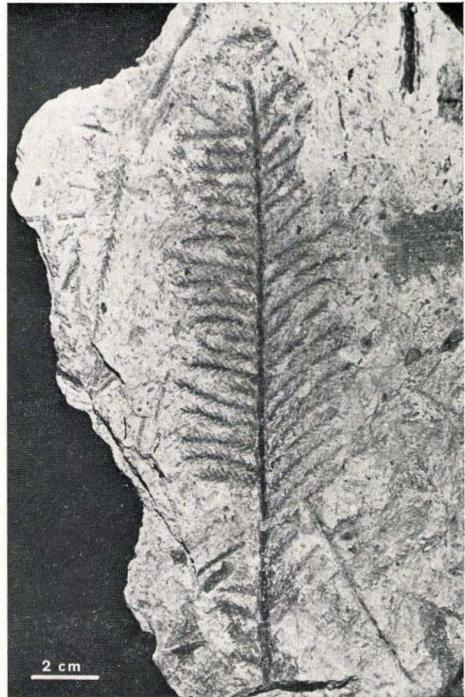
1



2



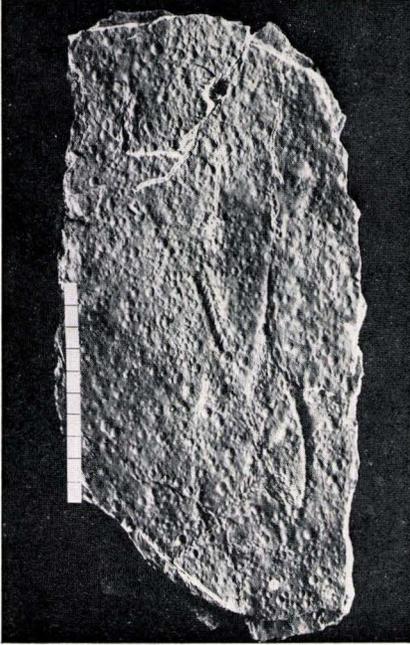
3



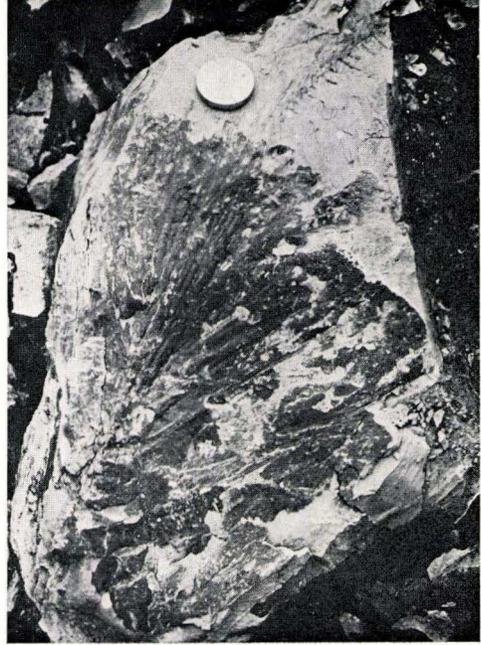
4

Tafel 3

- Fig. 1. Regentropfen-Schlagmarken und Walchienreste, Ziegeleigrube Oberdorfelden (14), Bleichenbach-Schichten.
- Fig. 2. Rollmarken von Walchienzweigen, unbestimmbare Tetrapodenfährten und Walchienreste, Ziegeleigrube Oberdorfelden (14), Bleichenbach-Schichten.
- Fig. 3. *Cordaites* sp., Ziegeleigrube Oberdorfelden (14), Bleichenbach-Schichten (ϕ der Schutzkappe 5 cm).
- Fig. 4. *Odontopteris osmundaeformis* (SCHLOTHEIM) ZEILLER, Ziegeleigrube Oberdorfelden (14), Bleichenbach-Schichten; SM. B 13203.



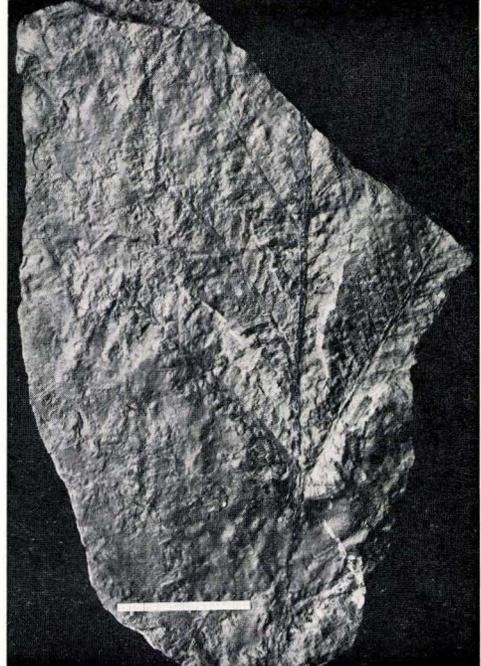
1



3



2



4

Tafel 4

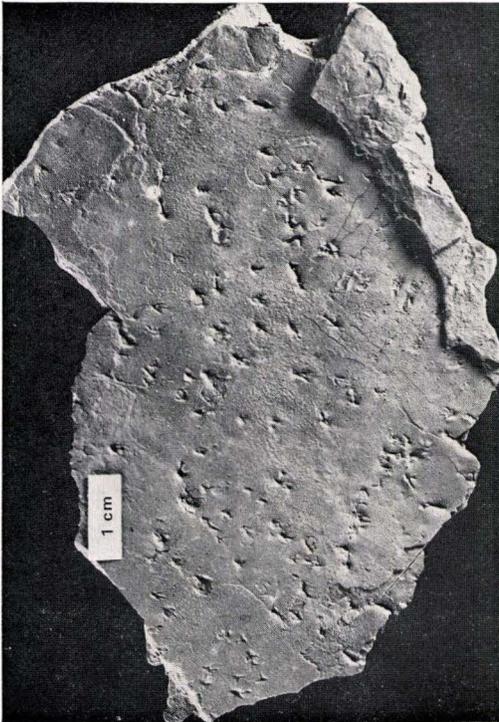
- Fig. 1. Conchostraken („Estherien“), Bhf. Mittel-Gründau (15), Bleichenbach-Schichten.
- Fig. 2. Arthropoden-Fährten, Anschnitt an der B'40 östlich Langenselbold (17), Bleichenbach-Schichten.
- Fig. 3. *Walchia* sp., Ziegeleigrube Ravolzhausen (16), Bleichenbach-Schichten; SM. B 13204.



2 mm

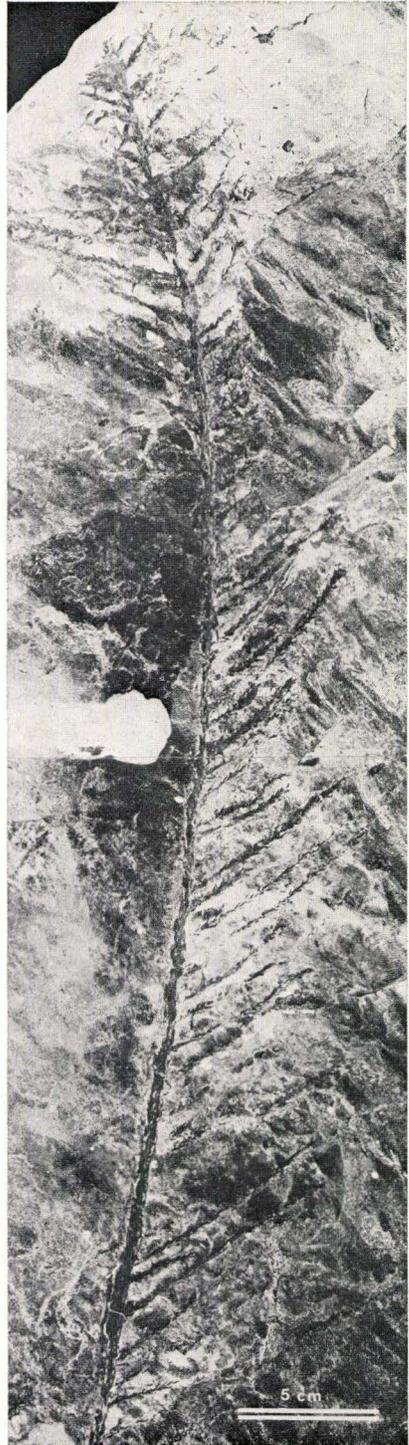


1



1 cm

2



5 cm

3

Tafel 5

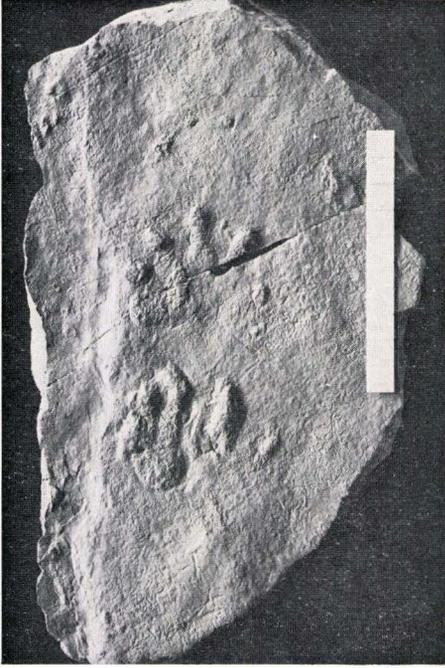
Tetrapoden-Fährten in den Bleichenbach-Schichten, Ziegeleigrube Oberdorfelden (14).

Fig. 1, 2. *Amphisauropus latus* HAUBOLD

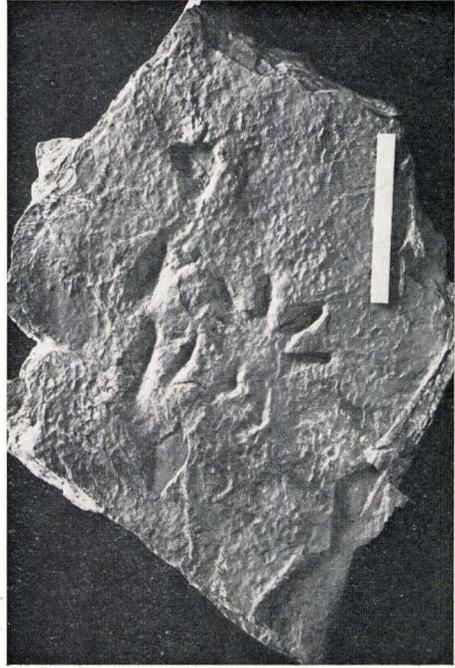
Fig. 3. *Anthichnium salamandroides* (GEINITZ) HAUBOLD

Fig. 4. *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD

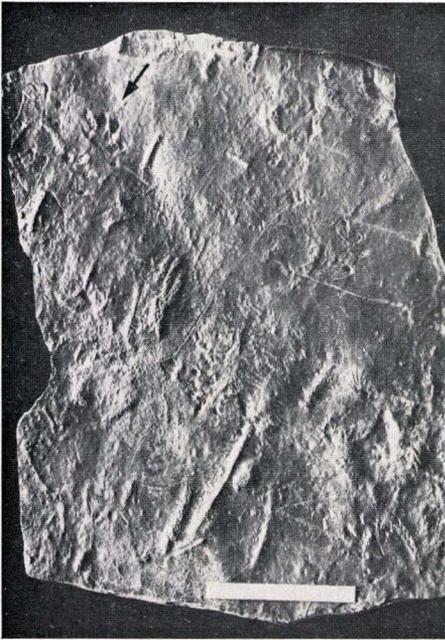
Maßstab 10 cm



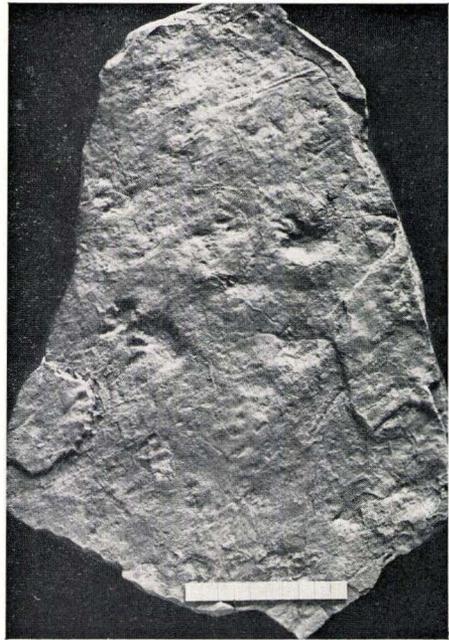
1



2



3



4

Tafel 6

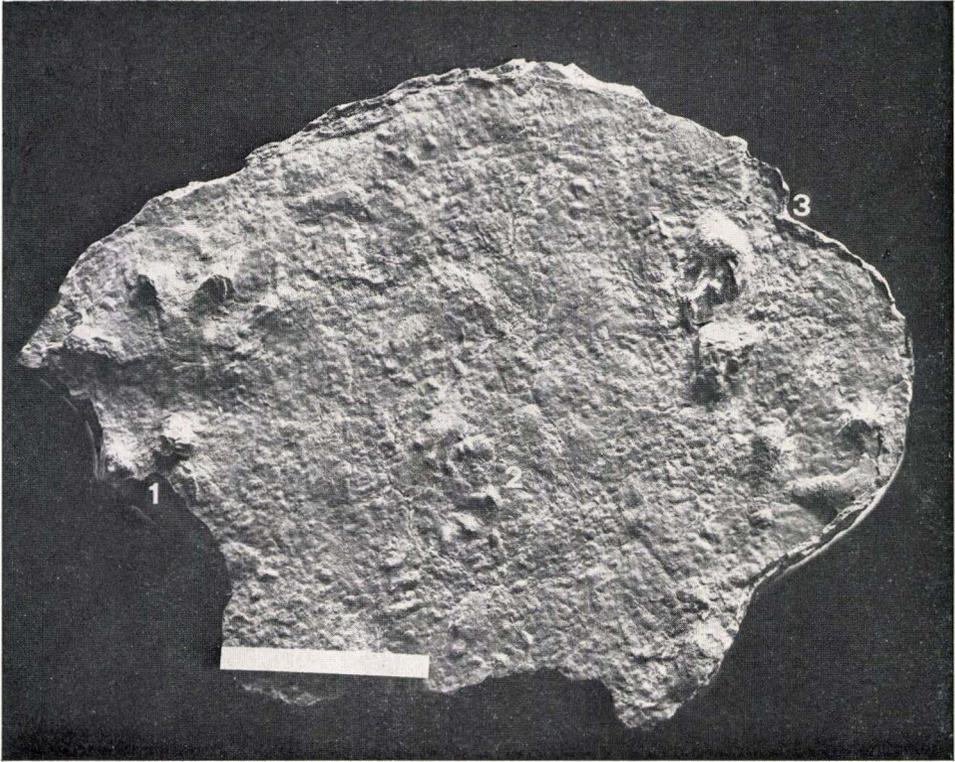
Tetrapoden-Fährten in den Bleichenbach-Schichten, Ziegeleigrube Oberdorfelden (14).

- Fig. 1. 1 — *Ichniotherium cottae* (POHLIG) HAUBOLD
2 — *Amphisauropus latus* HAUBOLD
3 — cf. *Gilmoreichnus brachydactylus* (PABST) HAUBOLD

Fig. 2. cf. *Gilmoreichnus*

Fig. 3. *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ) HAUBOLD

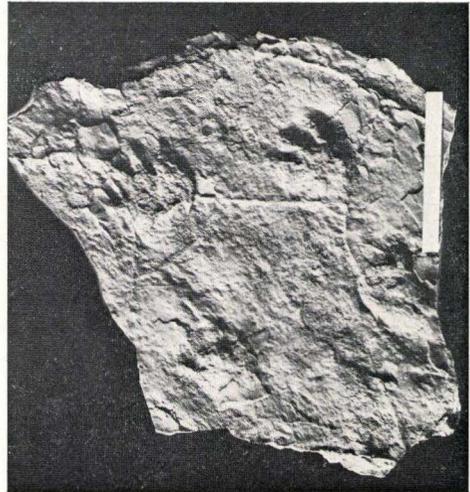
Maßstab 10 cm



1



2



3

Tafel 7

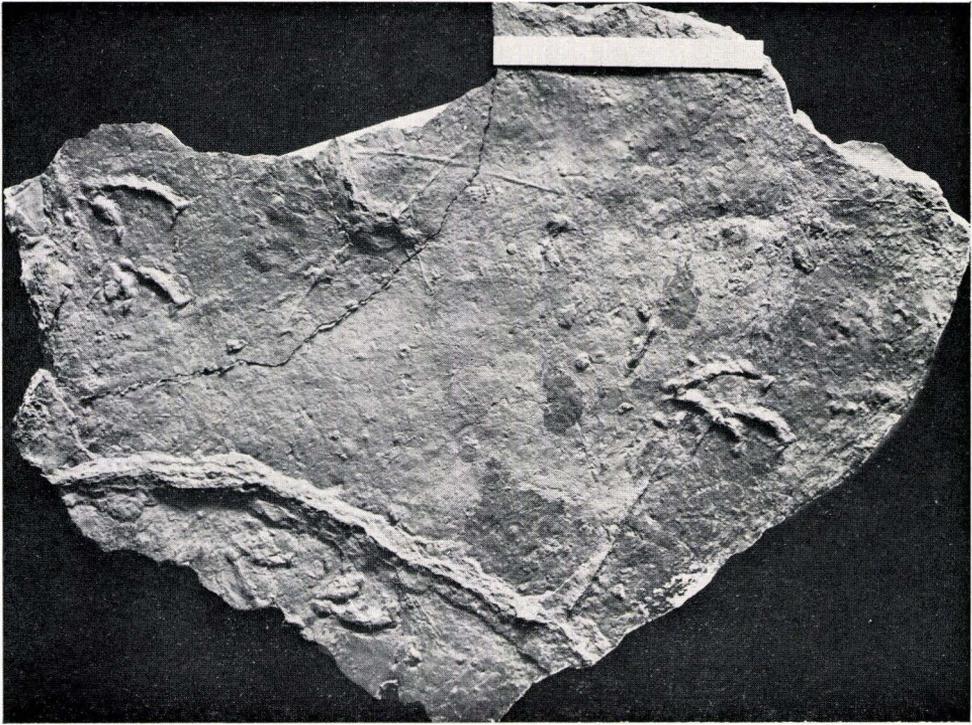
Tetrapoden-Fährten in den Bleichenbach-Schichten.

Fig. 1. *Dromopus lacertoides* (GEINITZ) HAUBOLD
Ziegeleigrube Oberdorfelden (14)
Maßstab 10 cm

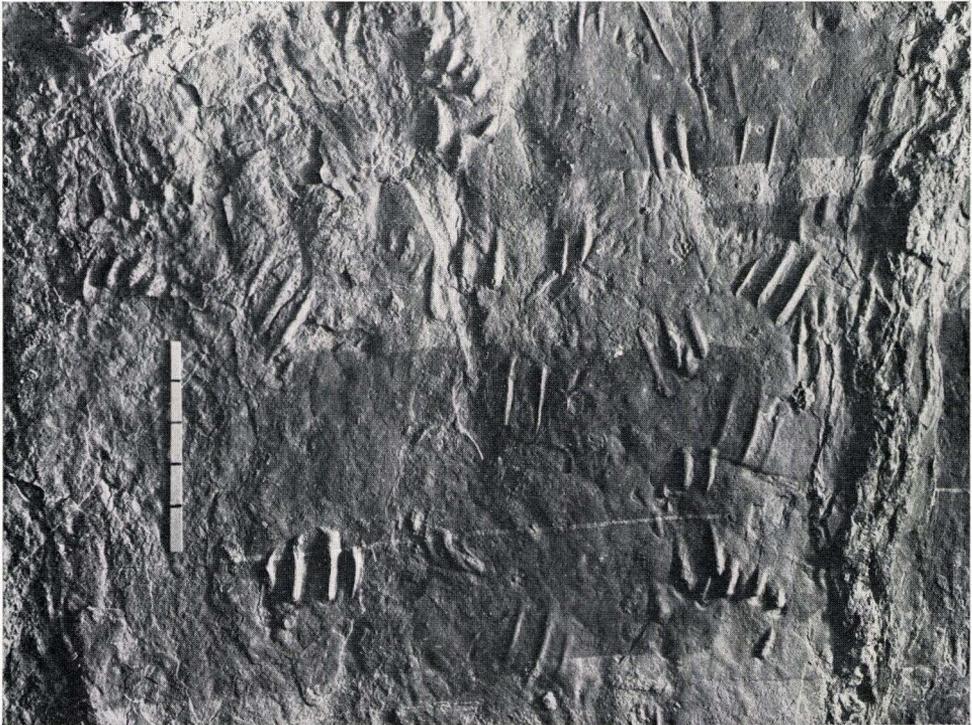
Fig. 2. Unbestimmbare Schwimmfährten
Bhf. Mittel-Grundau (15)

Maßstab 5 cm

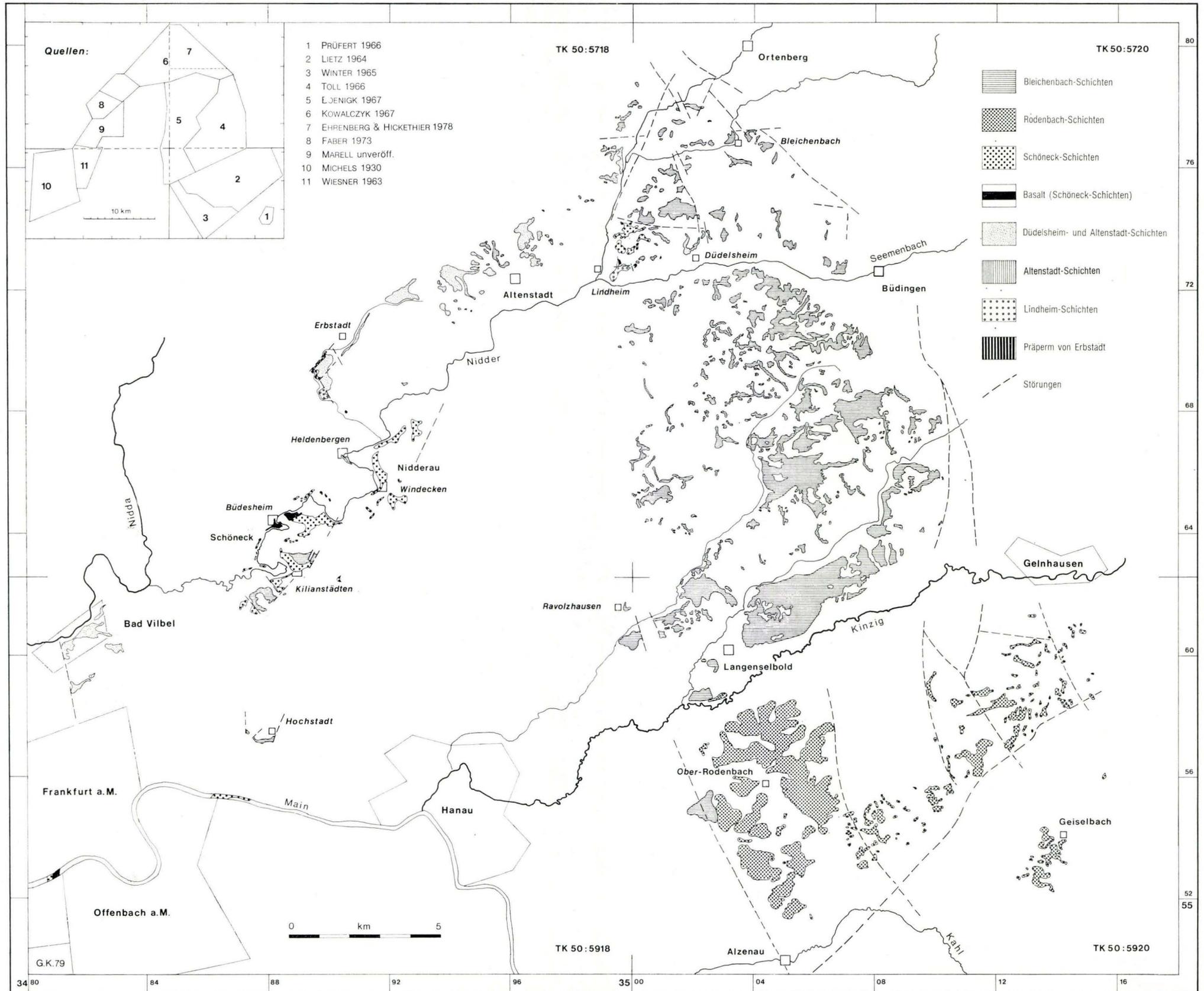
Die Stücke von Aufschluß 14 wurden von K.-H. Stock, Bruchköbel, zur Verfügung gestellt; Abgüsse befinden sich im Geologisch-Paläontologischen Institut der J. W. Goethe-Universität, Frankfurt am Main.



1



2



- 29: BAUER, G., u. a.: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf., DM 36,-.
- 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zu-gehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf., DM 8,60.
- 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., DM 8,-.
- 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf., DM 11,-.
- 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf., DM 14,80.
- 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf., DM 14,-.
- 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab., DM 7,60.
- 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., DM 9,-.
- 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab., DM 6,80.
- 38: ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., DM 22,60.
- 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., DM 11,60.
- 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf., DM 9,-.
- 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., DM 12,-.
- 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf., DM 7,60.
- 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf., DM 7,60.
- 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf., DM 12,-.
- 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., DM 9,40.
- 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., DM 7,60.
- 47: HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf., DM 5,60.
- 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M. & VILLWOCK, R.: Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte., DM 7,20.
- 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf., DM 6,60.
- 50: ZAKOSEK, H., u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas, DM 10,-.
- 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab., DM 10,-.
- 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf., DM 11,20.
- 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab., DM 7,-.
- 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf., DM 5,-.
- 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf., DM 15,-.
- 56: HORST-FALKE-Festschrift. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild, DM 14,-.
- 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab., DM 11,-.

- 58: MATTHES, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., DM 12,-.
- 59: SOLLE, G.: *Brachyspirifer* und *Paraspirifer* im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf., DM 30,-.
- 60: HEINZ-TOBIEN-Festschrift. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild, DM 24,-.
- 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab., DM 19,-.
- 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf., DM 16,-.
- 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf., DM 12,-.
- 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederräder Schleusen-kammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf., DM 21,-.
- 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf., DM 17,-.
- 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf., DM 12,-.
- 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf., DM 21,-.
- 68: NEUFFER, FR. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. 1973. 113 S., 13 Taf., DM 25,-.
- 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf., DM 25,-.
- 70: AZIMI, M. A., HILALI, E.-A., HUSCHMAND, A., KRÜGER, H., PICKEL, H.-J., SCHARFF, H.-J., SCHEWE, L., WAGNER, H.-R.: Beiträge zur Hydrogeologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf., DM 35,-.
- 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab., DM 25,-.
- 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil., DM 24,-.
- 73: GOLWER, A., KNOLL, K.-H., MATTHES, G., SCHNEIDER, W., WALLHÄUSSER, K. H.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf., DM 20,-.

Geologische Abhandlungen Hessen

- 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., DM 45,-.
- 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf., DM 16,-.
- 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf., DM 32,-.
- 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf., DM 9,-.
- 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf., DM 33,-.
- 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon—Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf., DM 27,-.
- 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ / δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf., DM 23,-.
- 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2a (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf., DM 40,-.
- 82: BOTTKE, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab., DM 10,-.
- 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eoziänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf., DM 12,-.